

ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ СИСТЕМЫ
АРХЕЯ И ИХ ПОЗДНИЕ АНАЛОГИ

ARHEFN GRANITE-GREENSTONE SYSTEMS
AND THEIR YOUNGER ANALOGUES

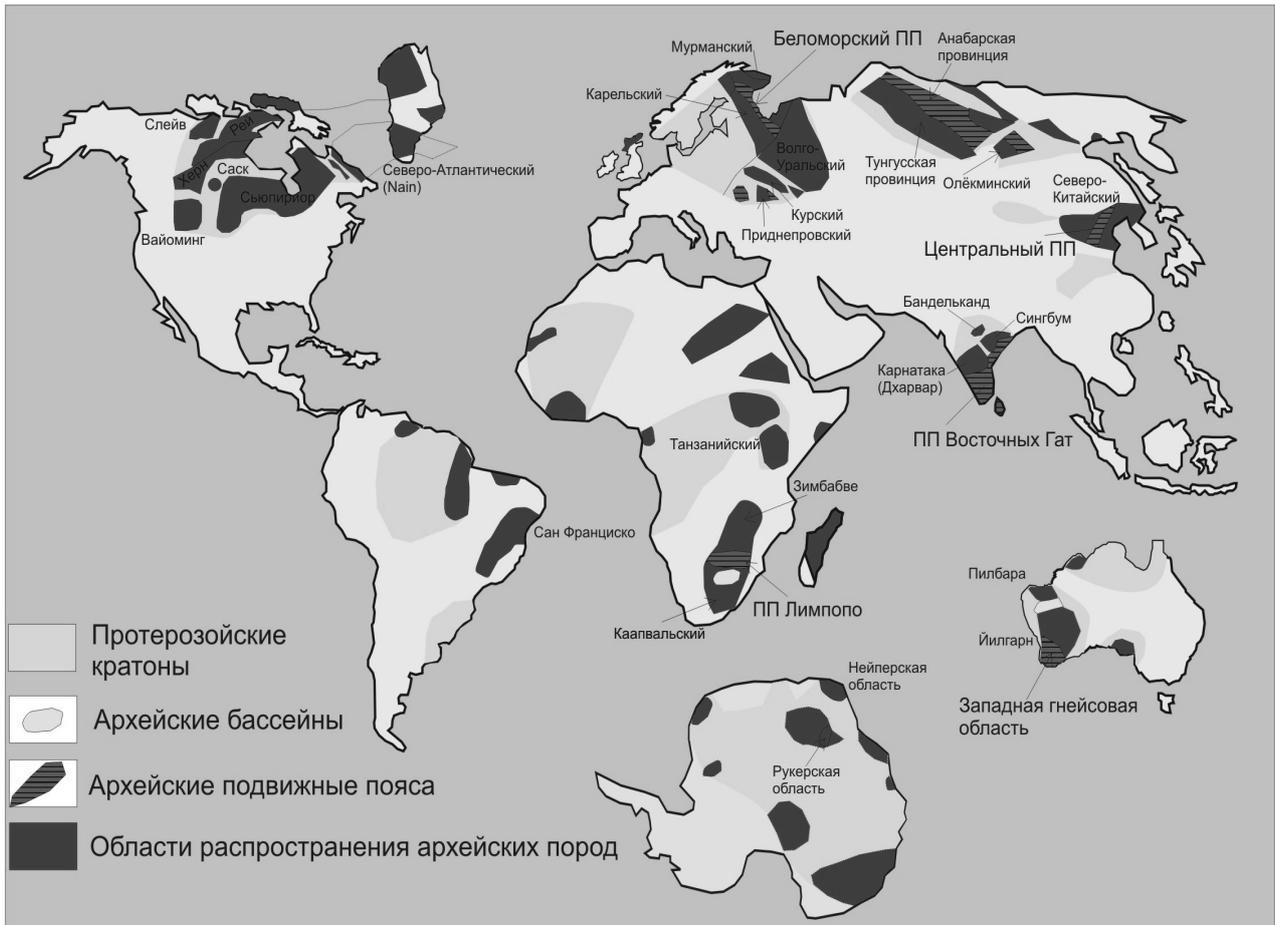


Материалы научной конференции и путеводитель экскурсий

Extended Abstracts and Guided Book of Field Trips

Петрозаводск - Petrozavodsk
Россия - Russia

Материалы конференции



Extended Abstracts

Российская академия наук
Отделение наук о Земле
Научный совет РАН по проблемам докембрия
Учреждение РАН Институт геологии
Карельского НЦ РАН

ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ СИСТЕМЫ АРХЕЯ И ИХ ПОЗДНИЕ АНАЛОГИ

Материалы научной конференции и путеводитель экскурсий

Петрозаводск
2009

Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Материалы научной конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН.

Сборник материалов всероссийской с участием зарубежных научной конференции, которая проводится с целью: а) обобщения современных знаний об эволюции континентальной и океанической земной коры; б) проведения сравнительного анализа докембрийских и фанерозойских литогеохимических комплексов; в) выработки стратегии дальнейшего изучения гранит-зеленокаменных систем архея и их поздних аналогов, содержит новые оригинальные материалы по геологии, геодинамике, геохронологии, минерагении.

Оргкомитет конференции

ПРЕДСЕДАТЕЛЬ:

Щипцов В.В. – ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)

ЗАМЕСТИТЕЛИ ПРЕДСЕДАТЕЛЯ:

Слабунов А.И. – ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)

Светов С.А. – ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)

УЧЕНЫЙ СЕКРЕТАРЬ:

Степанова А.В. – ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)

ЧЛЕНЫ ОРГКОМИТЕТА

Бибикова Е.В. – ГЕОХИ РАН (г. Москва)

Вревский А.Б. – ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург)

Глебовицкий В.А. – геол. ф-т СПбГУ, ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург), чл.-корр. РАН

Митрофанов Ф.П. – ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты), академик РАН

Пучков В.Н. – ИГ УНЦ РАН (г. Уфа), чл.-корр. РАН

Сорьонен-Вард П. (Sorjonen-Ward P.) – Геологическая служба Финляндии (г. Куопио)

Тёрстон Ф. (Thurston P.C.) – Университет Лаурентия (г. Садбери, Канада)

Туркина О.М. – ИГМ СО РАН (г. Новосибирск)

Хёлтта П. (Hölttä P.) – Геологическая служба Финляндии (г. Эспоо)

*Конференция проводится при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 09-05-06031г)
и Отделения Наук о Земле РАН*

**МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И P-T УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА
СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА
(ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА)**

Азимов П.Я.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, pavel.azimov@mail.ru

**MINERAL ASSEMBLAGES IN METAMORPHIC AND METASOMATIC ROCKS AND
P-T CONDITIONS OF METAMORPHISM IN THE NORTH-KARELIAN
GREENSTONE BELT (THE EASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD)**

Azimov P.

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St.-Petersburg, Russia, pavel.azimov@mail.ru

Северо-Карельский зеленокаменный пояс (СКЗКП), расположенный в зоне сочленения Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса (БПП) в восточной части Балтийского щита, сформировался в неоархейское (лопийское) время, но, в отличие от зеленокаменных поясов внутри Карельского кратона, продолжил своё развитие в протерозое вместе с БПП [1]. Изучение его метаморфической эволюции даёт ключ к пониманию истории Беломорского подвижного пояса и всей восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. СКЗКП сложен преимущественно супракрустальными породами (различными метавулканитами и метаосадками), прорванными базитовыми дайками и массивами калиевых гранитов. В лопийских породах известны реликты архейских структур, но основные деформации в них происходили в палеопротерозойское время [2]. Среди метаморфических пород в ряде структур пояса (Хизоварской, Винчинской, Ириногорской, Челозерской, Рябоварской и других) широко развиты зоны основных и кислотных метасоматитов (хизоваритов) [3-4].

Основные типы супракрустальных пород в составе СКЗКП:

– кислые и средние метавулканиты: биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-биотит-амфиболовые гнейсы (1);

– основные метавулканиты: мономинеральные, плагиоклазовые, гранатовые, актинолитовые амфиболиты (2);

– парапороды: биотитовые, гранат-биотитовые и гранат-кианит-биотитовые гнейсы, кварцевые метаконгломераты, слюдястые сланцы, кварциты (3).

В этих породах отсутствует мигматизация и наиболее обычны минеральные ассоциации:

(1): $Pl + Qtz + Bt \pm Grt \pm Crb$ (в кислых метавулканитах), $Pl + Qtz + Hbl + Bt \pm Grt \pm Crb$ (в средних метавулканитах);

(2) $Hbl \pm Pl \pm Qtz$, $Hbl + Pl + Grt$, $Hbl + Act \pm Tc$;

(3) $Pl + Qtz + Bt \pm Grt$, $Pl + Qtz + Bt + Ms \pm Grt$, $Pl + Qtz + Bt + Grt + Ky \pm Ms \pm St$ (в реликтах), $Qtz + Ms \pm Bt \pm Grt$.

Эти ассоциации, проявленные на всём протяжении Северо-Карельского пояса, отвечают среднетемпературным субфациям амфиболитовой фации повышенных давлений. В породах присутствуют проявления регрессивного метаморфизма (биотит-плагиоклазовые каймы по гранату, хлоритизация биотита и амфибола, серицитизация и соссюритизация плагиоклаза и др.), но они развиты локально и не меняют значительно облик и минеральный состав пород.

Метасоматиты (кислотные и основные) приурочены к свекофеннским сдвиговым зонам. Кислотные метасоматиты содержат избыточный кремнезём и обогащены Al, Ti, иногда В, реже К, Fe. В тыловых зонах отсутствуют Na, Ca, Mg. Для кислотных метасоматитов характерны следующие минеральные ассоциации тыловых зон: $Qtz + Ky \pm Ms$, $Qtz + Ky + Grt \pm Ms$, $Qtz + St \pm Ms$, $Qtz + St + Grt$. Обычны также Tug, Ilm, Rt. Нередко встречаются сульфиды (Pyr, Pho, Cru и др.), Mag, графит. В передовых и промежуточных зонах метасоматитов часто присутствуют Bt, бесщелочная Hbl (Ts), основной Pl (An), отмечается ассоциация $Ts + Qtz + Ky$. В основных Ca-Mg метасоматитах характерны $Ts + Ath \pm Dol \pm Tc$, $Ts + Ath + магнезиальный St \pm An \pm Chl \pm Spl$, присутствуют Czo, Scp, Tug, в поздних зонах кислотного выщелачивания наблюдается Ky.

В железистых метасоматитах присутствуют парагенезисы $Bt + Cum + Pl + Qtz$, $Grt + Cum$. Типоморфными являются встречающиеся в промежуточных зонах кислотных и тыловых зонах основных метасоматитов ассоциации роговой обманки со ставролитом и, в меньшей степени, с кианитом. Описанные минеральные ассоциации в метасоматитах отвечают тем же P-T условиям, что ассоциации во вмещающих породах. Вторичные минералы, развивающиеся в ходе регрессивных изменений, присутствуют в небольших количествах, что указывает на формирование метасоматитов в узком интервале P-T условий.

Базитовые (габбровые) дайки, секущие супракрустальные породы, метаморфизованы изофациально с ними и испытали совместные деформации, местами они также подвержены метасоматической переработке, сходной с переработкой вмещающих дайки пород.

Аналогичные минеральные ассоциации наблюдаются в супракрустальных породах и развитых по ним метасоматитах примыкающей к северо-западной части СКЗКП палеопротерозойской Кукаозерской структуры, также метаморфизованных в среднетемпературной амфиболитовой субфации. Характерная черта – сходство метасоматитов СКЗКП и Кукаозерской структуры не только по составу, в том числе и по минеральному, но и по микроструктурам и текстурам.

Методом TWEEQU определены P-T условия метаморфизма Grt - Ky - Bt гнейсов и кислотных метасоматитов Винчинской структуры, метасоматизированных Grt - St - Ky - Bt - Ms сланцев и Grt - Ms (фенгит)- Qtz метасоматитов Кукаозерской структуры (см. также (Азимов и др.) в настоящем сборнике). Для всех пород получены значения 600-650°C и 7-8 кбар. Полученные значения совпадают с условиями свекофеннского метаморфизма в Чупинском парагнейсовом поясе [1].

Для кианитовых гнейсов и кислотных метасоматитов Винчинской структуры получены предварительные данные датирования по метаморфическим минералам, указывающие на свекофеннский возраст метаморфизма и метасоматоза. Свекофеннский возраст метаморфизма установлен также для пород Кукаозерской структуры (см. (Азимов и др.) в настоящем сборнике).

Связь минеральных ассоциаций с палеопротерозойскими (свекофеннскими) структурами, развитие аналогичных ассоциаций по архейскому и протерозойскому субстрату (в пределах СКЗКП и Кукаозерской структуры), наложение метаморфизма на протерозойские базитовые дайки, совпадение условий метаморфизма в СКЗКП и свекофеннского метаморфизма в Чупинском парагнейсовом поясе, наконец, предварительные данные датирования метаморфических и метасоматических минералов показывают, что Северо-Карельский зеленокаменный пояс был, совместно с Кукаозерской структурой и прилегающими к СКЗКП с востока породами БПП, метаморфизован в условиях среднетемпературных субфаций амфиболитовой фации повышенных давлений в свекофеннское время. Метаморфизм был практически однороден в пределах СКЗКП и прилежащих структур. Реликтовые ассоциации, которые можно было бы связать с более ранним, неоархейским, метаморфизмом, не установлены, хотя существование такого метаморфизма в пределах СКЗКП доказывается наличием реликтовых неоархейских структур [2].

Работа частично поддержана грантом НШ-3533.2008.5.

The North-Karelian Greenstone Belt (NKGB) is located in the junction zone between the Karelian craton and the Belomorian Mobile Belt (BMB) (eastern part of Baltic (Fennoscandian) Shield). It was formed during the Neoproterozoic (Lopian) time but, unlike greenstone belts within Karelian craton, was evolved during Proterozoic together with the BMB [1]. The investigation of the metamorphic evolution furnishes the clue to Palaeoproterozoic history of the BMB and the eastern Baltic Shield. The NKGB is dominated by supracrustal rocks (various metavolcanites and metasediments), intruded by basite dykes and massifs of potassic granites. Relics of Neoproterozoic structures are found in Lopian rocks, but prevalent deformations happened in Palaeoproterozoic [2]. The zones with basic and acid metasediments (hisovarites) are widespread in some structures (Hisovaara, Vincha, Iringora, Chelozero, Riabovaara, and others) of the NKGB [3-4].

Main types of supracrustal rocks for the NKGB are:

- acid and intermediate metavolcanites: biotite, garnet-biotite, garnet-biotite-amphibole gneisses;
- basic metavolcanites: monomineralic, plagioclase, garnet, actinolite amphibolites;
- metasedimentary rocks: biotite, garnet-biotite and garnet-kyanite-biotite gneisses, quartz metaconglomerates, mica schists, quartzites.

Those rocks have no evidences for migmatization. The most typical mineral assemblages are:

(a): Pl + Qtz + Bt ± Grt ± Crb (acid metavolcanites), Pl + Qtz + Hbl + Bt ± Grt ± Crb (intermediate metavolcanites);

(b) Hbl ± Pl ± Qtz, Hbl + Pl + Grt, Hbl + Act ± Tc;

(c) Pl + Qtz + Bt ± Grt, Pl + Qtz + Bt + Ms ± Grt, Pl + Qtz + Bt + Grt + Ky ± Ms (± relic St), Qtz + Ms ± Bt ± Grt.

These assemblages occurs along the whole North-Karelian Belt. They displays metamorphic conditions corresponding to middle amphibolite facies at kyanite-sillimanite facial series. The petrographic study reveals manifestations of the retrograde metamorphism (biotite-plagioclase rims after garnet, chloritization after biotite and amphibole, sericitization and saussuritization after plagioclase, and so on). However these manifestations are enough local so there are no essential change of the rock appearance and mineral compositions.

Metasomatites are related to Svecofennian shear zones. Acid metasomatites contain abundant silica and are enriched with Al, Ti, somewhere B, rarer K, Fe. Na, Ca, Mg are lacking in inner zone. Typical mineral assemblages of inner zones in acid metasomatites are: Qtz + Ky ± Ms, Qtz + Ky + Grt ± Ms, Qtz + St ± Ms, Qtz + St + Grt. Tur, Ilm, Rt are usual accessory minerals. Other minor minerals are sulfides (Pyr, Pho, Cpy, and others), Mag, graphite. The outer and intermediate zones of metasomatites may contain Bt, alkalineless Hbl (Ts), basic Pl (An), as well as assemblage Ts + Qtz + Ky. Typical assemblages in the basic Ca-Mg metasomatites are Ts + Ath ± Dol ± Tc, Ts + Ath + magnesian St ± An ± Chl ± Spl. Some metasomatites contain Czo, Scp, Tur. The usual mineral in later acid leaching zones is Ky. Ferruginous metasomatites are composed of Bt + Cum + Pl + Qtz, Grt + Cum. Common assemblages for intermediate acid and inner basic zones are hornblende + staurolite, and hornblende + kyanite. The listed metasomatic mineral assemblages in are in agreeing with metamorphic P-T conditions for surrounding rocks. Secondary minerals forming during retrograde stage exists in small quantities. This indicates the narrow P-T range for metasomatism.

Basite (gabbro) dykes were metamorphosed and deformed together with host supracrustal rocks. Somewhere basites were metasomatized like host rocks.

Analogous mineral assemblages are observed in supracrustal rocks and metasomatites of the Palaeoproterozoic Kukas Lake structure which adjoins to north-western part of the NKGB. The rocks composed the Kukas Lake structure are metamorphosed also in middle amphibolite facies. The characteristic feature is resemblance between metasomatites of the NKGB and the Kukas Lake structure. This resemblance is not only in composition (chemical and mineral), but also in textures.

Using TWEEQU technique we determined metamorphic P-T conditions for Grt-Ky-Bt gneisses and acid metasomatites from the Vincha structure, metasomatized Grt-St-Ky-Bt-Ms schists and Grt-Ms(phengite)-Qtz metasomatites from the Kukas Lake structure (see abstract by Azimov et al. in the present volume). All rocks display P-T values in ranges 600-650°C and 7-8 kbar which agree with conditions of the Svecofennian metamorphism in the Chupa Paragneiss Belt [1].

We have preliminary age data for the metamorphism of kyanite gneisses and acid metasomatites in the Vincha structure. These data point to the Svecofennian age for metamorphism and metasomatism. The Svecofennian age of metamorphism is ascertained also for the Kukas Lake structure (abstract by Azimov et al. in the present volume).

Attachment of the metamorphic mineral assemblages to the Svecofennian structures, appearance of similar assemblages after Archean and Proterozoic protolith (within the NKGB and the Kukas Lake structure), metamorphism in the Proterozoic basite dykes, coincidence of the metamorphic conditions for the NKGB and the Chupa paragneiss belt, finally, preliminary data on age of metamorphism and metasomatism demonstrate that the North-Karelian Greenstone Belt, conjointly with the Kukas Lake structure and western part of the BMB, was metamorphosed at middle amphibolite facies during the Svecofennian time. Metamorphism was nearly uniform within the NKGB and adjacent structures. Relic assemblages originated from the Neoproterozoic metamorphism have not been found. However such early metamorphism within the NKGB is corroborated by Neoproterozoic structures [2].

The work is partly supported by Russian State Grant SS-3533.2008.5.

Литература – References

Ранний докембрий Балтийского щита. / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб: Наука. 2005. 711 с. || Early Precambrian of the Baltic Shield. / Ed by. V.A. Glebovitsky. St.-Petersburg: "Nauka". 2005. 711 p.

Балаганский В.В. // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Кол ФАН СССР. 1987. С. 59-62. || Balagansky V.V. // Layout and metamorphic evolution of main structural zones in the Baltic Shield. Apatity: Kola Affiliate AS USSR. 1987. P. 59-62.

Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука. 1983. 216 с. || Glebovitsky V.A., Bushmin S.A. The postmigmatitic metasomatism. Leningrad: Nauka. 1983. 216 p.

Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л.: Наука. 1975. 138 с. || Moskovchenko N.I., Turchenko S.I. Metamorphism of the kyanite-sillimanite type and sulfide ores. Leningrad: Nauka. 1975. 138 p.

Р-Т УСЛОВИЯ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА ГРАНАТ-КИАНИТ-СТАВРОЛИТ-ДВУСЛЮДЯНЫХ СЛАНЦЕВ НА ГРАНИЦЕ АРХЕЙ-ПРОТЕРОЗОЙ В КУКАСОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЕ, СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКАЯ ЗОНА КАРЕЛИД, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

*Азимов П.Я.¹, Алексеев Н.Л.², Балаганский В.В.³, Хухма Х.⁴,
Богомолов Е.С.¹, Пинькова Л.О.⁵*

¹ ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, pavel.azimov@mail.ru

² ПМГРЭ, Ломоносов, Санкт-Петербург, Россия

³ ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия

⁴ Геологическая служба Финляндии, Эспоо, Финляндия

⁵ ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

P-T CONDITIONS AND AGE OF METAMORPHISM OF GARNET-STAUROLITE-KYANITE-BIOTITE-MUSCOVITE SCHISTS AT THE ARCHAEOAN-PROTEROZOIC BOUNDARY IN THE KUKAS LAKE STRUCTURE, NORTHERN KARELIAN ZONE OF KARELIDES, BALTIC SHIELD

*Azimov P.¹, Alexejev N.L.², Balagansky V.V.³, Huhma H.⁴,
Bogomolov E.S.¹, Pin'kova L.O.⁵*

¹ Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St.-Petersburg, Russia, pavel.azimov@mail.ru

² Polar Marine Geosurvey Expedition, Lomonosov, St.-Petersburg, Russia

³ Geological Institute of Kola Science Center RAS, Apatity, Russia

⁴ Geological Survey of Finland, Espoo, Finland

⁵ A.P. Karpinsky All-Russian Geological Research Institute, St.Petersburg, Russia

В восточной части Кукасозерской структуры (Северная Карелия) сохранилась стратиграфическая граница между лопийскими (неоархейскими) и сумийскими (палеопротерозойскими) супракрустальными породами [1]. Разрез сумия начинается здесь с прослоя Grt-Ку-St-Bt-Ms-Qtz сланцев мощностью до 15 м, залегающего с угловым несогласием на лопийских метаморфизованных и метасоматизированных метавулканитах [2]. Сланцы слабо деформированы и являются хорошим объектом для термобарометрического и геохронологического изучения. Это крупно- и среднезернистые породы с полосчатой или пятнистой текстурой. Слюдь (Ms и Bt) вместе с кварцем (Qtz) слагают матрицу породы. Гранат (Grt), кианит (Ку) и ставролит (St) образуют несколько генераций: Grt – (1) мелкие и (2) крупные порфиروبласты (вторые – с многочисленными включениями), St – (1) реликты в крупных порфиروبластах граната, (2) мелкие кристаллы в матрице породы и (3) редкие порфиروبласты с включениями кварца, Ку – (1) призматические кристаллы в матрице, (2) редкие порфиروبласты и (3) кристаллы вместе с Qtz в составе кайм вокруг больших зёрен граната. Плагиоклаз (Pl) в породе весьма редок и встречается в виде реликтовых включений в крупных зёрнах граната. В породе широко распространены рутил (Rt) и ильменит (Ilm). Изредка отмечаются зёрна жедрита. В.И. Коросов [1] рассматривал эти сланцы как метаморфизованную

кору выветривания лопийских метавулканитов, но текстурный и парагенетический анализ и изучение соотношений сланцев с соседними породами указывают, что они являются метасоматизированными парапородами.

Выше по разрезу метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы сумия вмещают тела кварцитов и слюдитов с Ms, Ky, St, Grt, Ts-Hbl (чермакитовой роговой обманкой) и An (анортитом). В этих породах мусковит имеет светло-зелёный цвет, а по составу (до 3.40 ат. ед. Si) относится к фенгитам (Phg). Фенгит-содержащие кварциты и слюдиты являются метасоматитами, на что указывают отчётливая минеральная зональность с реакционными взаимоотношениями между зонами и присутствие характерных для метасоматитов парагенезисов (Ts+St и Ts+Ky; An в богатых кварцем породах). На метасоматическую природу фенгитовых сланцев может указывать и высокое отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, нетипичное для осадочных пород. Формирование зональности в ходе складчатых деформаций (поздние зоны параллельны осевым поверхностям складок, а в замках этих складок пересекают ранние зоны) и наличие реликтов ранних парагенезисов в более поздних зонах указывают на связь метасоматоза с региональным метаморфизмом. Наиболее крупное тело фенгитовых пород имеет мощность около 20–25 м и протяжённость более 60 м, обладая ярко выраженной зональностью, проявленной в виде полосчатой текстуры с полосами различного минерального состава. Средние парагенезисы преобладают:

$\text{Qtz} + \text{Ms} + \text{Grt}$; $\text{Qtz} + \text{Ms} + \text{St} + \text{Ky}$; $\text{Ms} + \text{St} + \text{Ky}$; $\text{Hbl} + \text{Grt} + \text{Qtz}$; $\text{Qtz} + \text{An} + \text{Ts} + \text{Ky}$;

$\text{Qtz} + \text{St} + \text{Ky} \pm \text{Grt}$; $\text{Qtz} + \text{Hbl} (\text{Ts}) + \text{St} + \text{Ky} \pm \text{Grt}$; $\text{Grt} + \text{Hbl} + \text{Qtz}$.

Передовые метасоматические зоны содержат Hbl, а тыловые – Phg-Qtz парагенезисы с Grt и/или Ky. При метасоматозе из породы выносились Na_2O и основания (CaO , MgO , в меньшей степени FeO) и привносились K_2O и SiO_2 . Ky и Ms возникли в результате накопления инертного Al_2O_3 .

Термобарометрический и парагенетический анализ базальных Grt-Ky-St-двуслюдяных сланцев сумия показал, что они формировались в ходе прогрессивных реакций вблизи пика метаморфизма. По двум парагенезисам ($\text{Qtz}-\text{Pl}-\text{Bt}-\text{Grt}-\text{Ky}-\text{Rt}-\text{Ilm}$ с реликтовым плагиоклазом и $\text{Qtz}-\text{Bt}-\text{Ms}-\text{Grt}-\text{Ky}-\text{Rt}-\text{Ilm}$) для них установлены значения P-T параметров формирования: 620–650°C и 7–7.5 кбар, что отвечает среднетемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений. Метасоматические Grt-Phg сланцы (парагенезис $\text{Qtz}-\text{Phg}-\text{Grt}-\text{Ky}-\text{Ilm}-\text{Pl}-\text{Rt}$) образовались при тех же значениях (600–650°C и 7–8 кбар) температуры и давления, то есть тоже на пике метаморфизма. Отметим сходимость результатов по разным породам и парагенезисам. Полученные значения уточняют P-T параметры, определённые для пород этого района ранее [3–4] и совпадают с определёнными нами по метасоматитам Северо-Карельского зеленокаменного пояса (см. наст. сборник).

Для оценки возраста метаморфизма гранат из Grt-Ky-St-двуслюдяных и Phg сланцев сумия был проанализирован Pb-Pb (Grt-Ky-St-двуслюдяные сланцы) и Sm-Nd методами. Поскольку установленная температура метаморфизма ниже температуры закрытия U-Pb и Sm-Nd изотопных систем в гранате, то полученные значения возраста отвечают моменту метаморфизма и метасоматоза. Свинец в гранате является преимущественно радиогенным. С учётом модели Стэйси-Крамера Pb-Pb возраст граната равен 1906 млн. лет. Sm-Nd метод для пар WR-Grt даёт совпадающие значения возраста для Phg и Grt-Ky-St-двуслюдяного сланцев: 1813 ± 61 млн лет и 1885 ± 29 млн лет соответственно, в пределах погрешности близкие к Pb-Pb возрасту граната. Это позволяет нам принять за момент пика метаморфизма время 1.89–1.90 млрд. лет. Модельные Sm-Nd возраста Grt-Ky-St-двуслюдяных сланцев составляют 2.73 и 2.76 млрд. лет, что соответствует образованию их протолита за счёт перемыва лопийских пород. Рассчитанный Sm-Nd модельный возраст Phg сланцев равен 2.97 млн. лет, но, поскольку эти породы являются метасоматитами, то он завышен и геологического смысла не имеет.

Работа частично поддержана грантами научной школы В.А. Глебовицкого НШ-3533.2008.5 и РФФИ 08-05-90416-Укр-а.

The remaining stratigraphic boundary between Lopian (Neoproterozoic) and Sumian (Palaeoproterozoic) supracrustal rocks was found in the eastern part of the Kukas Lake structure (northern Karelia) [1]. Sumian stratigraphic sequence begins from the layer of the Grt-Ky-St-Bt-Ms-Qtz schists (with

width up to 15 m), lied with angular unconformity on Lopian metamorphosed and altered metavolcanites [2]. The schists are weakly deformed and are suitable for the thermobarometric and geochronological investigation. These schists are coarse- and medium-grained rocks having banded or spotty structure. Micas (Ms and Bt) and quartz (Qtz) constitute matrix of the schist. Garnet (Grt), kyanite (Ky) and staurolite (St) form some populations. Grt: (1) small and (2) coarse porphyroblasts (coarse ones with numerous inclusions), St: (1) relics in coarse garnet porphyroblasts, (2) small grains in schist matrix, and (3) rare porphyroblasts with quartz inclusions, Ky: (1) prismatic crystals within matrix, (2) rare porphyroblasts, and (3) crystals forming (together with Qtz) mantles around the large garnet grains. Plagioclase (Pl) is extremely rare in the schist and occurs as relic inclusions in the large garnet porphyroblasts. The schist contains also numerous grains of rutile (Rt) and ilmenite (Ilm). One can find solitary grains of gedrite. V.I. Korosov [1] considered these schists as metamorphosed weathering crust upon Lopian metavolcanites. However the textural and paragenetic analysis and study of the schist relations to adjacent rocks display that the schists are metasomatically altered metasedimentary rocks.

Higher in stratigraphic sequence metamorphosed Sumian volcanogenic-sedimentary rocks host bodies of quartzites and micaites with Ms, Ky, St, Grt, Ts-Hbl (tschermakite hornblende) and An (anorthite). In those rocks muscovite has light green colour and phengitic (Phg) composition (Si up to 3.40 a.p.f.u.). Phengite-bearing quartzites and micaites have metasomatic origin. This is confirmed by (1) distinct mineral zoning, (2) reaction relations between zones, and (3) presence of the typical assemblages (Ts+St and Ts+Ky; An in quartzite rocks). The metasomatic origin of the phengitic schists is revealed also by high $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio which is unusual for sedimentary rocks. Mineral zoning appearance during the folding (latest zones are parallel to the fold axis planes and cross folded early zones) and existence of early assemblage relics in late zones demonstrate the conjugation between metasomatism and regional metamorphism. Largest body of phengitic rocks has the width about 20–25 m and length more than 60 m. The rocks have the distinct mineral zoning manifested as bands composed of various mineral assemblages. The prevalent are:

Qtz + Ms + Grt; Qtz + Ms + St + Ky; Ms + St + Ky; Hbl + Grt + Qtz; Qtz + An + Ts + Ky;
 Qtz + St + Ky ± Grt; Qtz + Hbl (Ts) + St + Ky ± Grt; Grt + Hbl + Qtz.

Outer metasomatic zones contain Hbl whereas inner ones are constituted of the Phg-Qtz assemblages with Grt and/or Ky. During alteration the rock lost Na_2O and bases (CaO, MgO, partly FeO) and became rich in K_2O and SiO_2 . Ky and Ms resulted from the inert behaviour of Al_2O_3 .

Thermobarometric and paragenetic analysis of the basal Sumian Grt-Ky-St-micaceous schists reveals their formation resulting from prograde reactions at metamorphic peak. Using two mineral assemblage (Qtz-Pl-Bt-Grt-Ky-Rt-Ilm with relic plagioclase, and Qtz-Bt-Ms-Grt-Ky-Rt-Ilm) we determined P-T values of the peak metamorphic event: 620-650°C and 7-7.5 kbar (middle amphibolite facies, higher pressure). The metasomatic Grt-Phg schists (Qtz-Phg-Grt-Ky-Ilm-Pl-Rt assemblage) formed at the same pressure and temperature values (600-650°C and 7-8 kbar), i.e. during peak of the event. We underline the convergence of the results for different rocks and assemblages. Obtained P-T values became more precise comparing to previous values for this area [3-4]. New P-T values coincide with results determined for metasomatites from the adjacent North-Karelian Greenstone Belt (see abstract by P. Azimov in present volume).

To estimate age of the metamorphic event we analysed garnets from the Sumian Grt-Ky-St-micaceous and Phg schists using the Pb-Pb (the Grt-Ky-St-micaceous schists) and Sm-Nd techniques. The determined temperature during the metamorphic peak is lower than the closure temperatures for the U-Pb and Sm-Nd isotopic systems of garnet. Therefore obtained age values correspond to the moment of metamorphic and metasomatic event. Lead in garnet is predominantly radiogenic. Accounting the Stacey-Kramers model the Pb-Pb garnet age is 1906 My. The Sm-Nd technique (WR-Grt pair) results the agreeing age values for the Phg and Grt-Ky-St-micaceous schists: 1813±61 My and 1885±29 My respectively. These values are near to the Pb-Pb garnet age (within the limits of errors). Hence we can accept moment 1.89-1.90 Gy for metamorphic peak age. The model Sm-Nd ages for the Grt-Ky-St-micaceous schists are 2.73 and 2.76 Gy. That imply the schist protolith formed due to deposition of the eroded Lopian rocks. Calculated Sm-Nd model age for the Phg schist is 2.97 Gy. Since these rocks have metasomatic origin therefore their model age is overvalued and has no geological sense.

The work is partly supported by Russian State Grant SS-3533.2008.5 and RFBR grant 08-05-90416-Ukr-a.

Литература – References

Коросов В.И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: КарФ АН СССР. 1991. 118 с. || Korosov V.I. Geology of the Pre-Jatulian Proterozoic in the eastern part of the Baltic Shield (Sumian, Sariolian). Petrozavodsk: Karelian Affiliate AS USSR. 1991. 118 с.

Балаганский В.В. Последовательность деформаций в иринегорской свите лопия Северной Карелии // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: КолФ АН СССР. 1987. С. 59-62. || Balagansky V.V. // Layout and metamorphic evolution of main structural zones in the Baltic Shield. Apatity: Kola Affiliate AS USSR. 1987. P. 59-62.

Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л.: Наука. 1975. 138 с. || Moskovchenko N.I., Turchenko S.I. Metamorphism of the kyanite-sillimanite type and sulfide ores. Leningrad: Nauka. 1975. 138 p.

Петров В.П., Волошина З.М. // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: КолФ АН СССР. 1987. С. 75-83. || Petrov V.P., Voloshina Z.M. // Layout and metamorphic evolution of main structural zones in the Baltic Shield. Apatity: Kola Affiliate AS USSR. 1987. P. 75-83.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ОСНОВАНИИ ОХТИНСКОЙ СЕРИИ ЛЕХТИНСКОЙ СТРУКТУРЫ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Алфимова Н.А.¹, Матреничев В.А.¹, Астафьева М.М.²

¹ ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, alfimova@inbox.ru,

² ПИН РАН, Москва, Россия

NEW DATA ON THE WEATHERING CRUST AT THE BASE OF THE OHTA SERIES OF THE LEHTA STRUCTURE, NORTH KARELIA

Alfimova N.A.¹, Matrenichev V.A.¹ and Astafyeva M.M.²

¹ Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St.Petersburg, Russia, alfimova@inbox.ru,

² Paleontological Institute, RAS, Moscow, Russia

Коры выветривания являясь единственными достоверными свидетельствами континентальных обстановок как в фанерозое так и в докембрии, всегда привлекали повышенное внимание исследователей. Описанная нами кора выветривания на оз.Воронье (Лехтинская структура, С.Карелия) является самым древним объектом гипергенного генезиса на Балтийском щите, а также единственным местом, где установлены непосредственные взаимоотношения лопийского вулканогенно-осадочного комплекса и гранитоидов фундамента [1]. К настоящему времени геологическое строение, минералогический состав, особенности химического состава (породообразующих элементов) детально изучены и результаты освещены в ряде публикаций. Предметом настоящей работы являются результаты анализа распределения РЗЭ в коре выветривания и результаты микропалеонтологических исследований пород профиля.

Кора выветривания на оз.Воронье (Лехтинская структура), развивается по среднезернистым плагиогранитам фундамента, имеет возраст 2,8 млрд [1] и представляет собой горизонт кварц-мусковитовых сланцев мощностью 1,5-2,5 м. Среди акцессорных минералов немагнитной фракции преобладают циркон и апатит, содержание которых растет вверх по профилю. Породы коры выветривания перекрываются метавулканитами охтинской серии. В строении профиля выделяется три зоны: зона физической дезинтеграции субстрата, зона элювиальной брекчии и зона преимущественной аккумуляции аутигенных глинистых минералов, которая в настоящий момент имеет кварц-мусковитовый состав [1].

Содержания РЗЭ в породах определялись методом ICP-MS во ВСЕГЕИ им.Карпинского. Микропалеонтологические исследования проводились в ПИН РАН на электронном микроскопе CamScan-4 с микроанализатором Link-860.

Анализ спектров распределения редкоземельных элементов в профиле выветривания оз.Воронье показывает, что в зоне остаточного элювия происходит накопление лантаноидов, а в метаглинистой зоне профиля концентрация всех элементов ниже, чем в субстрате (рис. 1). Подобное поведение РЗЭ весьма характерно для современных кор выветривания гранитоидов, где в остаточных про-

дуктах выветривания (элювии) происходит увеличение концентраций всех лантаноидов, а в аутигенных глинистых минералах концентрации редкоземельных элементов ниже, чем в субстрате [4]. В целом, породы профиля характеризуются гладким спектром распределения редкоземельных элементов, за исключением несколько пониженного содержания средних лантаноидов относительно легких и тяжелых, наблюдаемого в породах из зоны элювиальной брекчии (рис.1). Подобный характер спектра распределения позволяет говорить об отсутствии цериевой аномалии в коре выветривания, что не противоречит наиболее распространенным на сегодняшний день представлениям об аноксидной континентальной атмосфере в раннем докембрии. Отсутствием фракционирования церия относительно лантана и неодима характеризуются все описанные в литературе коры выветривания данного возраста [3,5].

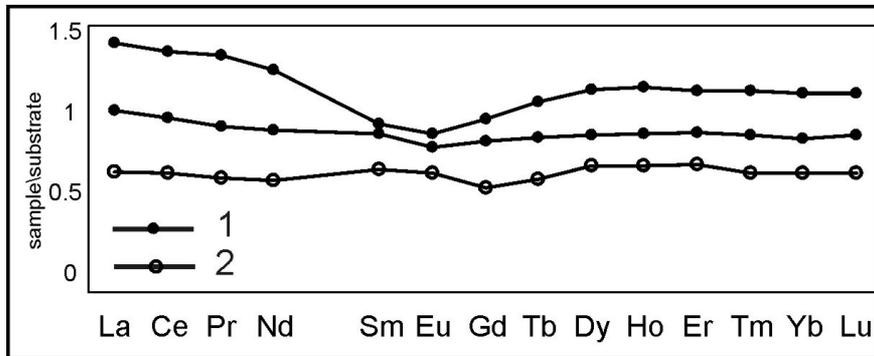


Рис.1. Распределение редкоземельных элементов в профиле выветривания гранитоидов оз.Воронье (Лехтинская структура, С.Карелия).
Условные обозначения: 1- элювиальная брекчия, 2 – глинистая зона.

Fig. 1. Distribution of REE in paleoweathering profile, Voronje lake (Lekhta str, N.Karelia)
1 – eluvia zone of profile, 2 – clay-minerals zone.

Бактериально-палеонтологические исследования, проведенные для ряда образцов из профиля выветривания показали наличие в двух из них fossilized микроорганизмов разнообразной морфологии. Это, как правило, fossilized прокариотные формы (филаментные и кокцидные), погруженные в fossilized биопленку.

Филаментные (нитчатые) формы наиболее обильны. Большой частью это длинные нити диаметром до 1 мкм (рис. 2). Иногда наблюдаются довольно толстые оболочки у нитчатых бактериальных форм. Поверхность оболочек – грубая, бугорчатая. Как правило, филаменты погружены в fossilized гликокаликс. Некоторые экземпляры напоминают смятые чехлы цианобактерий.

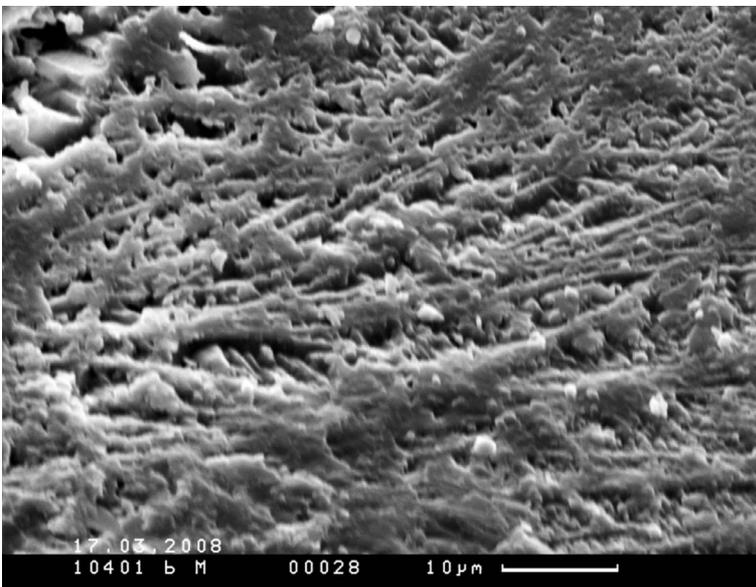


Рис. 2 Fossilized filamentous microorganisms from paleoweathering profile of Voronje lake (Lekhta str, N.Karelia) (10401б).

Fig. 2. Filament microorganisms from paleoweathering profile of Voronje lake (Lekhta str, N.Karelia)

Коккоидные формы не столь многочисленны. Диаметр обнаруженных кокков порядка 1-2 мкм. Встречены как скопления кокков, так и одиночные кокки. Поверхность кокков обычно неровная, шероховатая. Возможно, это связано с особенностями их фоссилизации.

На основании морфологических признаков фоссилизированные микроорганизмы, обнаруженные в образцах из коры выветривания, вероятно, могут быть отнесены к остаткам цианобактериальных сообществ [2]. Встречаются так же и редкие ископаемые формы более сложной морфологии, вероятно, эвкариоты.

Присутствие остатков предполагаемых фотосинтезирующих фоссилизированных микроорганизмов указывает на формирование этой породы в поверхностных условиях и подтверждает, таким образом, гипергенную природу образований в основании охтинской серии.

Распределение редкоземельных элементов в породах также свидетельствует в пользу гипергенной природы кварц-мусковитовых сланцев.

Таким образом, наблюдается несоответствие между результатами, полученными по распределению редкоземельных элементов, свидетельствующими об аноксидных обстановках и наличием в образцах фотосинтезирующих бактерий. Данный факт требует дополнительных исследований.

Работа выполнена по Программе Президиума РАН "Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем" (подпрограмма II), гранту РФФИ № 08-04-00484 и научной школе НШ 4207.2008.5.

Weathering crusts, the only reliable evidence for continental settings in both Phanerozoic and Precambrian time, have always attracted scientists. The weathering crust in the Lake Voronye area (Lehta structure, North Karelia) we have described is the oldest hypergene unit in the Baltic Shield and the only area where direct interrelations between a Lopian volcanic-sedimentary complex and basement granitoids were ascertained [1]. Its geological structure, mineralogical and chemical (rock-forming element) compositions have been studied in detail and analytical results have been reported in some publications. In the present paper, the results of analysis of REE distribution in the weathering crust and those of micropaleontological study of rocks in the profile will be discussed.

The 2.8 Ga [1] Lake Voronye weathering crust (Lehta structure) evolves after medium-grained basement plagiogranites and occurs as a 1.5-2.5 m thick quartz-muscovite schist bed. Nonmagnetic-fraction accessory minerals are dominated by zircon and apatite that increase in abundance from the base upwards. Weathering crust rocks are overlain by Ohta metavolcanics. Structurally, the profile falls into three zones: 1) a physical substrate disintegration zone; 2) an eluvial breccia zone; and 3) a zone of preferable accumulation of authigenic clay minerals that presently consists of quartz and muscovite [1].

The REE content of rock samples was estimated by the ICP-MS method at Karpinsky All-Russian Geological Institute (VSEGEI). Micropaleontological studies were conducted at PIN on a CamScan-4 electron microscope with a Link-860 microanalyzer.

Analysis of REE distribution spectra in the Lake Voronye weathering profile shows that lanthanides accumulate in the remanent eluvium zone and that the concentrations of all elements are lower in the metaargillaceous zone of the profile than in the substrate (Fig.1). Such an REE distribution pattern is fairly typical of the modern weathering crusts of granitoids, where the concentrations of all lanthanides increase in remanent weathering products (eluvium), and REE concentrations are lower in authigenic clay minerals than in the substrate [4]. The rocks of the profile generally exhibit a flat REE distribution pattern, but a slightly lower concentration of intermediate lanthanides relative to that of light and heavy lanthanides observed in rocks from the eluvial breccia zone (Fig.1). Such a distribution spectrum suggests the absence of a cerium anomaly in the weathering crust, which agrees with the most commonly accepted concept of the anoxic continental atmosphere in Early Precambrian time. The absence of cerium of fractionation relative to lanthanum and neodymium is characteristic of all weathering crusts of that age described in the literature [3, 5].

Bacterial-paleontological study of some samples from the weathering profile have shown the presence of morphologically different fossilized microorganisms in two samples represented generally by fossilized by fossilized prokaryotic (filamentous and coccoid) forms submerged in fossilized biofilm.

Filamentous forms, dominated by long filaments, up to 1 μm in diameter, are most abundant (Fig.2). Filamentous bacterial forms often have fairly thick shells. The shell surface is rough and hummocky. Filaments are usually submerged in fossilized glycolix. Some samples resemble crumpled cyanobacterial covers.

Cocoid forms are less abundant. The cocci revealed are ca. 1-2 μm in diameter. Both single cocci and clusters of cocci were encountered. The surface of the cocci is usually rough, which is probably due to their fossilization pattern.

Based on morphological characters, the fossilized microorganisms from crust weathering samples could be interpreted as remnants of cyanobacterial communities [2]. Rare, more morphologically complex relict forms, probably eukaryotes, are occasionally encountered.

The presence of the remnants of assumed photosynthesizing fossilized microorganisms shows that the rock was formed in a surface environment and thus supports the hypergene nature of rocks at the base of the Ohta series.

REE distribution in the rocks also suggests the hypergene nature of quartz-muscovite schists.

Thus, there is a discrepancy between the results for REE distribution, indicative of anoxic environments, and the presence of photosynthesizing bacteria in the samples. To check this evidence, further study is needed.

The study was conducted under the RAS Presidium Programme "The origin of the biosphere and the evolution of geo-biological systems" (Subprogramme II), RFBR grant 08-04-00484 and Science School 4207.2008.5.

Литература – References

Матреничев В.А., Алфимова Н.А., Левченков О.А. и др. Стратиграфия и изотопный возраст лопийского комплекса Лехтинской структуры (Северная Карелия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. М. 2009. в печати || Matrenichev, V.A., Alfimova, N.A., Levchenkov, O.A. et al. Stratigraphy and isotopic age of the Lopian complex of the Lehta structure, North Karelia // Stratigraphy. Geol. Correlation. M. 2009. In press.

Розанов А.Ю., Астафьева М.М. Вревский А.Б., Алфимова Н.А., Матреничев В.А. Микрофоссилии раннедокембрийских континентальных кор выветривания Фенноскандинавского щита // Отечественная геология. 2008. № 3. С. 83-90. || Rozanov, A.Yu., Astafyeva, M.M. Vrevsky, A.B., Alfimova, N.A., Matrenichev, V.A. Microfossils from Early Precambrian weathering crusts in the Fennoscandian Shield // Otechestvennaya geologia. 2008. No. 3. P. 83-90.

Nedachi Y., Nedachi M., Bennet G., Ohmoto H. Geochemistry and mineralogy of the 2.45 Ga Pronto paleosols, Ontario, Canada // Chemical Geology. 2005. V.214. P. 21-44.

Nesbitt H.W. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of granodiorite // Nature. 1979. V. 279. P. 206-210.

Yang Y., Holland H., Rye R. Evidence for low or now oxygen in the late Archean atmosphere from the 2.75 Ga Mt.Roe-2 paleosol, W. Australia. Part 3. Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. V. 66. P.3707-3718.

СРАВНЕНИЕ БАЗИТОВ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ БАЛТИЙСКОГО И УКРАИНСКОГО ЩИТОВ С СОВРЕМЕННЫМИ БАЗАЛЬТАМИ: ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИКА (НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ)

Арестова Н.А.¹, Артеменко Г.В.²

¹ ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, narestova@mail.ru

² Институт геологии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев, Украина

CORRELATION OF BASIC ROCKS FROM ARCHEAN GREENSTONE BELTS OF THE BALTIC AND UKRAINIAN SHIELDS WITH MODERN BASALTS BASED ON ANALYSIS OF GEOCHEMICAL DATA: SOURCES AND GEODYNAMICS

Arestova N.A.¹ and Artemenko G.V.²

¹ Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St.Petersburg, Russia, narestova@mail.ru

² Institute of Geology, Mineralogy and Ore Formation, NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine

Базальты архейских зеленокаменных поясов в литературе чаще всего сопоставляют с базальтами срединноокеанических хребтов (NMORB), или базальтами задуговых бассейнов. В последние годы на основании отношений HFS элементов, показано, что архейские базальты существенно отличаются от NMORB и соответствуют базальтам океанических и континентальных плато [1,2].

На Балтийском щите изучены базальты поясов Фенно-Карельской гранит-зеленокаменной области, Кольской гранулит-гнейсовой области и разделяющей их Беломорской зоны [3]. Наиболее древние базальты на Балтийском щите (2.96-2.91 млрд лет) расположены в краевых частях Водлозерского кратона - древнего ядра континентальной коры Балтийского щита. Базальты этих поясов обладают $mg = 0.60 - 0.50$, концентрациями $Ni = 100-180$ г/т, нефракционированным распределением РЗЭ, реже они обеднены ЛРЗЭ $(La/Yb)_N = 0.5-0.7$, концентрации РЗЭ 4 – 5.*PM, $(Nb/La)_N \sim 1$ [4]. Согласно Nb-Zr-Y-Th систематике базальтов, основанной на отношениях HFS элементов [1], базальты Водлозерского кратона характеризуются $Nb/Y=0.10-0.28$, $Zr/Y=2.15-3.3$, $Zr/Nb=10-22$ и на диаграмме располагается выше линии ΔNb ($\Delta Nb > 0$), попадая в поле плюмовых источников, между глубинно деплетированным источником DEP и PM. Геодинамическая обстановка формирования вулканитов отвечает базальтом плато.

Базальты зеленокаменных поясов (2.85-2.81 млрд лет) Западно-Карельского и Центрально-Карельского доменов Фенно-Карельской гранит-зеленокаменной области характеризуются $mg = 0.60-0.47$, концентрациями $Ni = 300-80$ ppm., они обеднены ЛРЗЭ $(La/Sm)=0.8$, $(Gd/Yb)_N = 1.0$; концентрации РЗЭ - 4-7*PM. Большая часть базальтов не несёт признаков контаминации - $(Nb/La)_N = 1.0$. По отношениям HFS элементов ($Nb/Y=0.10-0.28$, $Zr/Y=2.15-3.3$) все базальты расположены выше линии ΔNb между источниками DEP и PM. Геодинамическая обстановка их формирования отвечает современным базальтам плато.

В Кольско-Норвежской области изучены базальты зеленокаменных поясов Полмос-Порос, Урагуба, Корватундра и Вочеламбина (2.88-2.81 млрд лет). Около 70% всех базальтов характеризуются высокими mg (0.65-0.51) и Ni (100-200 ppm), нефракционированным распределением РЗЭ: $(La/Yb)_N = 0.9$, $(Gd/Yb)_N = 1.0$. По соотношению HFS элементов базальты Урагубского и Вочеламбинского поясов располагается выше линии ΔNb ($Nb/Y=0.10-0.20$, $Zr/Y=2.1-2.8$, $\Delta Nb > 0$), то есть выплавлены из плюмового источника. и расположены в поле базальтов плато между источниками PM и DEP. Базальты Корватундровского и частично Вочеламбинского поясов расположены на линии ΔNb в её верхней части ($Nb/Y=0.12-0.40$, $Zr/Y=3-6$) то есть смещены к обогащённому источнику EN. Это смещение свидетельствует о контаминации первичных плюмовых расплавов материалом коры или литосферной мантии.

На Украинском щите изучены коматииты и базальты зеленокаменных поясов Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области (СГЗО), Приазовской гранулит-гнейсовой области (ПГГО) и, разделяющей их, Орехово-Павлоградской зоны (ОПЗ) [5].

В СГЗО коматииты Сурской, Конкской и Верховцевской структур (3,16-3,20 млрд лет) характеризуются высокими mg (0.90-0.81) и концентрациями Ni (900-1100 ppm), фракционированным распределением ЛРЗЭ с $(La/Yb)_N = 2-4$ и $(Gd/Yb)_N = 1.0$. Концентрации РЗЭ варьируют от 0,1*PM в Сурской структуре до 2*PM в Верховцевской структуре. В коматиитах Сурской структуры отношение $(Nb/La)_N > 1$, в коматиитах остальных структур $(Nb/La)_N = 0.25-0.33$, свидетельствует о контаминации первичных расплавов веществом коры или литосферной мантии. Согласно отношениям HFS элементов ($Nb/Y=0.11-0.32$, $Zr/Y=2.7-5.1$, $Zr/Nb=17-26$ $Nb/Th = 1.9-.25$), все коматииты располагается выше линии ΔNb в поле вулканитов, образованных из плюмового источника. Точки коматиитов СГЗО частично расположены вблизи источника PM, а часть точек смещается в сторону обогащенного компонента. EN. Базальты зеленокаменных структур (СГЗО) характеризуются $mg - 0.57-0.43$, концентрациями $Ni - 80-450$ ppm, они слабо обогащены ЛРЗЭ: $(La/Yb)_N = 1.3-1.5$, $(Gd/Yb)_N = 1.2-1.5$. Концентрации РЗЭ в базальтах 5-6*PM, $(Nb/La)_N = 0.5$ свидетельствует о контаминации исходных расплавов. По соотношениям HFS элементов ($Nb/Y=0.262$, $Zr/Y=2.8$ $Zr/Nb=11$ $Nb/Th = 11.0$) базальты выплавлены из плюмового источника DEP и PM. Геодинамическая обстановка формирования базальтов соответствует базальтам плато.

В ПГГО и ОПЗ изучались коматииты и базальты Косивцевской, Новогоровской, Сорокинской и Высокопольской структур. По сравнению с СГЗО, для коматиитов ПГГО характерны более низкие $mg - 0.81-0.70$ и концентрация $Ni = 350-840$ ppm, они обогащены ЛРЗЭ с $(La/Yb)_N = 1.5-3.5$ и $(Gd/Yb)_N = 0.9-1.4$, концентрации РЗЭ составляют 0.7-2,5*PM. Отношение $(Nb/La)_N$ в коматиитах Косивцевской и Сорокинской структур 0.9-1.9, а в Новогоровской и Высокопольской структурах с $(Nb/La)_N = 0.5-0.6$ указывает на их контаминацию веществом коры или литосферной мантии. По отношениям HFS элементов ($Nb/Y=0.18-0.44$, $Zr/Y=2.7-5.7$, $Zr/Nb=10-22$, $Nb/Th = 2.1-6.9$), все кома-

тииты располагается выше линии ΔNb в поле вулканитов плато вблизи источника РМ или смешаются в сторону ЕМ. Базальты структур ПГГО характеризуются $mg = 0.56-0.47$, $Ni = 50-100$ ppm, нефракционированным распределением РЗЭ $(La/Yb)_N = 0.9-1.1$, $(Gd/Yb)_N = 0.9-1.3$, и концентрациями РЗЭ $3-5,5 * PM$, $(Nb/La)_N = 0.9-1.1$. В Косивцевской структуре базальты обогащены ЛРЗЭ, $(La/Yb)_N = 3$, а $(Nb/La)_N = 0,6$ свидетельствует об их контаминации. По соотношениям HFS элементов ($Nb/Y = 0.10-0.15$, $Zr/Y = 2.3-2.6$, $Zr/Nb = 16-25$, $Nb/Th = 9-30$) базальты выплавлены из плюмового источника РМ или DEP в обстановке плато.

Сравнение базитовых вулканитов архейских зеленокаменных поясов двух щитов показало, что источник DM, исходный для базальтов типа NMORB, в базальтах архейских зеленокаменных поясов обоих щитов практически не проявлен. Основными источниками плавления для базальтов обоих щитов выступала мантия РМ, и DEP (FOZO), что предполагает плюмовую природу базитов архейских зеленокаменных поясов обоих щитов. Большая часть базальтов зеленокаменных поясов Балтийского и Украинского щитов формировалась в обстановках соответствующих океаническим или континентальным плато. В базальтах и, особенно, коматиитах Украинского щита интенсивнее проявлены процессы контаминации расплавов веществом коры или литосферной мантии, что указывает, что обстановка континентального плато для него является предпочтительной. Коматииты и базальты СГЗО, ПГГО и Балтийского щита выплавливались из источников различных по степени обогащения ЛРЗЭ или были в различной степени контаминированы.

Работа поддержана РФФИ, проект № 08-05-90416.

Basalts of Archean greenstone belts are most commonly correlated in the literature with mid-oceanic ridge (NMORB) or back-arc basalts. Based on HFS element ratios, it has been shown in the past few years that Archean basalts differ substantially from NMORB and correspond to oceanic and continental plateau basalts [1, 2].

In the Baltic Shield, basalts from the belts of the Fenno-Karelian granite-greenstone province, the Kola granulite-gneiss province and the intervening Belomorian zone were studied [3]. The Baltic Shield's oldest (2.96-2.91 Ga) basalts occur on the margins of the Vodlozero Craton, the old core of the Baltic Shield's continental crust. Basalts of the belts have $mg = 0.60 - 0.50$, Ni concentrations of 100-180 g/t, a nonfractionated REE distribution pattern; they are less commonly depleted in LREE $(La/Yb)_N = 0.5-0.7$, and REE concentration is $4 - 5 * PM$, $(Nb/La)_N \sim 1$ [4]. According to the Nb-Zr-Y-Th systematics of basalts, based on HFS element ratios [1], basalts of the Vodlozero Craton have $Nb/Y = 0.10-0.28$, $Zr/Y = 2.15-3.3$, $Zr/Nb = 10-22$. On the diagram, they lie above the line ΔNb ($\Delta Nb > 0$), in the plume source field, between a highly depleted source of DEP and PM. The volcanics were formed in a plateau basalt geodynamic setting.

Basalts of the greenstone belts (2.85-2.81 Ga) in the West Karelian and Central Karelian domains of the Fenno-Karelian granite-greenstone province have $mg = 0.60-0.47$, Ni concentrations of 300-80 ppm; they are depleted in LREE $(La/Sm) = 0.8$, $(Gd/Yb)_N = 1.0$, and have REE concentration of $4-7 * PM$. Most basalts show no signs of contamination - $(Nb/La)_N = 1.0$. Judging by their HFS element ratios ($Nb/Y = 0.10-0.28$, $Zr/Y = 2.15-3.3$), all basalts are above the ΔNb line, between the sources of DEP и PM. They were generated in a modern plateau basalt geodynamic environment.

In the Kola-Norwegian province, 2.88-2.81 Ga basalts of the Polmos-Poros, Uraguba, Korvatundra and Vochelambina greenstone belts were studied. About 70% of all the basalts exhibit high mg (0.65-0.51) and Ni (100-200 ppm) and nonfractionated REE distribution: $(La/Yb)_N = 0.9$, $(Gd/Yb)_N = 1.0$. Based on HFS element ratios, Uraguba and Vochelambina basalts lie above the ΔNb line: ($Nb/Y = 0.10-0.20$, $Zr/Y = 2.1-2.8$, $\Delta Nb > 0$), suggesting that they were melted out of a plume source, and are plotted in the plateau basalt field between the sources of PM and DEP. Korvatundra and some of Vochelambina basalts are on the ΔNb line, in its upper segment ($Nb/Y = 0.12-0.40$, $Zr/Y = 3-6$), i.e. they are shifted towards the enriched source of EN. The shift suggests crustal or lithospheric mantle matter contamination of primary plume melts.

In the Ukrainian Shield, komatiites and basalts from the greenstone belts of the Srednepridneprovskaya granite-greenstone province (SGGP), the Priazovskaya granulite-gneiss province (PGGP) and the intervening Orekhovo-Pavlogradskaya zone (OPZ) were studied [5].

In SGGP, 3.16-3.20 Ga komatiites of the Surskaya, Konkskaya and Verkhovtsevsckaya structures display high mg (0.90-0.81) and Ni concentrations (900-1100ppm), fractionated LREE distribution with $(La/Yb)_N = 2-4$ and $(Gd/Yb)_N = 1.0$. REE concentrations vary from 0.1*PM in the Surskaya structure to 2*PM in the Verkhovtsevsckaya structure. In komatiites from the Surskaya structure the ratio $(Nb/La)_N > 1$, and in those from other structures $(Nb/La)_N = 0.25-0.33$, suggesting crustal or lithospheric mantle matter contamination of primary melts. Based on HFS element ratios ($Nb/Y=0.11-0.32$, $Zr/Y=2.7-5.1$, $Zr/Nb=17-26$, $Nb/Th = 1.9-2.5$), all of the komatiites lie above the ΔNb line in the field formed by volcanic rocks derived from a plume source. Some of SGGP komatiite points lie near the source of PM, and other points are shifted towards an enriched component of EN. Basalts of greenstone structures (SGGP) show mg of 0.57-0.43 and Ni concentrations of 80- 450 ppm, and are slightly enriched in LREE: $(La/Yb)_N = 1.3-1.5$, $(Gd/Yb)_N = 1.2-1.5$. REE concentrations in the basalts are 5-6*PM and $(Nb/La)_N = 0.5$, suggesting contamination of primary melts. HFS element ratios ($Nb/Y = 0.262$, $Zr/Y = 2.8$, $Zr/Nb = 11$, $Nb/Th = 11.0$) suggest that the basalts were melted out from a plume source of DEP и PM. The basalts were formed in a plateau basalt geodynamic setting.

In PGGP and OPZ, komatiites and basalts from the Kosivtsevsckaya, Novogorovskaya, Sorokinskaya and Vysokopolskaya structures were studied. Komatiites from PGGP show lower mg of 0.81-0.70 and Ni concentrations (350-840 ppm) than those of SGGP, are enriched in LREE with $(La/Yb)_N = 1.5- 3.5$ and $(Gd/Yb)_N = 0.9-1.4$, and their REE concentrations are 0.7-2.5*PM. The $(Nb/La)_N$ ratio of 0.9-1.9 in Kosivtsevsckaya and Sorokinskaya komatiites and in Novogorovskaya and Vysokopolskaya komatiites with $(Nb/La)_N = 0.5-0.6$ is indicative of their crustal or lithospheric mantle matter contamination. Judging by their HFS element ratios ($Nb/Y = 0.18-0.44$, $Zr/Y = 2.7-5.7$, $Zr/Nb = 10-22$, $Nb/Th = 2.1-6.9$), all of the komatiites lie above the ΔNb line in a plateau volcanic rock field near the source of PM or are shifted towards EM. Basalts of PGGP structures show mg of 0.56-0.47, Ni concentration of 50- 100 ppm, nonfractionated REE distribution $(La/Yb)_N = 0.9-1.1$, $(Gd/Yb)_N = 0.9-1.3$ and REE concentrations of 3-5.5*PM, $(Nb/La)_N=0.9-1.1$. Kosivtsevsckaya basalts are enriched in LREE, $(La/Yb)_N = 3$, and $(Nb/La)_N = 0.6$ is indicative of their contamination. Judging by their HFS element ratios ($Nb/Y=0.10-0.15$, $Zr/Y=2.3-2.6$, $Zr/Nb=16-25$, $Nb/Th =9-30$), the basalts were derived from a plume source of PM or DEP in a plateau environment.

Correlation of basic volcanics from Archean greenstone belts of the two shields has shown that DM, primary for NMORB-type basalts, is not practically encountered in basalts from Archean greenstone belts of both shields. The main source from which basalts of both shields were derived was the mantle of PM and DEP (FOZO), which suggests the plume nature of basic rocks from Archean greenstone belts of both shields. Most basalts from the greenstone belts of the Baltic and Ukrainian Shields were formed in oceanic or continental plateau settings. Crustal or lithospheric mantle matter contamination of melts is more intense in basalts and, particularly, komatiites from the Ukrainian Shield, suggesting that a continental plateau environment is preferable for the Shield. Komatiites and basalts from SGGP, PGGP and the Baltic Shield were derived from sources that differed in either LREE enrichment or degree of contamination.

The study was supported by RFBR, Project 08-05-90416.

Литература – References

- Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. V.79. P. 491-504.
- Puchtel I.S., Hofman A.W., Mezger A.W., Jochum K.R., Shchipansky A.A., Samsonov A.V. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Plan. Sci. Lett.* 1998. V. 155. P. 57-74
- Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. В.А.Глебовицкий. С-Пб. Наука. 2005. 711 с.
- Арестова Н.А. Природа базальтов архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита: источники и геодинамические режимы формирования (на основе анализа геохимических данных). // *Региональная геология и металлогения 2008* № 36. С. 5-18
- Щербачков И.Н. Петрология Украинского щита. Киев. 2005. 428 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ КРИСТАЛЛОСЛАНЦЕВ ЗАПАДНОПРИАЗОВСКОЙ СЕРИИ (ПРИАЗОВСКИЙ МЕГАБЛОК УКРАИНСКОГО ЩИТА)

Артеменко Г.В., Швайка И.А., Демедюк В.В., Самборская И.А.

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененка НАН Украины, Киев, Украина,
regul@igmof.gov.ua

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE ZAPADNOPRIAZOV' SERIES BASIC SHIST (PRIAZOV MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD)

Artemenko G.V., Shvaika I.A., Demedyuk V.V., Samborskaya I.A.

N.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation, NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine, regul@igmof.gov.ua

Метаморфические породы западноприазовской серии относятся к наиболее древним (палеоархейским) образованиям Приазовского мегаблока. Они разделяются на верхнетокмакскую (нижнюю) и кайинкулакскую (верхнюю) толщи. Верхнетокмакская толща (>4500 м) сложена кристаллосланцами основного состава, пироксеновыми, амфиболовыми и биотитовыми гнейсами и амфиболитами с прослоями гранатовых и пироксен-магнетитовых кварцитов. Кайинкулакская толща (>4250 м) сложена гнейсами, среди которых преобладают биотит-амфиболовые и пироксеновые разновидности, при подчиненном развитии гранат-биотитовых гнейсов, железистых кварцитов и пироксеносодержащих кристаллосланцев.

Образцы основных кристаллосланцев верхнетокмакской толщи отобраны из обнажений в пределах Лозоватской антиклинали (верховья р. Токмак) и на восточном крыле Обиточнинской антиклинали (верховья реки Кильтичия), а основные кристаллосланцы и габбро-амфиболиты кайинкулакской толщи - в нижнем течении р. Кайинкулак, где вскрываются породы Лозоватской антиклинали и в нижнем течении р. Мокрая Конка из брахисинклиналей - Раздоровской и Балок Голых.

Для решения вопроса о генезисе основных кристаллосланцев западноприазовской серии применялись диаграммы с использованием наименее подвижных при метаморфизме элементов – Ti, Zr, Nb, Y. Для сравнения были использованы анализы слабометаморфизованных базальтов Косивцевской и Новогоровской зеленокаменных структур Приазовского мегаблока мезоархейского возраста. На диаграммах $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$, $\text{SiO}_2\text{-Nb/Y}$, $\text{Zr/TiO}_2\text{-Ce}$, $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$ [1] точки составов основных кристаллосланцев верхнетокмакской и кайинкулакской толщ попали в поля нормальных, субщелочных и щелочных базальтов и андезито-базальтов, что свидетельствует о их магматическом генезисе. На диаграмме АФМ кристаллосланцы и габбро-амфиболиты западноприазовской серии расположены в поле пород толеитовой серии. В изучаемых образцах основных кристаллосланцев содержания Co, Ni и Cr прямо коррелируют с содержанием MgO, а концентрация V находится в обратной связи с ним. Такая зависимость характерна для основных магматических пород.

Основные кристаллосланцы и габбро-амфиболиты верхнетокмакской и кайинкулакской толщ относятся к нормальному петрохимическому ряду основных пород. Габбро-амфиболиты кайинкулакской толщи отличаются от основных кристаллосланцев более высокими содержаниями TiO_2 (2,08-2,51 %), P_2O_5 (0,32-0,38 %), высокой железистостью ($K_f=79\text{-}80$ %). На диаграмме $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$ они попадают в поле щелочных базальтов. В габбро-амфиболитах наблюдаются значительно более высокие, чем в основных кристаллосланцах содержания Ba, Y, Nb, Ta, Zr, Hf, P3Э. Основные кристаллосланцы и габбро-амфиболиты западноприазовской серии характеризуются отрицательной аномалией Nb. Распределение P3Э в основных кристаллосланцах верхнетокмакской толщи слабо дифференцированное – $(\text{La/Yb})_N=1,4\text{-}2,9$, при $\text{Yb}_N=9,7\text{-}16,4$ (рис. 1). Основные кристаллосланцы кайинкулакской толщи имеют слабо дифференцированный спектр распределения P3Э – $(\text{La/Yb})_N=1,3\text{-}3,0$, при $\text{Yb}_N=12,4\text{-}17,5$, а габбро-амфиболитах - более дифференцированный – $(\text{La/Yb})_N=5,9\text{-}6,3$, при $\text{Yb}_N=22,5\text{-}23,5$.

На диаграммах K-Ti, K-P, Co-Ni, V-Cr [2] точки составов базитов западноприазовской серии формируют островодужные тренды. На диаграмме Nb/Y-Zr/Y точки metabазитов западноприазовской серии расположены в поле пород островных дуг (рис. 2).

Рис. 1 Нормированное к С1 распределение РЗЭ в основных кристаллосланцах: 1 – верхнетокмакская толща, 2 – кайинкулакская толща, 3 – зеленокаменные пояса.

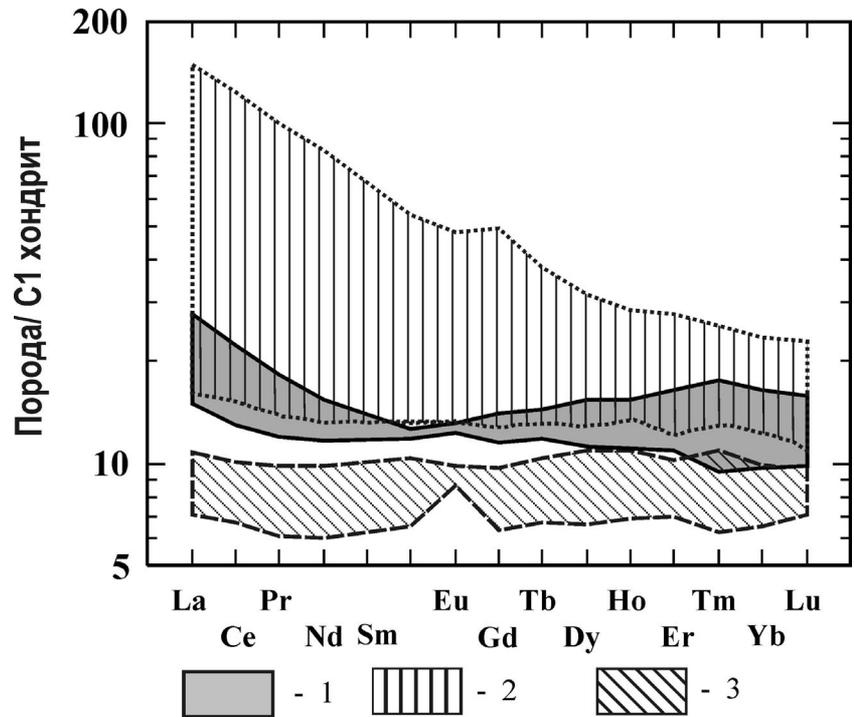
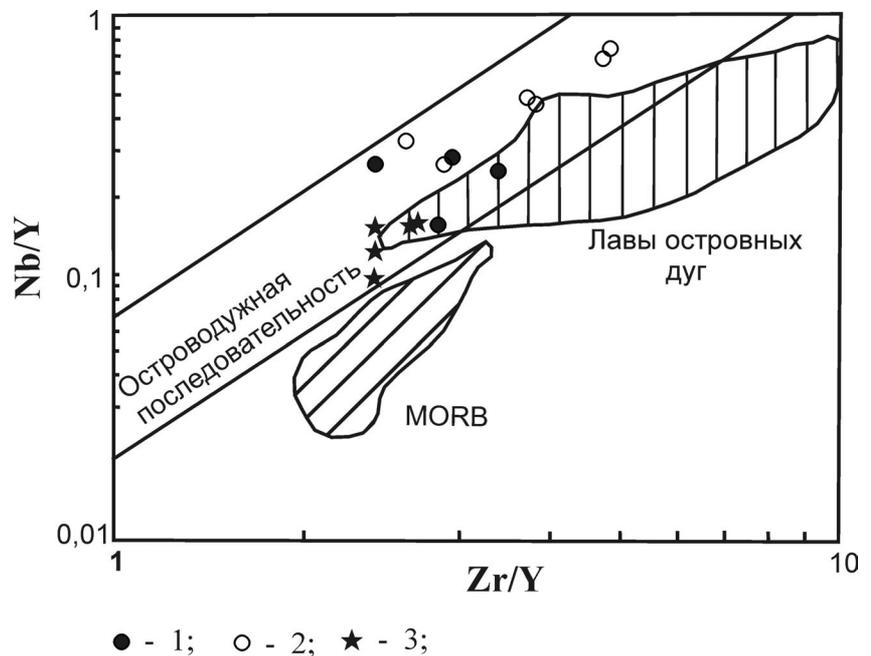


Рис. 2 Диаграмма –Nb/Y-Zr/Y для метабазитов верхнетокмакской и кайинкулакской толщ западноприазовской серии. 1 – верхнетокмакская толща, 2 – кайинкулакская толща, 3 – зеленокаменные пояса



В результате выполненных исследований установлено, что основные кристаллосланцы верхнетокмакской толщи содержат больше Ni, Cr, Pb и меньше V, Y, Nb, Ta, Zr и Hf, чем основные кристаллосланцы кайинкулакской толщи. По сравнению с метабазальтами Косивцевской и Новогоровской ЗС, в основных кристаллосланцах западноприазовской серии существенно выше содержания Nb, Ta, Zr, Hf, Y, что свидетельствует, вероятно, о их выплавлении из недеплетированного мантийного субстрата, или образовании в других геологических условиях. Выявленные отличия состава метабазитов верхнетокмакской и кайинкулакской толщ западноприазовской серии и зеленокаменных поясов Приазовского мегаблока отражают, вероятно, эволюционные изменения состава мантии и условий магмообразования от палеоархея до мезоархея.

Работа поддержана грантом НАН Украины №48/08-Ф

West Azov series metamorphic rocks are the oldest (Paleoarchean) rocks in the Priazov megablock. They are subdivided into the Upper Tokmakian (lower) and Kayinkulakian (upper) units. The Upper Tokmakian unit, over 4500 m in thickness, consists of basic schists, pyroxene, amphibole and biotite gneisses and amphibolites with garnet and pyroxene-magnetite quartzite interbeds. The Kayinkulakian unit, over 4250 m in thickness, is made up of gneisses dominated by biotite-amphibole and pyroxene varieties, garnet-biotite gneisses, iron formation and pyroxene-bearing schists being less abundant.

Samples of Upper Tokmakian basic schists were collected from exposures in the Lozovatian anticline (Upper Tokmak river) and from the eastern flank of the Obitochnian anticline (Upper Kiltichia river), and Kayinkulakian-unit basic schists and gabbro-amphibolites from the Lower Kayinkulak river, where Lozovatian anticline rocks are exposed, and in the Lower Mokraya Konka river from Razdorovskaya and Balok Golykh brachysynclines.

To cast light on the genesis of West Azov schists, the authors made diagrams using the elements Ti, Zr, Nb and Y that are least mobile during metamorphism. Analytical data on poorly metamorphosed basalts of the Kosivtsevan and Novogorovian greenstone structures from the Mesoarchean Priazov megablock were used for comparison. On the $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$, $\text{SiO}_2\text{-Nb/Y}$, $\text{Zr/TiO}_2\text{-Ce}$, $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$ diagrams [1], the composition points of basic schists of the Upper Tokmakian and Kayinkulakian units are in the normal, subalkaline and alkaline basalt and andesite-basalt fields, suggesting their magmatic genesis. On the AFM diagram, West Azov series schists and gabbro-amphibolites are in the tholeiitic-series rock field. In the basic schist samples analysed, percentages of Co, Ni and Cr directly correlate with that of MgO, and V concentration is inversely related to it. Such a relationship is characteristic of basic igneous rocks.

Upper Tokmakian and Kayinkulakian basic schists and gabbro-amphibolites belong to a normal petrochemical series of basic rocks. Kayinkulakian gabbro-amphibolites contain more TiO_2 (2.08-2.51 %), P_2O_5 (0,32-0,38 %) and Fe (Cf=79-80 %) than basic schists. In the $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$ diagram, they are in the alkaline basalt field. Gabbro-amphibolites are much richer in Ba, Y, Nb, Ta, Zr, Hf and REE than basic schists. West Azov schists and gabbro-amphibolites typically show a negative Nb anomaly. The REE distribution in Upper Tokmakian schists is poorly differentiated: $(\text{La/Yb})_N=1.4\text{-}2.9$, at $\text{Yb}_N=9.7\text{-}16.4$ (Fig. 1). Kayinkulakian basic schists exhibit a poorly differentiated REE distribution spectrum: $(\text{La/Yb})_N=1.3\text{-}3.0$, at $\text{Yb}_N=12,4\text{-}17,5$, and gabbro-amphibolites show a more differentiated spectrum $(\text{La/Yb})_N=5.9\text{-}6.3$, at $\text{Yb}_N=22.5\text{-}23.5$.

On the K-Ti, K-P, Co-Ni, V-Cr diagrams [2], the composition points of West Azov basic igneous rocks form island-arc trends. On the Nb/Y-Zr/Y diagram, West Azov basic igneous rock points are in the island-arc rock field (Fig. 2).

Our study has shown that Upper Tokmakian schists contain more Ni, Cr and Pb and less V, Y, Nb, Ta, Zr and Hf than Kayinkulakian basic schists. West Azov schists contain much more Nb, Ta, Zr, Hf and Y than metabasalts of the Kosivtsevan and Novogorovian GS, suggesting that they were either melted out of an undepleted mantle substrate or were generated in a different geological environment. Differences in the composition of West Azov series Upper Tokmakian and Kayinkulakian metabasic igneous rocks and that of the greenstone belts of the Priazov megablock seem to reflect evolutionary changes in mantle composition and magma generation conditions from Paleoarchean to Mesoarchean time.

Литература – References

Winchester J.A., Floyd P.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol. 1977. V. 20. № 4. P.325-343.

Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Наука, 1980. 246 с. | Lutz B.G. Geochemistry of oceanic and continental magmatism. M.: Nauka, 1980. 246 p.

ГРАНИТОИДЫ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ГУЛЯЙПОЛЬСКОГО ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО БЛОКА С ВОЛЧАНСКИМ И РЕМОВСКИМ ГРАНУЛИТОВЫМИ БЛОКАМ (ЗАПАДНОЕ ПРИАЗОВЬЕ)

Артеменко Г.В., Швайка И.А., Демедюк В.В., Калинин В.И.,

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененка
НАН Украины, Киев, Украина, regul@igmof.gov.ua

GRANITOIDS OF THE JOINT ZONE OF GULYIPOLE GRANIT-GREENSTONE BLOCK WITH VOLCHANSK AND REM GRANULITE BLOCKS (WEST PRIAZOVIAN)

Artemenko G.V., Shvaika I.A., Demedyuk V.V. and Kalinin V.I.

N.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore formation, NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine, regul@igmof.gov.ua

Гуляйпольский гранит-зеленокаменный блок граничит с Волчанским и Ремовским гранулитовыми блоками. Они отделяются от первого - Гайчурским разломом северо-западного простирания, к которому приурочена шовная Косивцевская ЗС (3,2-3,0 млрд лет). Волчанский и Ремовский блоки надвинуты на Гуляйпольский блок. В этом районе выделяется большое количество разновозрастных интрузий гранитов - от 3,0 до 2,0 млрд лет. Их характерной особенностью является частое присутствием наряду с магматическим цирконом - реликтового палеоархейского гранулитового циркона возрастом 3,4 млрд лет, что указывает на формирование этого зеленокаменного пояса на более древней сиалической коре [1,2]. В площадном распространении гранитоидов в Косивцевском районе выявлена определенная закономерность. На Гуляйпольском гранит-зеленокаменном блоке имеют ареальное распространение плагиогранитоиды ТТГ формации (тоналиты >3,0 млрд лет, трондьемиты 2,92 млрд лет) [1]. Интрузии гранодиоритов шевченковского комплекса слагают Воздвиженский и Новогоригорьевский массивы на Гуляйпольском блоке и небольшие интрузии в Гайчурской полосе (2,835±0,03 млрд. лет) [1]. Гранитоиды добропольского комплекса (2,1±0,015 млрд лет [2]) слагают Риздвянский и Добропольский массивы, которые резко дискордантны по отношению к структурам района. Они расположены в Гайчурской и Добропольской зонах разломов (соответственно). Жильные гранодиориты, широко распространены среди вулканитов Косивцевской ЗС. На Волчанском и Ремовском гранулит-гнейсовых блоках выделяются микроклин-плагиоклазовые граниты ремовского комплекса (2,97±0,18 млрд лет) [3]. Высокая степень тектонической переработки пород зеленокаменных поясов и высокая степень их гранитизация позволяет высоко оценивать их перспективы этого района на благороднометальное оруденение.

Плагиогранитоиды ТТГ ассоциации (3,0-2,92 млрд лет). Выделяются диориты и трондьемиты натриевой серии, кварцевые диориты и тоналиты калиево-натриевой серии. В проанализированных образцах SiO₂ - (63,24-74,59 мас.%); Na₂O (4,30-5,77 мас.%), K₂O (0,34-1,10 мас.%). По отношению K₂O/Na₂O < 0,5 они четко отделяются от гранитоидов шевченковского, ремовского и добропольского комплексов. На диаграммах Na-K-Ca и Ab-Qz-Ort точки составов тоналитов и трондьемитов характеризуются тоналит-трондьемитовым трендом. Тоналиты отличаются низкими содержаниями Rb (30 ppm), Ba (461 ppm) и отношением Rb/Sr (0,09). По содержанию стронция (331 ppm) они относятся к малостронциевым тоналитам. Распределение РЗЭ в тоналитах дифференцированное - (La/Yb)_N = 12,8 (при Yb_N = 5,4). На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb и Ti. Согласно Sm-Nd изотопным данным - εNd(T) = +0,6, T_{DM} = 3,097 млрд лет, тоналиты выплавлялись из слабо деплетированного мантийного субстрата. В трондьемитах содержание Rb (8-9 ppm), Sr (405-445 ppm), Ba (294-560 ppm), отношение Rb/Sr (0,02). Распределение РЗЭ в одном образце слабо дифференцированное (La/Yb)_N = 7,7, при Yb_N = 5,4, а в другом - сильнодифференцированное (La/Yb)_N = 133,1, Yb_N = 5,4). В последнем наблюдается положительная европиевая аномалия (Eu/Eu* = 5,7. На спайдер-диаграмме выделяются негативные аномалии Nb и Ti. По Sm-Nd изотопным данным, трондьемиты выплавлялись из деплетированного мантийного субстрата εNd(T) = +2,6, T_{DM} = 2,92 млрд лет.

Шевченковский комплекс (2,83±0,70 млрд лет). По хим. составу они относятся к гранодиоритам нормального петрохимического ряда калиево-натриевой серии. SiO₂ (68,67 мас.%), Na₂O (2,97 мас.%), K₂O (2,82 мас.%). В них наблюдается повышенное содержание Ba (1240 ppm). Содержание Rb (63 ppm), отношение Rb/Sr (0,12). Распределение РЗЭ сильно дифференцированное (La/Yb)_N = 30,9, при Yb_N = 3,9.

Добропольский комплекс (2,1±0,015 млрд лет). Изучались кварцевые диориты и гранодиориты нормального петрохимического ряда калиево-натриевой серии. SiO₂ (60,79-68,40 мас.%), Na₂O (2,53-3,80 мас.%), K₂O (1,89-2,96 мас.%). Их характерной особенностью является насыщенность мелкими ксенолитами амфиболитов, пироксенитов и, реже, гнейсов. Диориты добропольского комплекса характеризуются невысокими содержаниями Rb (60-75 ppm) и повышенными содержаниями Ba (1200-1940 ppm). Содержание Sr (618-765 ppm), Rb/Sr (0,08-0,15). Повышенные содержания Sr, Ni, Co и V обусловлены наличием в породе мелких ксенолитов ультрабазитов. Распределение РЗЭ в них дифференцированное – (La/Yb)_N = 16,2-28,3 (при Yb_N = 3,7-6,1) с незначительной положительной европиевой аномалией Eu/Eu* = 1,08-1,19. По Sm-Nd изотопным данным, плагиограниты добропольского комплекса выплавились из субстрата с модельным возрастом T_{DM} = 2,994 млрд лет. Параметр εNd, рассчитанный на возраст 2,1 млрд лет - εNd(T) = - 9,9. Первичное отношение изотопов стронция в плагиоклазе и апатите из кварцевых диоритов Добропольского массива - 0,706. Согласно имеющимся геологическим и геохимическим данным, гранитоиды добропольского комплекса образовались при плавлении смешанного корово-мантийного субстрата в зоне столкновения Гуляйпольского и Ремовского блоков. Ядра из циркона добропольских гранитов имеют характеристики циркона гранулитового типа. Это позволяет предположить, что коровая составляющая в этих гранитах принадлежит породам западноприазовской серии.

Ремовский комплекс (2,973±0,18 млрд лет). Гранитоиды ремовского комплекса слагают большие интрузии и жильные тела среди пород западноприазовской и центральноприазовской серий. Они относятся к гранитам нормального петрохимического ряда калиево-натриевой серии. SiO₂ (70,91 мас.%), Na₂O (3,25 мас.%), K₂O (3,39 мас.%). Содержания Rb (133 ppm), Sr (318 ppm), Ba (1030 ppm), Rb/Sr (0,42). На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Sr, Ti. Распределение РЗЭ сильно дифференцированное (La/Yb)_N=67,3 при Yb_N = 4,5). Выделяется отрицательная европиевая аномалия Eu/Eu*=0,57. Согласно Sm-Nd изотопным данным, граниты ремовского комплекса выплавились из деплетированного субстрата εNd(T) = +2,3; T_{DM} = 2,962 млрд лет.

Состав гранитоидов в изучаемом районе отражает разные геодинамические условия их формирования. Граниты ремовского комплекса на гранулитовом Волчанском блоке характеризуются наиболее высокими содержаниями K₂O, Rb и Rb/Sr отношением. Одновозрастные с ними плагиогранитоиды ТТГ формации на Гуляйпольском гранит-зеленокаменном блоке отличаются низкими содержаниями K₂O, Rb, Ba и Rb/Sr отношения. Гранодиориты шевченковского комплекса весьма близки по геохимическим характеристикам с гранитоидами добропольского комплекса, отличаясь от них отсутствием ксенолитов. Интрузии гранитоидов добропольского комплекса имеют коровый генезис. В отличие от мезоархейских гранитоидов ТТГ формации, шевченковского и ремовского комплексов они сформировались в палеопротерозое в результате переплавления пород фундамента и мезоархейских гранитов ТТГ формации.

The Gulyaipolsky granite-greenstone block bounds on the Volchansky and Removsky granulite blocks. The two latter blocks are separated from the former by the NW-trending Gaichursky fault to which the 3.2-3.0 Ga Kosivtsevskaya sutural GS is restricted. The Volchansky and Removsky blocks are thrust over the Gulyaipolsky block. Many granite intrusions, varying in age from 3.0 Ga to 2.0 Ga, occur in this area. Together with igneous zircon, they typically contain pre-relict Paleoproterozoic 3.4 Ga granulitic zircon, suggesting that the greenstone belt was formed on an older sialic crust [1, 2]. The areal distribution of granitoids in the Kosivtsevsky area shows a distinctive pattern. On the Gulyaipolsky granite-greenstone block, plagiogranitoids of a TTG formation (tonalites >3.0 Ga, trondhjemites – 2.92 Ga) exhibit an areal distribution [1]. Granodiorite intrusions of the Shevchenkovsky complex make up the Vozdvizhensky and Novogrigoryevsky massifs on the Gulyaipolsky block and small intrusions in the 2.835±0.03 Ga Gaichurskaya band [1]. 2.1±0.015 Ga granitoids of the Dobropolsky complex [2]) constitute the Rizdvyansky and Dobropolsky massifs that are highly discordant with structures of the area. They are

located in the Gaichurskaya and Dobropolskaya fault zones, respectively. Veined granodiorites are widespread among Kosivtsevskaya volcanics. On the Volchansky and Removsky granulite-gneiss blocks, 2.97 ± 0.18 Ga microcline-plagioclase granites of the Removsky complex were identified [3]. A high degree of tectonic reworking and granitization of greenstone belt rocks suggests a high noble-metal mineralization potential of the area.

3.0-2.92 Ga TTG-plagiogranitoids. Sodic-series diorites and trondhjemites and potassic-sodic-series quartz diorites and tonalities were identified. The samples analysed contain 63.24-74.59 mass.% SiO_2 , 4.30-5.77 mass.% Na_2O and 0.34-1.10 mass.% K_2O . They clearly differ in the $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio (<0.5) from Shevchenkovsky, Removsky and Dobropolsky granitoids. On Na-K-Ca and Ab-Qz-Ort diagrams, the composition points of tonalities and trondhjemites show a tonalite-trondhjemite trend. Tonalites contain low Rb (30 ppm) and Ba (461 ppm) concentrations and exhibit a small Rb/Sr ratio (0.09). Based on strontium concentration (331 ppm), they are classified as low-strontium tonalites. The REE distribution in tonalities is differentiated: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 12.8$ (at $\text{Yb}_N = 5.4$). Negative Nb and Ti anomalies are observed on the spider-diagram. Sm-Nd isotopic data, $\epsilon\text{Nd}(T) = +0.6$, $T_{DM} = 3.097$ Ga, tonalities were derived from a slightly depleted mantle substrate. Trondhjemites contain Rb (8-9 ppm), Sr (405-445 ppm) and Ba (294-560 ppm) and exhibit a Rb/Sr ratio of 0.02. REE distribution is poorly differentiated in one sample: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 7.7$, at $\text{Yb}_N = 5.4$ and highly differentiated in the other: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 133.1$, $\text{Yb}_N = 5.4$). A positive Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 5.7$) is observed in the latter. Negative Nb and Ti anomalies were identified on the spider-diagram. Sm-Nd isotopic data suggest that trondhjemites were melted out from a depleted mantle substrate, $\epsilon\text{Nd}(T) = +2.6$, $T_{DM} = 2.92$ Ga.

Shevchenkovsky complex (2.83±0.70 Ga). Based on chemical composition, they were classified as normal petrochemical-series, potassic-sodic-series granodiorites, as shown by SiO_2 (68.67 mass.%), Na_2O (2.97 mass.%), K_2O (2.82 mass.%) concentrations. They are rich in Ba (1240 ppm). They contain 63 ppm Rb and have a Rb/Sr ratio of 0.12. Their REE distribution is highly differentiated $(\text{La}/\text{Yb})_N = 30.9$, at $\text{Yb}_N = 3.9$.

Dobropolsky complex (2.1±0.015 Ga). Normal petrochemical-series, potassic-sodic-series quartz diorites and granodiorites were studied. They contain SiO_2 (60.79-68.40 mass.%), Na_2O (2.53-3.80 mass.%) and K_2O (1.89-2.96 mass.%). They typically host small amphibolite and pyroxenite xenoliths, gneiss xenoliths being less common. Dobropolsky diorites have low Rb (60-75 ppm) and high Ba (1200-1940 ppm) concentrations. They contain Sr (618-765 ppm) and their Rb/Sr ratio is 0.08-0.15. High Cr, Ni, Co and V concentrations are due to the presence of small ultrabasic rock xenoliths in the rock. They exhibit a differentiated REE distribution pattern: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 16.2-28.3$ (at $\text{Yb}_N = 3.7-6.1$) with a small positive Eu anomaly: $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.08-1.19$. Sm-Nd isotopic data suggest that Dobropolsky plagiogranites were derived from a substrate with a model age $T_{DM} = 2.994$ Ga. The ϵNd parameter, calculated for an age of 2.1 Ga, is $\epsilon\text{Nd}(T) = -9.9$. The primary Sr isotope ratio in plagioclase and apatite from Dobropolsky quartz diorites is 0.706. Available geological and geochemical data suggest that Dobropolsky granitoids were generated upon melting of a mixed crustal-mantle substrate in the collision zone of the Gulyaipolsky and Removsky blocks. Cores from zircon extracted from Dobropolsky granites display the characteristics of granulitic-type zircon, suggesting that the crustal constituent of the granites is made up of Western Azov-series rocks.

Removsky complex (2.973±0.18 Ga). Removsky granitoids constitute small intrusions and veined bodies among Western Azov- and Central Azov-series rocks. They are classified as normal petrochemical-series, potassic-sodic-series rocks. They contain SiO_2 (70.91 mass.%), Na_2O (3.25 mass.%) and K_2O (3.39 mass.%). The concentrations estimated are: Rb (133 ppm), Sr (318 ppm) and Ba (1030 ppm). Their Rb/Sr ratio is 0.42. The spider-diagram shows negative Nb, Sr and Ti anomalies. Their REE distribution is highly differentiated: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 67.3$ at $\text{Yb}_N = 4.5$). A negative Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.57$) was revealed. Sm-Nd isotopic data suggest that Removsky granites were produced from a depleted substrate: $\epsilon\text{Nd}(T) = +2.3$; $T_{DM} = 2.962$ Ga.

The composition of granitoids in the study area shows that they were formed under different geodynamic conditions. Removsky granites on the granulitic Volchansky block have the highest K_2O and Rb concentrations and Rb/Sr ratio. Coeval plagiogranitoids of a TTG formation on the Gulyaipolsky granite-greenstone block display low K_2O , Rb and Ba concentrations and Rb/Sr ratios. Shevchenkovsky granodiorites are fairly similar in geochemical characteristics to Dobropolsky granitoids but have no xenoliths. Dobropolsky granitoid intrusions exhibit a crustal genesis. Unlike Mesozoic TTG formation-

and Shevchenkovsky and REMovsky granitoids, they were produced in Paleoproterozoic time by remelting of basement rocks and Mesoarchean TTG-formation granites.

The study was supported by Ukraine's NAS grant 48/08-F

Литература – References

Артеменко Г.В., Татарина Е.А., Шпыльчак В.А., Бондаренко В.К., Довбуш Т.И. U-Pb возраст тоналит-гранодиоритовой формации Гайчурского блока (Западное Приазовье) // Мин. журнал. Т.24. №1. 2002. С.28-33. || Artemenko, G.V., Tatarinova, E.A., Shpylchak, V.A., Bondarenko, V.K. and Dovbush, T.I. U-Pb age of a tonalite-granodiorite formation of the Gaichursky block, western Azov area // Min. zhurnal. Vol.24. No.1. 2002. P.28-33.

Степанюк Л.М., Бобров О.Б., Шпыльчак В.О. и др. Нові дані про радіологічний вік гранітоїдів Добропільського масиву (Західне Приазов'я, Український щит) // Збірник наукових праць УкрДГРІ. 2007. №2. С.83-89.

Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницький Е.Н., Шпыльчак В.А. Возраст гранитоидов Гуляйпольского блока // Докл. НАН Украины. 2000. №5. С.139-144. || Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Bartnitsky, E.N. and Shpylchak, V.A. Age of granitoids from the Gulyaipolsky block // Dokl. NAS Ukraine. 2000. No. 5. P.139-144.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ ПОЯСОВ АРХЕЯ: ПРИМЕР ИЗ КЕЙВСКОГО ТЕРРЕЙНА, СЕВЕРО-ВОСТОК БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Balaganский В. В.¹, Раевский А. Б.¹, Мудрук С. В.^{1,2}

¹ ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия, balagan@geoksc.apatity.ru

² МГТУ, Мурманск, Россия, mudruksergey@mail.ru

PALAEOPROTEROZOIC DEFORMATION OF ARCHAEOAN SUPRACRUSTAL BELTS: AN EXAMPLE FROM THE KEIVY TERRANE, NORTHEASTERN BALTIC SHIELD

Balagansky V. V.¹, Raevsky A. B.¹, Mudruk S. V.^{1,2}

¹ Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia, balagan@geoksc.apatity.ru

² Murmansk State Technical University, Murmansk, Russia, mudruksergey@mail.ru

Кейвский террейн (КТ) расположен на северо-востоке Балтийского щита и радикально отличается от смежных тектонических блоков. Отличия обусловлены как наличием в нем пород, которых больше нет ни в одной другой структуре щита, так и спецификой палеопротерозойских деформаций. Палеопротерозойские толщи, которые залегают среди кейвских парасланцев хр. Серповидного, относящихся к неoarхейскому осадочному чехлу ([2] и ссылки там), смяты в синформную изоклинальную складку колчановидной морфологии (*sheath fold*), образующую на поверхности сплюснутый овал 8 × 2 км. Такая морфология установлена как по структурным наблюдениям, так и по результатам интерпретации магнитных данных. В складку также смяты разломы, параллельные границам толщ и местами срезающие их под острым углом. Палеопротерозойская структура является частью крупной тектонической линзы (12 × 3 км), которая сложена слюдяно-кварцевыми парасланцами архея, смятыми в антиформную складку. Таким образом, залегание неoarхейских парасланцев и палеопротерозойских пород в этом районе не отвечает простому синклинирию, обычно выделяемому в КТ, в который смяты супракрустальные породы с первичными стратиграфическими соотношениями между ними. Все эти породы слагают тектонические пластины и чешуи, смятые в колчановидные складки, которые развиваются в областях очень сильных деформаций простого сдвига и связаны с мощным надвигом. Из литературных данных по КТ следует, что крупные колчановидные складки (до 25 × 5 км на поверх-

ности) развиты во всей полосе парасланцев, которая является крупной пластической сдвиговой зоной [3], расположенной вдоль северной окраины КТ и связанной с надвиганием с севера на террейн Мурманского кратона. Эти же деформации отмечаются и в архейских кислых метавулканитах и щелочных гранитах. В отличие от них, архейские гранитоиды и базиты древнейшего фундамента, слагающие в юго-западной части КТ овальную структуру размером 90×20 км, не несут следов палеопротерозойских деформаций.

На примере коллизионных орогенов фанерозоя (Аппалачи, каледонида Скандинавии) было показано, что на краях сходящихся континентов осадочный чехол был сорван с фундамента, смят в складки и перемещён по надвигам на десятки и даже сотни километров. Мы полагаем, что КТ являет собой пример сорванного с недеформированного в палеопротерозое архейского фундамента супракрустального чехла, который испытал интенсивные деформации во время Лапландско-Кольской орогении 2.0–1.9 млрд. лет тому назад. Эти тектонические элементы строения КТ выделяются как компоненты единого палеопротерозойского структурного парагенеза высшего порядка. Овальная структура архейского гранитоиднейсового фундамента в юго-западной части КТ рассматривается как тектоническое окно среди палеопротерозойских тектонических покровов. Сорванный чехол сложен достаточно глубоко метаморфизованными породами, и поверхность срыва (разлом типа "*detachment*") должна была находиться на относительно большой глубине. Эту глубину можно оценить на основе P – T условий образования линейности.

Анализ ориентировки линейности, возникшей 1.90–1.95 млрд. лет назад, выявил в Кольском регионе специфическую внутрикоровую границу. В породах, испытавших метаморфизм при $P > 6$ – 7 кбар (беломориды, лапландские гранулиты), развита пологая линейность, которая параллельна простиранию структур сжатия и отражает (суб)горизонтальные движения вдоль этих структур. Линейность в породах, метаморфизованных при $P < 6$ – 7 кбар, является результатом взбросовых и надвиговых движений, (суб)перпендикулярных простиранию структур сжатия. "Субперпендикулярная" линейность характерна для КТ и южных окраин пояса Печенга–Имандра–Варзуга. Следовательно, рассматриваемая граница должна была находиться на глубинах 20–23 км.

Связь линейности, (суб)перпендикулярной и (суб)параллельной структурам сжатия, с разными глубинными уровнями коры согласуется с моделью транспрессии корового масштаба [4]. При сжатии породы верхней коры выдавливаются вверх с развитием крутой линейности, (суб)перпендикулярной структурам сжатия, а в нижней коре развиваются сдвиговые зоны со смещением их бортов по простиранию и образованием пологой линейности, (суб)параллельной структурам сжатия. Как известно, континентальная кора по реологическим свойствам делится на два слоя с переходной зоной на глубинах 20–25 км. В КТ срыв с фундамента чехла, сложенного почти только архейскими супракрустальными толщами, произошел именно на этих глубинах, и мы считаем, что поверхность срыва является одним из конкретных выражений этой важнейшей внутрикоровой переходной зоны.

На западе КТ граничит с Кольско-Норвежским террейном, в котором, как и в Мурманском кратоне на севере, палеопротерозойские деформации почти не проявлены. Таким образом, во время надвигообразования эти тектонические блоки реологически были такими же, как и архейский фундамент КТ. Надвиговые системы КТ коррелируются с закрытием палеорифта Печенга–Имандра–Варзуга, прошедшего через океаническую стадию 1.99–1.97 млрд. лет назад ([1] и ссылки там). Именно рубежу 1.97 млрд. лет в КТ отвечает пик метаморфизма и деформации пород чехла, которые завершились 1.93 млрд. лет назад, когда породы остыли до ~ 450 °C [6]. С этим рубежом связаны и первые островодужные ТТГ породы и диориты в ядре Лапландско-Кольского орогена, знаменующие начало субдукции океанической коры Лапландско-Кольского палеоокеана ([1] и ссылки там). Межконтинентальная коллизия в ядре орогена, расположенном к юго-западу от КТ, началась 1.95 млрд. лет

назад. Таким образом, до начала коллизии кейвский супракрустальный чехол уже был сорван с архейского фундамента, а после её начала глубинные надвижки развивались в нижней коре ядра орогена (лапландские гранулиты и их аналоги) и прилегающей с юга части Беломорского подвижного пояса (БПП) в условиях пика метаморфизма 1.92–1.93 млрд. лет назад. Далее к юго-западу – на границе БПП и Карельского кратона (КК), – пик метаморфизма был достигнут 1.89–1.91 млрд. лет назад (неопубликованные данные Н. Л. Алексева, П. Я. Азимова и В. В. Балаганского). Затем орогенные события с развитием надвигов происходили в Свекофеннской области, при этом они также смещались к юго-западу и омолаживались (Саво-Лапландская орогения вдоль южной границы КК, 1.92–1.89 млрд. лет, далее к югу Феннская орогения, 1.89–1.85 млрд. лет, и, наконец, Свекобалтийская орогения в самой южной части Балтийского щита, 1.83–1.80 млрд. лет [5]).

Таким образом, палеопротерозойские деформации архейских супракрустальных толщ КТ и его расположение в составе Балтийского щита занимают закономерное место в пространственно-возрастной последовательности образования палеопротерозойского суперконтинента, фрагментом которого является Балтийский щит. Эта последовательность началась на севере щита с амальгамации и деформации архейских террейнов, причём КТ несет следы самой ранней переработки, и окончилась на юге щита аккрецией к континенту островодужных террейнов, сложенных ювенильной палеопротерозойской корой.

Данные исследования финансировались программой ОНЗ–6 и являются вкладом в проекты РФФИ 08–05–90416-Укр-а и 09–05–00160-а, а также проект IGCP–509.

The Keivy Terrane is situated in the northeastern Baltic Shield and considerably differs from adjacent tectonic blocks. It contains rocks that do not occur throughout the shield and displays specific Palaeoproterozoic deformation. Palaeoproterozoic formations that occur in the Serpovidny Range area among the Keivy metasedimentary schists, which are interpreted to compose a Neoproterozoic sedimentary cover ([1] and references therein), are bent into a synformal isoclinal sheath fold, which shows a flattened oval (8 × 2 km) on the surface. The sheath morphology has been recognised from both field observations and interpretation of magnetic data. Faults which are parallel to boundaries between formations and locally cut off them at acute angles are also folded. This Palaeoproterozoic structure is a component of a large tectonic lens (12 × 3 km) made up by Archaean quartz-micaceous schists which are bent into an antiformal fold. Thereby the occurrence of Neoproterozoic schists and Palaeoproterozoic rocks in the area under consideration is not consistent with a model of simple synclinorium and supracrustal formations that have preserved stratigraphical relations between them, which has been usually suggested for the Keivy Terrane. All these rocks build up tectonic sheets and lenses bent into sheath folds that are characteristic of high strain and thrust areas. Data available for the Keivy Terrane suggest that large sheath folds (up to 25 × 5 km on the surface) occur throughout the Keivy metasedimentary belt which is a large ductile shear zone [3] located along the northern margin of the terrane and resulted from thrusting of the Murmansk Craton onto the terrane to the southwest. Archaean felsic metavolcanics and alkaline granites display the same deformation. In contrast with these rocks, Archaean metagranitoids and metabasites of an ancient basement, making up an oval-shaped structure (90 × 20 km) in the southwestern portion of the Keivy Terrane, are free of Palaeoproterozoic deformation.

As was discovered in Phanerozoic collisional orogens (Appalachian, the Scandinavian Caledonides) sedimentary cover is skinned from the basement at margins of convergent continents, is folded and shifted along thrusts as far as tens and even hundreds of kilometres. We think that the Keivy Terrane provides an example of a supracrustal cover that was skinned from an Archaean basement, which displays no Palaeoproterozoic deformation and experienced high strain during the Lapland-Kola orogeny 2.0–1.9 Ga ago. These tectonic elements of the Keivy Terrane are identified as components of a single structural paragenesis of the highest order. The oval structure composed of the Archaean basement granitogneisses in the southwestern portion of the Keivy Terrane is considered as a tectonic window in Palaeoproterozoic nappes. The skinned cover consists of enough high grade rocks, and the surface of detachment fault should have been situated at a relatively deep crustal level. This depth can be evaluated from *P–T* condition under which lineation has formed.

An orientation analysis of lineation developed in the Kola Region 1.90–1.95 Ga ago has discovered a specific intracrustal boundary. Rocks that have been metamorphosed at $P > 6\text{--}7$ kb (the Belomorides, the Lapland granulites) show gentle lineation which parallels the strike of compression structures and resulted from (sub)horizontal movements along the strike. Lineation in rocks metamorphosed at $P < 6\text{--}7$ kb formed during reverse and thrust faulting and is normal to the strike. This strike-perpendicular lineation is characteristic of the Keivy Terrane and southern margins of the Pechenga–Imandra–Varzuga Belt. Therefore, the boundary in question should have been located at depths of 20–23 km.

The link of the strike-parallel and strike-perpendicular lineations with lower and upper crustal levels respectively is consistent with a model of crust-scale transpression [4]. This model suggests that (sub)vertical movements of compressed rock masses dominate in the upper, more rigid, crust whereas (sub)horizontal movements, parallel to the strike, prevail in the lower, more ductile, crust. As is well known, continental crust rheologically is subdivided into two layers with a transitional zone between them at depths of 20–25 km. The detachment in the Keivy Terrane that separates the basement and the skinned cover composed of only Archaean supracrustal rocks has formed exactly at the same crustal levels. We think that this detachment is a concrete expression of the intracrustal transitional zone under consideration.

The Keivy Terrane verges on the Kola-Norwegian Terrane in the west and the Murmansk Craton in the north, and these two Archaean tectonic units are almost free of Palaeoproterozoic deformation. Thus, the units have been rheologically similar to the Keivy Terrane basement during Palaeoproterozoic thrusting. The Keivy Terrane thrust array has been coeval with the closure of the Pechenga–Imandra–Varzuga palaeorift which passed through an oceanic stage 1.99–1.97 Ga ago ([1] and references therein). It is an age of 1.97 Ga that conforms to the peak of metamorphism and deformation of the cover, which terminated at 1.93 Ga when the rocks had cooled to *ca.* ~ 450 °C [6]. In the core of the Lapland-Kola orogen the first island-arc TTG rocks and diorites formed at the same time manifesting the onset of subduction of oceanic crust of the Lapland-Kola palaeo-ocean ([1] and references therein). In this orogenic core located southwest of the Keivy Terrane intercontinental collision started at 1.95 Ga. Therefore, before the collision the Keivy supracrustal cover had been already skinned from the Archaean basement, and after its onset deep thrusts developed in lower crustal levels of the orogenic core (the Lapland granulites and their analogues) and the adjacent portions of the Belomorian Mobile Belt at the time of the metamorphic peak at 1.92–1.93 Ga. Farther to the southwest – at the border of the Belomorian Mobile Belt and the Karelian Craton – the peak of metamorphism took place at 1.91–1.89 Ga (unpublished data by N. L. Alexejev, P. Ya. Azimov and V. V. Balagansky). Then orogenic events including thrusting happened in the Svecofennian Province, with these having migrated to the southwest and become younger (the Lapland-Savo orogeny along the southern border of the Karelian Craton at 1.92–1.89 Ga, farther to the south the Fennian orogeny at 1.89–1.85 Ga and at last the Svecobaltic orogeny in the southernmost portion of the Baltic Shield at 1.83–1.80 Ga [5]).

Thus, the age of deformation of Archaean supracrustal rocks of the Keivy Terrane and the tectonic position of the terrane in the Baltic shield are consistent with a spatio-temporal succession according to which a Palaeoproterozoic supercontinent, a fragment of which is the Baltic shield, was formed. This succession had started with the amalgamation and deformation of Archaean terranes in the northern shield (intercontinental collision), with the Keivy Terrane having experienced the earliest reworking, and was terminated in the southern shield with accretion to the continent of island-arc terranes composed of Palaeoproterozoic juvenile crust.

This study has been financially supported by programme ONZ–6 and is a contribution into projects RFBR 08–05–90416-Ukr-a and 09–05–00160-a as well as project IGCP–509.

Литература – References

Балаганский В.В., Минц М.В., Дэйли Дж.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Структура и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ–ГЕОС. 2006. С. 158–171. || Balagansky V. V. Mints M. V., Daly J. S. Paleoproterozoic Lapland-Kola Orogen // Structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe. Results of investigations on the EUROPROBE programme. Moscow: GEOKART–GEOS. 2006. P. 158–171 (in Russian).

Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. No. 6. С. 3–32. || Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V. et al. The Archean of the Baltic Shield: Geology, Geochronology and Geodynamic Settings // Geotektonika. 2006. No. 6. P. 3–32 (in Russian).

Bushmin S., Alexeev N., Dolivo-Dobrovolsky D., Shcheglova T. Metasomatic processes, P-T retrograde evolution and tectonic dynamics in thrust structures, Lapland-Kola mobile belt, eastern Baltic Shield // Eurobridge Workshop. Abstracts. Vilnius: GSL. 1997. P. 15–17.

Jones R.R., Tanner P.W.G. Strain partitioning in transpression zones // J. Structural Geology. 1995. V. 17. No. 6. P. 793–802.

Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // Episodes. 2008. V. 31. No. 1. P. 20–28.

Marker M., Kaulina T.V. New constraints for the evolution of the Keivy supracrustal belt, central Kola Peninsula, from recent U-Pb single zircon dating at NORDSIM // 5th SVEKALAPKO workshop abstracts. Oulu: University of Oulu, Department of Geophysics. 2000. Report No. 23. P. 51.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СИСТЕМ: ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

Балашов Ю.А.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия, balashov@geoksc.apatity.ru

COMPOSITIONAL EVOLUTION OF GRANITE-GREENSTONE SYSTEMS: ISOTOPIC-GEOCHEMICAL CRITERIA

Balashov Yu.A.

Geological Institute, Kola Science Centre, RAS, Apatity, balashov@geoksc.apatity.ru

Совокупность новейших изотопным и геохимическим данных, полученных для ряда мантийных пород Земли свидетельствует о существовании дефицита наиболее легких РЗЭ в ее мантии в сравнении хондритами, что отражается в существовании океанических базальтов Земли (MORB). По изотопной $^{146}\text{Sm}/^{142}\text{Nd}$ системе установлено очень раннее время появления деплетированных соотношений внутри РЗЭ, ограниченное стадией конденсации - интенсивной аккреции (\approx от 4566 до 4550-4525 млн. лет). Это заставляет существенно пересмотреть традиционно принимаемый постулат об исходном отождествлении состава мантии Земли с хондритами [1-5 и др.]

Второй аспект этой же проблемы - априорность представлений об интенсивном усреднении состава мантии в ходе ее аккреции. В действительности, нам ничего не известно о степени гомогенизации состава мантии, формировавшейся в течении 100-150 млн. лет при аккреции, которая могла наложить отпечаток на геологические этапы развития мантийного и корового магматизма в архее. Это имеет прямое значение для расшифровки эволюции состава гранит-зеленокаменных систем (ГЗС) в длительной истории развития верхних оболочек земли.

Идентификация подобного стиля развития ГЗС возможна при использовании геохимической информации, что и является предметом обсуждения в предлагаемых тезисах.

Прежде всего, отметим наблюдаемые изотопно-геохимические особенности ранней аккреционной стадии хондритовых метеоритов и базальтических эвкритов, для которых фиксируется значительная гетерогенность по Sm/Nd (табл. 1 и 2) при оценке их возраст (4566 млн. лет) [6]. Реальность подобных вариаций по Sm/Nd подтверждается данными по ранним породам Луны. Для современной литосферы Земли, представленной перидотитовыми ксенолитами континентов и океанов, диапазон изменения Sm/Nd существенно больше (\approx от 0.05 до 0.6 и 0.2-0.9). Если сопоставить вариации Sm/Nd в архейских коматиитах зеленокаменных поясов с хондритовой группой (табл. 1, рис.2 и 3), то очевидна общая тенденция снижения степени вариаций Sm/Nd от ранних архейских, близких по этому отношению к хондритам, в сторону протерозойских и современных разностей. Для базальтов ГЗС архея и протерозоя прослеживается та же тенденция, за исключением фанерозойских пикритов и базальтов Горгоны, для которых фиксируется резкий скачок, синхронный с диапазоном вариаций в породах современной литосферы.

Таблица 1. Диапазон вариаций Sm/Nd в коматиитах ГЭС

Объект	млн. лет	n	Диапазон вариаций	Интервал
Хондриты + базальтические эвкриты	4566	63	0.58–0.30	0.28
Коматииты, Исуа, З. Гренландия	3800	17	0.57–0.19	0.38
Коматииты, Онвервахт, Ю. Африка	3450	18	0.32–0.15	0.17
Коматииты, Лумби Лайк. Сьюп., Канада	3000	6	0.41–0.21	0.20
Коматииты, Бальмер. Сьюпериор, Канада	2992	3	0.45–0.34	0.11
Коматииты, В. Карелия	2940	14	0.4–0.31	0.09
Коматииты, Костомукша, З. Карелия	2843	13	0.44–0.34	0.10
Коматииты+перидотиты, Камбалда	2722	11	0.39–0.33	0.06
Коматииты, Франц. Гвиана	2110	9	0.32–0.20	0.11
Коматииты, Горгона	88	7	0.54–0.46	0.07
Современная континент. литосфера*		*	0.6–0.05	0.5

Таблица 2. Диапазон вариаций Sm/Nd в базальтах ГЭС

Объект	млн. лет	n	Диапазон вариаций	Интервал
Хондриты + базальтические эвкриты	4566	63	>0.58–0.30	0.28
Базальты+габбро, Исуа, З. Гренландия	3800	39	0.39–0.16	0.23
Базальты, Онвервахт, Ю. Африка	3450	14	0.34–0.19	0.15
Базальт+толеиты, Лумби Лайк., Канада	3000	8	0.37–0.31	0.06
Базальты, Бальмер. Сьюпериор, Канада	2992	4	0.47–0.33	0.14
Базальты, В. Карелия **	2940	8	0.43–0.31	0.12
Базальты, Костомукша, З. Карелия	2843	6	0.44–0.34	0.10
Базальты, Камбалда, Австралия	2722	16	0.34–0.23	0.11
Коматиитовые базальты, Китай	1900	17	0.28–0.22	0.06
Базальты+пикриты, Горгона	88	8	0.72–0.25	0.47
Современная континент. литосфера*		*	0.6–0.05	0.5

* n > 200; ** Имеется еще два базальта с Sm/Nd < 0.22 [7] (рис.3).

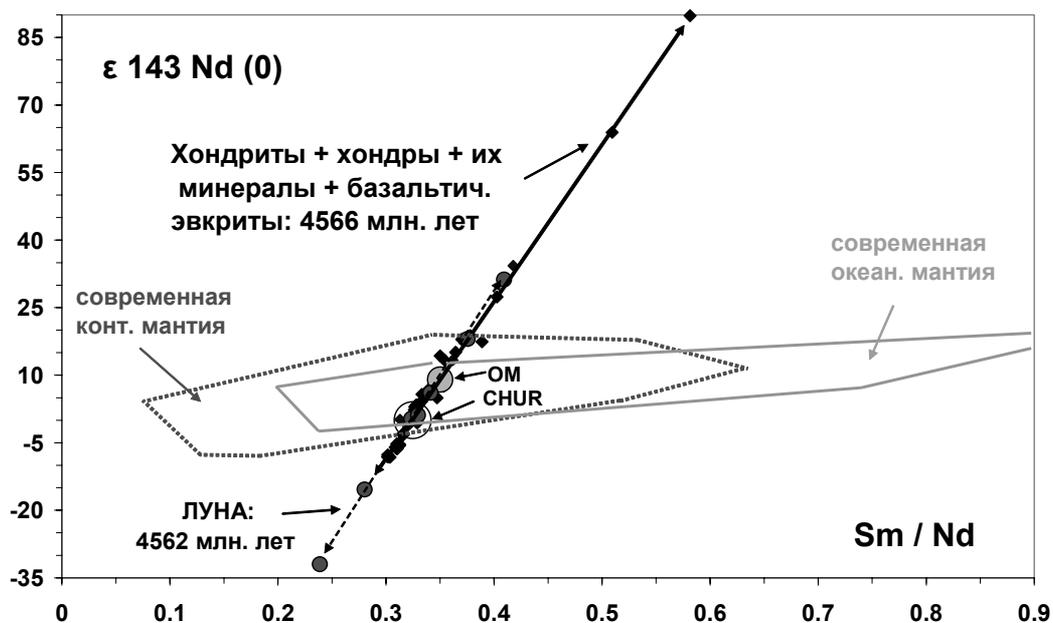


Рис.1 Контрастность измеренных изотопных параметров в системе $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ между хондритами [6] и древнейшими породами Луны и их фрагментами в сравнении с перидотитами и базальтами современной литосферы Земли. $\text{Sm}/\text{Nd} \times 0.6045 = ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. OM и CHUR – среднее для MORB [3] и PM=C1 [6].

Fig.1 Contrasting pattern of measured isotopic parameters in the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ system between chondrites [6] and the Moon's oldest rocks and their fragments in comparison with peridotites and basalts of the Earth's modern lithosphere. $\text{Sm}/\text{Nd} \times 0.6045 = ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. OM и CHUR – average for MORB [3] and PM=C1 [6].

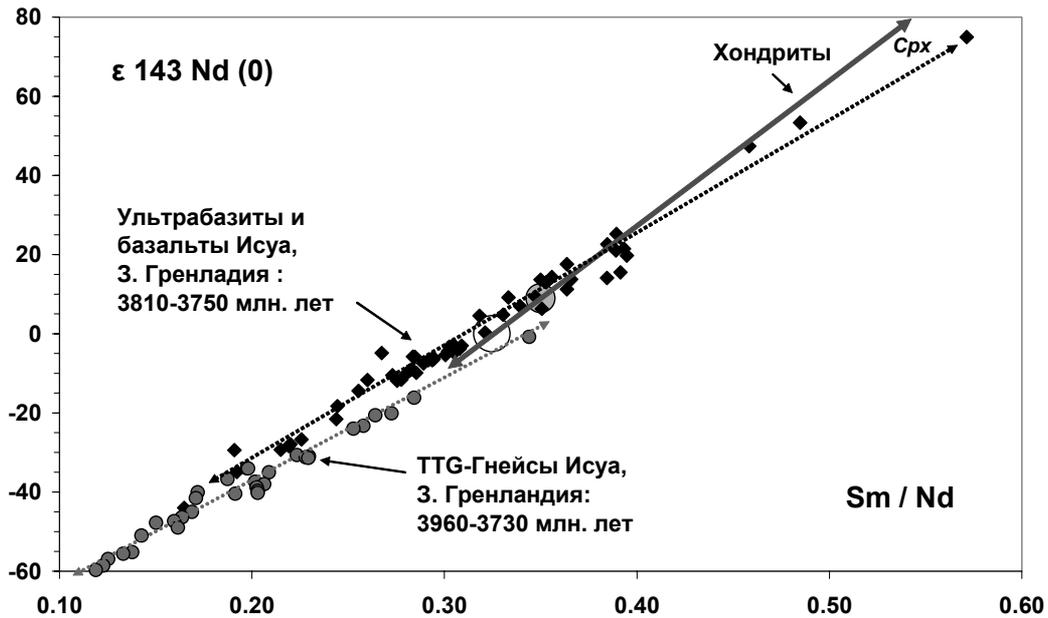


Рис.2 Вариации Sm/Nd в мантийных и коровых породах ГЭС Исуа.

Fig.2 Variations in Sm/Nd in mantle and crustal rocks of Isua GGS

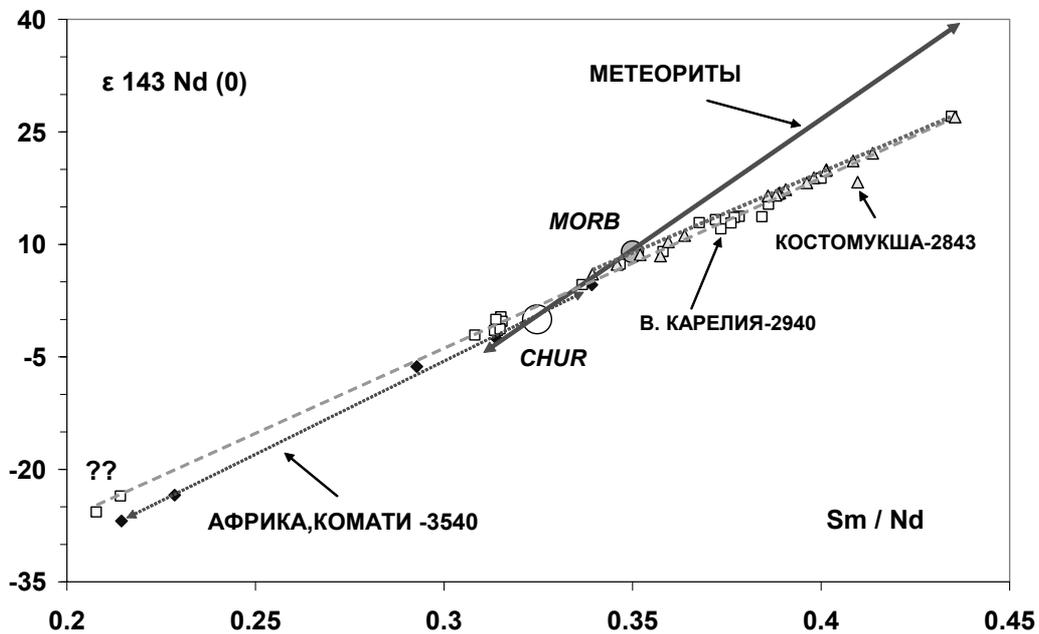


Рис.3 Вариации Sm/Nd в мантийных породах ГЭС Ю.Африки и Карелии.

Fig.3 Variations in Sm/Nd in mantle rocks from GGS of South Africa and Karelia

Итак, с одной стороны, в магматизме ГЭС отмечаются геохимические признаки унаследования исходной геохимической гетерогенности, вероятно, от этапа аккреции Земли с последующим ее сокращением в ходе гомогенизации продуктов массового мантийного магматизма. С другой стороны, возникновение вторичной дифференциации в фанерозойских базальтах может отражать расширение интенсивности мантийного метасоматоза в литосфере, так как сочетается с преобладанием щелочного типа магм в фанерозое, особенно на заключительных этапах развития ГЭС [8]. Таким образом, в целом мантийный магматизм архея-фанерозоя несет признаки двух самостоятельных типов геохимического фракционирования (рис.1-3).

Как видно из рис.2, формирование БАДР-ассоциаций характеризуется самостоятельным трендом геохимических вариаций, к расшифровке которых необходимо привлекать иные источники, в частности это могут быть импактные события заключительных этапов аккреции ($\approx 4.3-3.8$ млрд. лет), появление гидратированной литосферы, проявление метаморфизма импактных событий и другие [9, 10 и др.]. В частности, следует обратить внимание на повышенное содержание Rb и K в ранней коре Земли. Отметим также, что предположение о вероятности комплементарных соотношений между ранней мантией и корой на базе сопоставления с мантией типа MORB не нашло реального подтверждения [11].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 07-05-00572-а).

The latest isotopic and geochemical data on some Earth's mantle rocks show that the mantle is depleted in the lightest REE, as compared to chondrites, which is reflected in the existence of the Earth's oceanic basalts (MORB). The $^{146}\text{Sm}/^{142}\text{Nd}$ isotopic system has indicated a very early time of emergence of depleted relationships in REE limited by the condensation – intense accretion stage (≈ 4566 to $4550-4525$ Ma). Therefore, the generally accepted postulate, according to which the original Earth's mantle consisted of chondrites [1-5 et al.], should be revised.

Another aspect of the problem is that mantle composition is assumed to have been intensely averaged during mantle accretion. In fact, we do not know anything about the degree of compositional homogenization of the mantle that was forming for 100-150 Ma during accretion, which could have affected geological stages in the evolution of mantle and crustal magmatism in Archean time. This information would help cast light on the compositional evolution of granite-greenstone systems (GGS) as a part of a long evolution of the Earth's upper shells.

This evolution style of GGS can be identified, using geochemical data that will be discussed below.

First of all, let us dwell on the isotopic-geochemical characteristics of an early accretion stage in the evolution of chondritic meteorites and basaltic eucrites. When estimating their age (4566 Ma), they were observed to be highly heterogeneous for Sm/Nd (Tables 1 and 2) [6]. Such variations in Sm/Nd are supported by data on the Moon's early rocks. For the modern Earth's lithosphere, represented by continental and oceanic peridotitic xenoliths, the Sm/Nd ratio varies over a much wider range (≈ 0.05 to 0.6 and $0.2-0.9$). Comparing variations in Sm/Nd in Archean komatiites from greenstone belts with a chondritic group (Table 1, Figs. 2 and 3), one can see that variations in Sm/Nd generally tend to decrease from early Archean, similar in this ratio, to Proterozoic and modern varieties. The same trend has been observed for Archean and Proterozoic basalts from GGS, except Phanerozoic Gorgona picrites and basalts that show a sharp jump simultaneous with the variation range in modern lithospheric rocks.

To sum up, on one hand, the magmatism of GGS shows geochemical signs of inheritance of the original geochemical heterogeneity, probably from the Earth's accretion stage followed by its reduction during the homogenization of the products of mass mantle magmatism. On the other, the emergence of secondary differentiation in Phanerozoic basalts may reflect an increase in the intensity of mantle metasomatism in the lithosphere, because it combines with the predominance of an alkaline type of magma in Phanerozoic time, particularly at the final stages in the evolution of GGS [8]. Thus, Archean-Phanerozoic mantle magmatism generally shows signs of two independent types of geochemical fractionation (Fig.1- 3).

Figure 2 shows that the formation of BADR-associations exhibits an independent geochemical variation trend. To interpret the variations, different sources, such as impact events in the final stages of accretion ($\approx 4.3-3.8$ Ga), the emergence of a hydrated lithosphere, metamorphism of impact events etc. [9, 10 и др.], should be used. Attention should, in particular, be given to high Rb and K concentrations in the Earth's early crust. It should also be noted that the assumption of a complementary relationship between the early mantle and the crust, based on correlation with a MORB-type mantle, has not been supported [11].

The study was supported by RFBR (grant 07-05-00572-а).

Литература – References

- Caro G., Bourdon B., Birck J-L., Moorbath S. // Nature. 2003. V.423. P. 428-432.
Костицын Ю.А. // Петрология. 2004. Т.12. № 5. С. 451-466. || Kostitsyn, Yu.A. // Petrologia. 2004. V.12. No. 5. P. 451-466
Boyett M., Carlson R.W. // Science. 2005. V. 309. P. 576-581.

- Boyet M., Carlson R.W. // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 250. С. 254-268.
 Caro G., Bourdon B., Halliday A.N., Quitte G. // Nature. 2008. V. 452. P. 336-339.
 Amelin Yu., Rotenberg E. // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 223. P. 267-282.
 Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск. 2005. 229 с. || Svetov, S.A. Archean magmatic systems in the ocean-continent transition zone in the eastern Fennoscandian Shield. Petrozavodsk. 2005. 229 p.
 Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. // Геохимия. 2006. № 3. С. 1-14. || Balashov, Yu.A. and Glaznev, V.N. // Geokhimiya. 2006. No.3. P.1-14.
 Яковлев О.И., Диков Ю.П., Герасимов М.В. // Геохимия. 2000. №10. С. 1027-1045. || Yakovlev, O.I., Dikov, Yu.P. and Gerasimov, M.V. // Geokhimiya. 2000. No.10. P. 1027-1045.
 Балашов Ю.А. // Петрология. 2009. Т.176, №1. С. 97-107 || Balashov, Yu.A. // Petrologia. 2009. V.176, No.1. P. 97-107.
 Salters V.J.M., Stracke A. // Geochem. Geophys. Geosyst. 2004. V. 5. No 5. P. 1-27.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ НА ВРЕМЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕЙ КОРЫ ЗЕМЛИ

Бибикова Е.В.

ГЕОХИ РАН им. В.И.Вернадского, Москва, Россия, bibikova@geokhi.ru

ISOTOPIC-GEOCHEMICAL CONSTRAINTS ON THE TIME AND CONDITIONS OF FORMATION OF THE EARTH'S EARLY CRUST

Bibikova E.V.

V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, bibikova@geokhi.ru

Проблемы эволюции Земли на самой ранней стадии ее формирования, разделения на оболочку и возникновения протокры, несмотря на огромный объем накопленных к настоящему времени данных и разнообразие предложенных гипотез, остаются остро дискуссионными. Несомненно, что геофизические и петрологические модели раннего корообразования Земли, должны учитывать ограничения, следующие из комплекса данных по различным изотопным системам в древнейших породах Земли. Прогресс в этой области наук о Земле обеспечен значительными достижениями в развитии изотопных методов исследования, как в плане вовлечения новых изотопных систем и в совершенствовании традиционных изотопных методов, так и в повышении чувствительности и точности сопутствующих аналитических процедур. Анализ имеющихся изотопно-геохимических данных для древнейших пород Земли позволяет установить определенные ограничения на время возникновения, масштабы и геохимические особенности первичной коры Земли. Нами рассмотрены ограничения, которые дают изотопные системы для оценок возраста и геохимических особенностей древнейших пород Земли, относимых к Хадейскому эону истории Земли (4.50 млрд. лет - 3.8 млрд. лет назад). Наиболее информативными для этих целей оказались: короткоживущая $^{146}\text{Sm}/^{142}\text{Nd}$ изотопная система, изотопный состав свинца древнейших пород и изотопно-геохимические данные о древнейших цирконах возрастом до 4.4 млрд. лет.

Резюмируя обзор современных изотопно-геохимических и геохронологических данных для древнейших пород Земли, можно сформулировать следующие ограничения, которые необходимо учитывать при реконструкции геохимической природы резервуаров, участвовавших в образовании первой коры Земли, а также длительности и характера хадейских корообразующих процессов:

1. Наличие аномалии ^{142}Nd , продукта распада короткоживущего изотопа ^{146}Sm (период полураспада 103 млн. лет), в базальтах, ортогнейсах и кластических осадках Западной Гренландии, свидетельствует о ранней дифференциации вещества Земли (50-75 млн. лет после аккреции) на «обедненную» мантию и «обогащенную» (базальтовую) кору [1,2].

2. Самыми древними, сохранившимися коровыми образованиями нашей планеты, являются кластогенные цирконы, обнаруженные в конгломератах и песчаниках зеленокаменного пояса Илгарн, Западная Австралия возрастом около 3.0 млрд. лет. Возраст 10% цирконов, выделенных из этих пород, по результатам анализа на ионном микрозонде SHRIMP, оказался выше 4.0 млрд. лет,

достигнув в единственном зерне 4.4 млрд. лет [3], что подтверждает раннее образование коры. Имеющиеся геохимические и изотопно-геохимические данные не исключают вероятности образования подобных цирконов в пределах коры как гранитного, так и базальтового состава. Наиболее интересны данные об изотопном составе гафния в цирконах. Так, исследование изотопного состава гафния в древнейших породах Австралии возрастом более 4.0 млрд, устанавливает недеплеированный характер источника этих пород [4,5]

3. Данные о поведении свинец-свинцовой изотопной системы в древнейших коровых образованиях Западной Гренландии и Лабрадора свидетельствуют о том, что протолит этих пород имел возраст около 4.3 млрд. лет, а ортогнейсы возрастом 3.81 млрд. лет были выплавлены из «обогащенной» коры, имевшей базальтовый состав и высокую величину μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}=10.9$) [6].

4. Изверженные породы древнейших кратонов Земли характеризуются высокой величиной μ (high- μ - кратоны). К этим кратонам относятся следующие: Северо-Атлантический, Слейв, Илгарн и Зимбабве. Кратоны - Пилбара и Каапвааль, формировались при более низкой величине μ .

5. Совместное рассмотрение $^{146,147}\text{Sm}$ - $^{142,143}\text{Nd}$ изотопных систем в породах Западной Гренландии свидетельствует о длительной изоляции мафической «обогащенной» протокры мощностью около 35 км от деплеированной мантии на протяжении, по крайней мере, 500 млн. лет до образования древнейших пород, содержащих аномалию ^{142}Nd . При этом, «обогащенный» коровый резервуар мог находиться как на поверхности Земли, так и на границе ядро-мантия.

6. Отсутствие аномалии ^{142}Nd в коматиитах Барбертона (Ю.Африка) возрастом 3540 млн. лет говорит о том, что к этому времени имело место перемешивание материала «обогащенного», корового и «обедненного», мантийного резервуаров.

7. Самая масштабная эпоха формирования ранней сиалической коры соответствует интервалу времени 3.8-3.5 млрд. лет назад. Одновременно с формированием тоналитовой коры формировались и литосферные корни, что приводило к оформлению древнейших кратонов.

In spite of a huge body of data obtained and various hypotheses proposed, problems in the Earth's evolution at the earliest stage of its formation, splitting-up into shells and emergence of a protocrust are still the subject of animated discussion. Geophysical and petrological models of the Earth's early crust formation should undoubtedly be developed with regard for the constraints imposed on the basis of available data on various isotopic systems in the Earth's oldest rocks. In this field of earth sciences a great progress has been made in the development of isotopic research methods by involving new isotopic systems, improving conventional isotopic methods and increasing the sensitivity and precision of concomitant analytical procedures. Analysis of available isotopic-geochemical data on the Earth's oldest rocks has shown that some constraints on the time of emergence, size and geochemical characteristics of the Earth's primary crust can be imposed. We have discussed constraints that isotopic systems give for estimation of the age and geochemical characteristics of the Earth's oldest rocks assumed to have been produced in the Hadean Eon (4.50 Ga - 3.8 Ga ago) in the Earth's history. A short-lived $^{146}\text{Sm}/^{142}\text{Nd}$ isotopic system, the isotopic composition of lead from the oldest rocks and isotopic-geochemical data on the oldest (up to 4.4 Ga) zircons were most informative for this purpose.

Summing up modern isotopic-geochemical and geochronological data on the Earth's oldest rocks, the following constraints that should be considered in the reconstruction of the geochemical nature of reservoirs involved in the formation of the Earth's primary crust and the duration and pattern of Hadean crust-forming processes can be formulated:

1. The presence of a ^{142}Nd anomaly, produced by disintegration of the short-lived isotope ^{146}Sm (half-life 103 Ma), in basalts, orthogneisses and clastic sediments of West Greenland provides evidence for early differentiation of the Earth's matter (50-75 Ma after accretion) into a "depleted" mantle and an "enriched" (basalt) crust [1,2].

2. Ca. 3 Ga clastic zircons, found in conglomerates and sandstones of the Yilgarn greenstone belt, Western Australia, are the oldest preserved crustal minerals. SHRIMP ion microprobe analysis has shown that 10% of the zircons extracted from the rocks are more than 4.0 Ga old; the age of a single grain was estimated at 4.4 Ga [3], supporting early crust formation. Available geochemical and isotopic-geochemical data suggest that such zircons could have been generated in a granitic or basaltic crust. Data on the isotopic composition of hafnium in zircons are most interesting. For example, the study of the isotopic composition of hafnium in Australia's oldest (over 4.0 Ga) rocks has shown an undepleted pattern of the rock source [4,5]

3. Data on the behaviour of a Pb-Pb isotopic system in the oldest crustal rocks of West Greenland and Labrador show that the protolith of these rocks was ca. 4.3 Ga old and that 3.81 Ga orthogneisses were melted out of an “enriched” crust that consisted of basalt and had a high μ -value ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}=10.9$) [6].

4. Igneous rocks from the Earth’s oldest cratons have a high μ -value. The North Atlantic, Slave, Yilgarn and Zimbabwe Cratons exhibit high μ values. Pilbara and Kaapvaal Cratons were formed at a lower μ -value.

5. Joint study of $^{146,147}\text{Sm}$ - $^{142,143}\text{Nd}$ isotopic systems in rocks from West Greenland has shown that the ca.35 km thick “enriched” mafic protocrust was separated from the depleted mantle for at least 500 Ma before the oldest rocks that contained a ^{142}Nd anomaly were formed. An “enriched” crustal reservoir could have been located both on the Earth’s surface and at the core-mantle boundary.

6. The absence of a ^{142}Nd anomaly in 3540 Ma Barberton komatiites, South Africa, suggests that by that time “enriched”, crustal and “depleted” matter from mantle reservoirs had been mixed.

7. The longest epoch of formation of an early sialic crust took place 3.8-3.5 Ga ago. A tonalitic crust and lithospheric roots were formed simultaneously, giving rise to the oldest cratons.

Литература – References

Caro G., Bourdon B., Birck J.-L., Moorbath S. High-precision $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ measurements in terrestrial rocks: Constraints on the early differentiation of the Earth’s mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. Vol. 70. P. 164–191

Caro G., Benett V.C., Bourdon B., Harrison T.M., Quad von A., Mojzsis S.J., Harris J.W. Application of precise $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ analysis of small samples to inclusions in diamonds (Finsch, South Africa and Hadean zircons (Jack Hills, Western Australia)) // *Chemical geology*. 2008. Vol. 247. P. 253-265.

Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Graham C.M. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. // *Nature*, 2001. Vol. 409. P. 175 – 178.

Amelin Yuri, Lee Der-Chuen, Halliday Alex N., Pidgeon Robert T. Nature of the Earth’s earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons // *Nature*. 1999. Vol. 399. P. 252-255.

Valley J.W., Cavosie A.J., Fu B., Peck W.H., Wilde S.A. Comment on “Heterogeneous Hadean Hafnium: evidence of continental crust at 4.4. to 4.5 Ga” // *Science*. 2006. Vol. 312. P. 1139-1140.

Kamber B. S., Kenneth J., Collerson D., Moorbath S., Whitehouse M. J. Inheritance of early Archaean Pb-isotope variability from long-lived Hadean protocrust // *Contrib Mineral Petrol*. 2003. Vol. 145. P. 25–46.

ЭВОЛЮЦИЯ АРХЕЙСКОГО-ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА НА ПРИМЕРЕ ВУЛКАНИТОВ ЛЕХТИНСКОЙ СТРУКТУРЫ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Богина М.М.¹, Злобин В.Л.², Чистяков А.В.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, Россия, bogina@igem.ru, ²ГИН РАН, Москва, Россия, vzlobin@bk.ru

EVOLUTION OF THE ARCHEAN-PALEOPROTEROZOIC MAGMATISM WITH REFERENCE TO THE MAFIC-FELSIC VOLCANIC ROCKS OF THE LEKHTA STRUCTURE: GEOCHEMICAL DATA

Bogina M.M.¹, Zlobin V.L.², Chistyakov A.V.¹

¹ Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Moscow, Russia, bogina@igem.ru

²Geological Institute, RAS, Moscow, Russia, vzlobin@bk.ru

Лехтинская структура расположенная в непосредственной близости от границы Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона характеризуется непрерывным разрезом супракратальных пород от неoarхея до палеопротерозоя, контакт между которыми обнажается у оз. Гизиярви, что предоставляет уникальную возможность расшифровки магматической эволюции на границе архей-протерозой. Неоархейские (лопийские) вулканогенно-осадочные породы данного района объединяются в пезозерскую серию, в основании которой выделяется вороньезерская свита состоящая из биотитовых и мусковитовых гнейсов и кристаллических сланцев с горизонтами полимиктовых

конгломератов. Выше залегают ортоафиболиты хизиярвинской свиты. Неоархейский разрез завершается толщей переслаивания амфиболитов, филлитов, и биотит-хлоритовых сланцев (лептиты) авнереченской свиты, возраст которых составляет 2805 ± 14 млн.лет [1]. Непосредственно на контакте архей-палеопротерозой, амфиболиты последовательно перекрываются кварц-серицитовыми апотерригенными сланцами и кварцитами. U-Pb датирование сланцев в основании сумия Кумсинской структуры показало, что возраст этих пород не древнее 2712 млн.лет [2]. Осадки перекрываются сильно измененными metabазальтами с реликтами миндалекаменной структуры, относимыми к окуневской свите палеопротерозоя. На пачке базальтов залегают белые сливные кварциты, выше которых развиты базальты и андезибазальты тунгудской свиты и кварцевые порфиры ожиярвинской свиты сумия. Верхний предел возраста основных пород определяется возрастом секущей их риодацитовой дайки как 2416 ± 15 млн.лет [3]. Возраст кварцевых порфиров составляет 2438 ± 8 млн.лет. Таким образом в данной структуре мы можем проследить магматическую эволюцию на интервале как минимум 400 млн.лет.

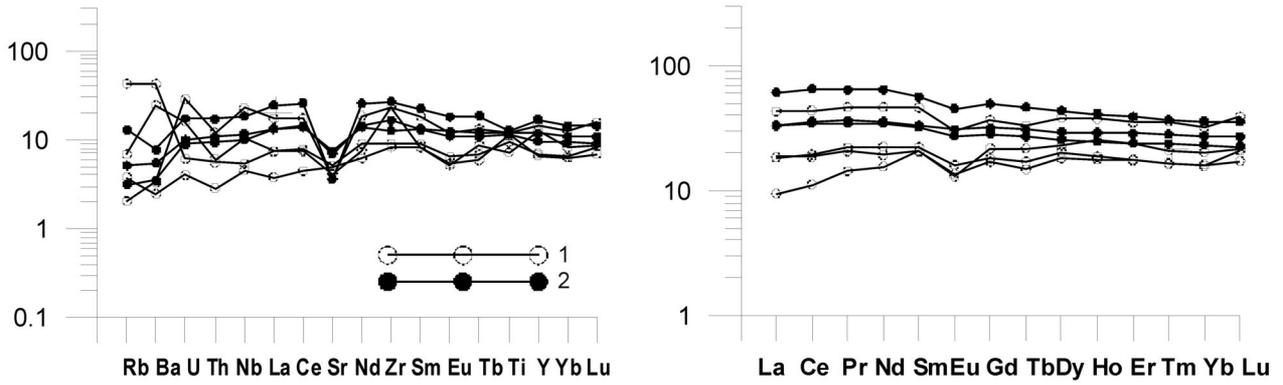
Изученные неоархейские амфиболиты по составу соответствуют толеитовым и Fe-Ti базальтам и характеризуются умеренными и высокими содержаниями TiO_2 (до 1.4% и 2.6%, соответственно) и Fe_2O_3 (14.95-17.98%) при невысокой магнезиальности ($Mg\# = 32-42\%$). Спектры распределения РЗЭ варьируют от обедненных до незначительно обогащенных; их уровень варьирует от 10 до 50 хондритов ($La/Yb_N = 0.46-1.41$, $La/Sm_N = 0.46-1.02$, $Gd/Yb_N = 1.06-1.37$). На спайдерграммах отмечается практически полное отсутствие Nb и отсутствующая отрицательная или незначительная положительная Ti аномалия, а также существенная Sr аномалия. Отмечается незначительная отрицательная Th аномалия, что не исключает нижнекоровую контаминацию пород. Метабазальты окуневской свиты по химическому составу практически идентичны неоархейским метаамфиболитам (Рис. 1) и рассматриваются в данной работе совместно. Следует отметить, что аналогичные Fe-Ti базальты были найдены среди верхнеархейских супракрустальных пород Хизоваарской и Каликорвинской структур Северо-Карельского зеленокаменного пояса, а также в позднеархейских зеленокаменных структурах провинции Сьюпериор, Канада [4].

Базальты тунгудской свиты относятся к известково-щелочной серии и характеризуются умеренно-невысоким содержанием TiO_2 и Fe_2O_3 , умеренными содержаниями MgO и невысоким сильно варьирующим $mg\#$ (33-55), сильно обогащенными РЗЭ спектрами ($La/Yb_N = 6.5-10.98$, $La/Sm_N = 2.3-3.6$, $Gd/Yb_N = 1.66-2.74$), при широких вариациях уровня РЗЭ от 10 до 100 хондритов. На спайдерграммах отмечаются существенные отрицательные аномалии Nb. По химизму данные породы наиболее близки к базальтам палеопротерозойской гуронской серии в Канаде [5] и серии Хамерсли в Австралии.

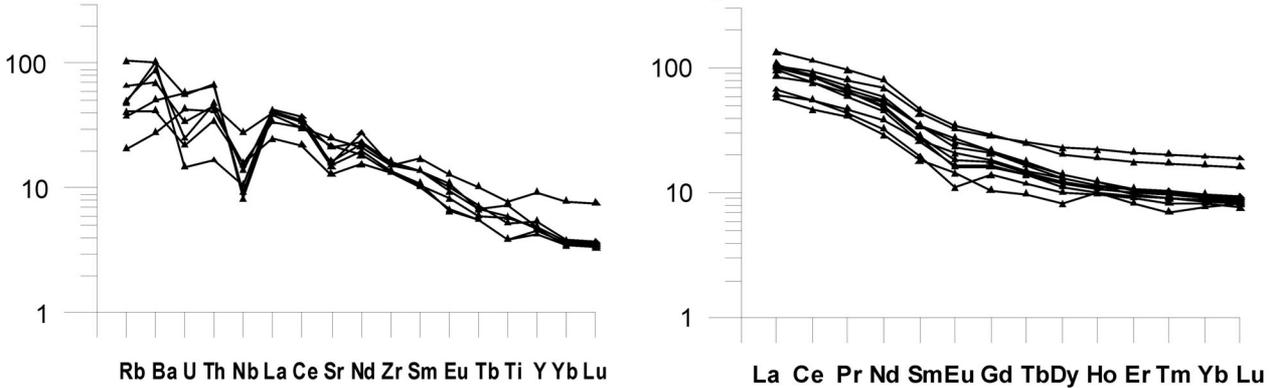
Таким образом граница архей-протерозой в пределах Лехтинской структуры характеризуется резкой сменой химизма пород. Fe-Ti толеитовым базальтам слагающим верхи архейского разреза и низы палеопротерозоя (окуневская свита) на смену приходят известково-щелочные мафиты тунгудской свиты, что сопровождается увеличением Rb, Sr, Ba, Th, Zr, Hf, ЛРЗЭ и уменьшении Fe, Ti, Y, Nb, ТРЗЭ. Наиболее информативным для основных-ультраосновных расплавов является характер взаимоотношений концентраций в элементной триаде Th-Nb-La, который зависит от геодинамической приуроченности ассоциации или маркирует проявление контаминации корового вещества. На диаграмме Nb/La-Nb/Th точки базальтов пибозерской серии и окуневской свиты располагаются или около или в поле неконтаминированных базальтов фанерозойских океанических плато (Рис. 2). В лавах же палеопротерозойских пород происходит снижение этих величин ($Th_N > Nb_N < La_N$), что выражено в появлении отрицательной Nb аномалии на спайдерграммах. Соответственно, данные породы в основном попадают в поле островодужных лав, отражая увеличение роли коровой контаминации на этом этапе, что подтверждается отрицательными значениями ϵNd и вполне согласуется с их формированием в условиях внутриконтинентального рифтинга на зрелой континентальной коре. Их источники имели смешанное мантийное-коровое происхождение: деплетированное в результате предыдущих эпизодов плавления ультраосновное вещество астеносферной мантии того времени и материал архейской коры, ассимилированной в процессе подъема мантийных магм к поверхности. Этим объясняется их близость к островодужным сериям фанерозоя.

Кардинальная смена тектонического режима наблюдается и при сопоставлении кислых магматических пород неоархея и палеопротерозоя данного района. Кислые вулканиты пибозерской серии относятся к известково-щелочной серии и варьируют по составу от андезидацитов до риолитов.

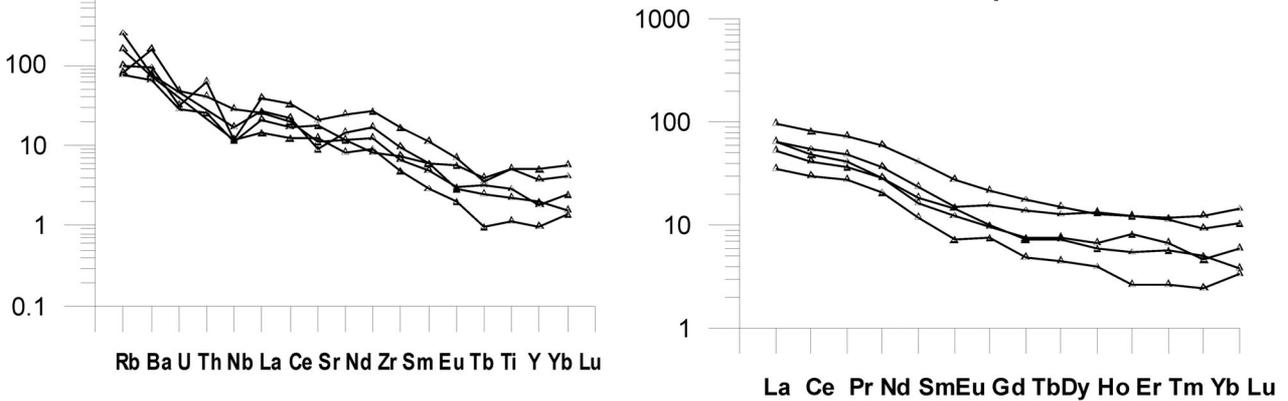
Amphibolites of the Pebozero Group (1) and metabasalts of the Okunevka Formation (2)



Basalts of the Tunguda Formation



Felsic-intermediate volcanics of the Pebozero Group



Quartz porphyries of the Ozhijarvi Formation

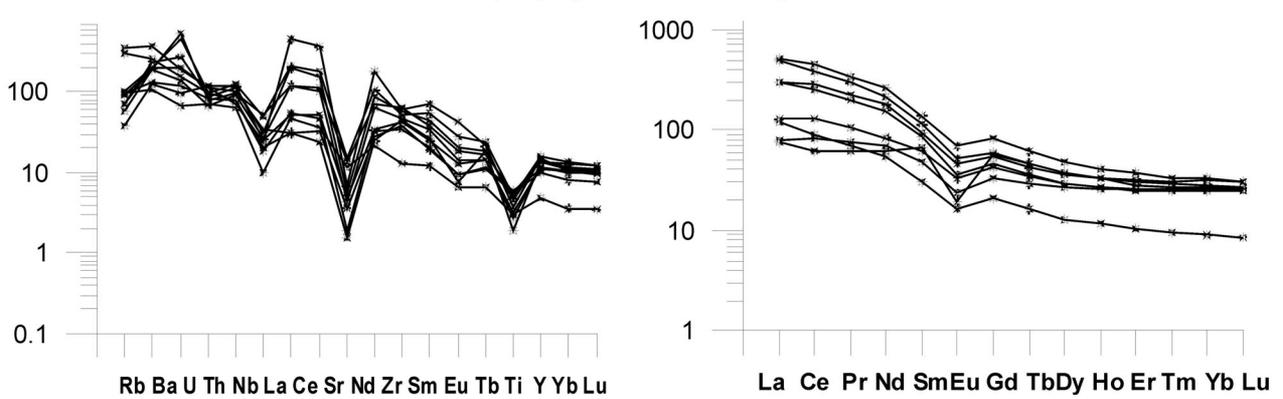


Рис. 1 Распределение РЗЭ нормализованные к хондриту и редких элементов нормализованные к составу примитивной мантии для архейских и палеопротерозойских вулканитов Лехтинской структуры.

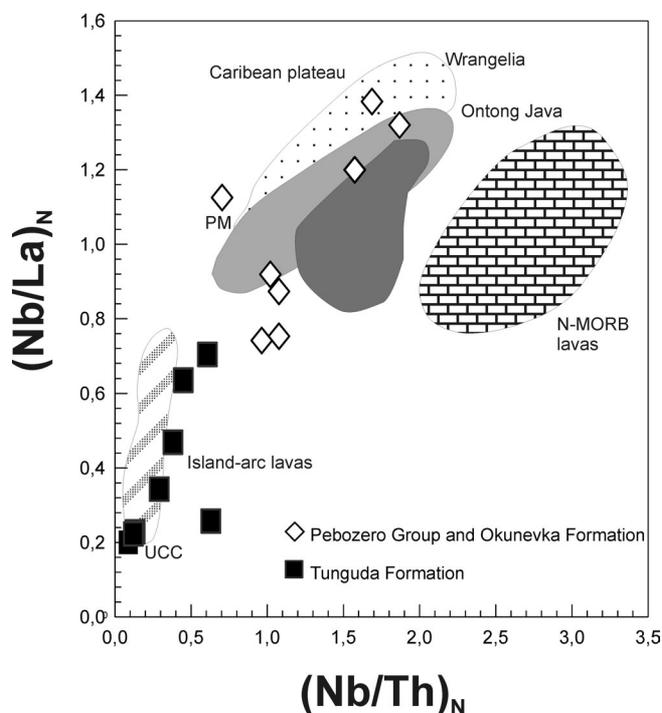


Рис. 2 Диаграмма $(\text{Nb}/\text{La})_N$ - $(\text{Nb}/\text{Th})_N$ для архейских и палеопротерозойских ультрамафит-мафитовых вулканитов Балтийского щита. UCC – состав верхней континентальной коры. Поля по (Puchtel et al., 1999).

Они характеризуются фракционированными спектрами РЗЭ (крутые ЛРЗЭ и слабо фракционированные ТРЗЭ): $\text{La}/\text{Yb}_N=7.0-14.27$, $\text{La}/\text{Sm}_N=2.37-3.19$, $\text{Gd}/\text{Yb}_N=1.65-3.02$. На спайдерграммах им присущи незначительные и отрицательные Nb и Sr аномалии. Палеопротерозойские кварцевые порфиры ожиярвинской свиты, соответствующие дацитам и риолитам имеют субщелочную специфику. Их спайдерграммы сильно отличаются от таковых для архейских кислых метавулканитов наличием глубоких отрицательных аномалий Nb, Sr, и Ti. Спектры РЗЭ характеризуются сильно фракционированными спектрами, отчетливой Eu аномалией и более высокими содержаниями ЛРЗЭ: $\text{La}/\text{Yb}_N=2.99-17.08$, $\text{La}/\text{Sm}_N=11.13-4.33$, $\text{Gd}/\text{Yb}_N=1.19-2.45$. Кроме того, ожиярвинские породы сильно обогащены относительно неархейских кислых вулканитов литофильными редкими элементами, высоко-зарядными элементами, а также ЛРЗЭ, что характерно для породных образований сформированных во внутриконтинентальной обстановке.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 07-05-00496 и 08-05-00350.

The Lekhta structure is located at the boundary between the Belomorian mobile belt and Karelian craton. It is made up of continuous Archean-Paleoproterozoic supracrustal sequence, with immediate Archean-Paleoproterozoic contact exposed near Lake Hisjarvi, which provides a unique opportunity to decipher magmatic evolution at the Archean-Proterozoic transition. The Neoproterozoic (Lopian) volcanogenic-sedimentary rocks of this area are united into the Pebozero Group, whose base consists of the biotite and muscovite gneisses and crystalline schists intercalated with polymictic conglomerates of the Voron'e Ozero Formation. These rocks are overlain by the amphibolites of the Hisjarvi Formation. The Neoproterozoic sequence is crowned by intercalation of amphibolites, phyllites, and biotite-chlorite schists (leptites) ascribed to the Avnerechka Formation. The age of leptites is 2805 ± 14 Ma [1]. At the immediate Archean-Paleoproterozoic contact, amphibolites are subsequently overlain by quartz-sericite apoterrigenous schists and quartzites. U-Pb dating of these schists at the base of the Sumian of the Kumsa structure showed that their age of these rocks is no older than 2712 Ma [2]. The sediments are overlain by strongly altered metabasalts with relics of amygdaloidal texture, which are assigned to the Paleoproterozoic Okunevka Formation. The basalts are followed by white massive quartzites, which give place to the basaltic andesites of the Tunguda Formation and quartz porphyry of the Ozhjarvi formation, the Sumian Group. The upper age limit of the basic rocks is constrained by cross-cutting dike as 2416 ± 15 Ma [3]. The quartz porphyries are dated at 2438 ± 8 Ma. Thus, a 400-Ma magmatic evolution at the Archean-Proterozoic transition can be traced in this structure.

The studied Neoproterozoic amphibolites in composition correspond to the tholeiitic and Fe-Ti basalts and are characterized by moderate and high contents of TiO_2 (from 0.9% to 2.6%, respectively) and Fe_2O_3 (14.95-17.98%) at low mg number ($\text{Mg}\# = 32-42\%$). The REE distribution patterns vary from depleted to slightly enriched; REE levels are from 10 to 50 times chondrites ($\text{La}/\text{Yb}_N=0.46-1.41$, $\text{La}/\text{Sm}_N=0.46-1.02$, $\text{Gd}/\text{Yb}_N=1.06-1.37$). The spidergrams show no Nb anomaly and slight negative to positive Ti anomaly, as well as notable negative Sr anomaly. There is also insignificant negative Th anomaly, which could be consistent with lower-crustal contamination of the rocks. In terms of chemistry, the metabasalts of the Okunevka Formation are practically identical to the Neoproterozoic amphibolites (Fig. 1). It should be noted that similar Fe-Ti basalts were found among the Neoproterozoic supracrustal rocks of the Hisovaara and Kalikorva structures of the North Karelian greenstone belt, as well as in some Late Archean greenstone structures of the Superior craton, Canada [4].

The basalts of the Tunguda Formation are ascribed to the calc-alkaline series and have low-to moderate TiO_2 and Fe_2O_3 contents, moderate MgO and insignificant strongly varying mg# (33-55), strongly enriched REE spectra ($\text{La}/\text{Yb}_N=6.5-10.98$, $\text{La}/\text{Sm}_N=2.3-3.6$, $\text{Gd}/\text{Yb}_N=1.66-2.74$), at wide REE variations from 10 to 100 times chondrites. Spidergrams demonstrate significant negative Nb anomaly. In terms of chemistry, these rocks most resemble the basaltic andesites of the Paleoproterozoic Huronian Group in Canada [5] and Hamersley Group in Australia.

Thus, the Archean-Proterozoic boundary in the Lekhta structure is characterized by a sharp change in chemical composition of the rocks. Fe-Ti tholeiitic basalts that crown the uppermost Archean section and the base of the Paleoproterozoic (Okunevka Formation) gave way to the calc-alkaline mafics of the Tunguda Formation, which is accompanied by an increase of Rb, Sr, Ba, Th, Zr, Hf, LREE and decrease in Fe, Ti, Y, Nb, and HREE. The relations in the Th-Nb-La triad are the most informative for the basic-ultrabasic melts, being determined by the geodynamic setting of the association and crustal contamination. In the Nb/La-Nb/Th diagram, the data points of the Pebozero Group and Okunevka Formation are plotted in the field of the Phanerozoic oceanic plateau (Fig. 2). The Paleoproterozoic lavas demonstrate a decrease of these parameters ($\text{Th}_N > \text{Nb}_N < \text{La}_N$), which is expressed in the negative Nb anomaly in the spidergrams. Correspondingly, these rocks mainly plot in the field of island arc lavas, which is confirmed by negative ϵ_{Nd} and consistent with their formation on a mature continental crust in an intracontinental rifting setting. Their source was of mixed mantle-crustal origin: asthenospheric mantle depleted during previous melting events and material of the Archean crust, which was assimilated during ascent of mantle magmas to the surface. This explains their similarity to the Phanerozoic island-arc series.

A cardinal change in tectonic regime can be observed also by comparison of Neoproterozoic and Paleoproterozoic felsic rocks. The Pebozero felsic rocks are ascribed to the calc-alkaline series and vary in composition from andesidacites to rhyolites. They are characterized by fractionated REE distribution patterns (steep LREE and weakly fractionated HREE): $\text{La}/\text{Yb}_N=7.0-14.27$, $\text{La}/\text{Sm}_N=2.37-3.19$, $\text{Gd}/\text{Yb}_N=1.65-3.02$. In the spidergrams, they display slight negative Nb and Sr anomaly. The Paleoproterozoic quartz porphyries of the Ozhjarvi Formation correspond to subalkaline dacites and rhyolites. Their spidergrams strongly differ from those of the Archean felsic metavolcanics in the presence of deep negative Nb, Sr, and Ti anomalies. The REE patterns are characterized by strongly fractionated patterns, distinct Eu anomaly, and high LREE contents: $\text{La}/\text{Yb}_N=2.99-17.08$, $\text{La}/\text{Sm}_N=11.13-4.33$, $\text{Gd}/\text{Yb}_N=1.19-2.45$. Additionally, the Ozhjarvi rocks are strongly enriched with respect to Neoproterozoic felsic volcanics in LILE, HFSE, and LREE, which is typical of rock associations formed in an intracontinental setting.

The work was supported by the Russian Foundation for Basic Research, project № 07-05-00496 and 08-05-00350.

Литература – References

- Левченков О.А., Богданов Ю.В., Саватенков В.М., и др. Положение границ архея и протерозоя в Карелии // Доклады РАН. 2001. Т. 377. № 3. С. 363-365. || Levchenkov O.A., Bogdanov Yu.V., Savatenkov V.M., et al. Position of the Archean-Proterozoic boundary in Karelia // Dokl. Akad. Nauk. 2001. V. 377. No. 3. P. 363-365.
- Бережная Н.Г., Мыскова Т.А., Арестова Н.А., и др. Возраст источника сноса нижнепротерозойских осадков Кумсинской структуры Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // Докл. РАН. 2005. Т. 400. №2. С. 214-218. || Berezhnaya N.G., Myskova T.A., Arestova N.A., et al., Age of provenance of the Lower Proterozoic Sediments of the Kumsa Structure of the Baltic Shield (U-Pb, SHRIMP-II) // Dokl. Akad. Nauk. 2005. V. 400. No. 2. P. 214-218.
- Злобин В.Л., Богина М.М., Минц М.В., и др. Уточнение U-Pb возраста (данные ионного зонда SHRIMP-II) метаандезитов тунгудской свиты, Лехтинская структура. Северная Карелия // Матер. III Российской Конференции

по изотопной геохронологии (Москва, 2006), с. 265-269. || Zlobin V.L., Bogina M.M., Mints M.V., et al., Refinement of U-Pb age (SHRIMP-II data) of metabasaltic andesites of the Tunguda Formation, Lekhta structure, Northern Karelia // Proceed. III All-Russian Conference on Isotopic Geochronology (Moscow, 2006), pp. 265-269.

Kerrick R., Polat A., Wyman D., Hollings P. Trace element systematics of Mg-, to Fe-tholeiitic basalt suites of the Superior Province: implications for Archean mantle reservoirs and greenstone belt genesis // Lithos. 1999. Vol. 46. P. 162-187.

Jolly W.T. Lithophile elements in Huronian low-Ti continental tholeiites from Canada and evolution of the Precambrian mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V.85. № 4. P. 401-415.

О КИСЛЫХ ДИФФЕРЕНЦИАТАХ КОМАТИТОВЫХ И ТОЛЕИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ КОСТОМУКШСКОЙ СТРУКТУРЫ, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ

Володичев О.И.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, volod@krc.karelia.ru

ON FELSIC DIFFERENTIATES OF KOMATIITIC AND THOLEITIC BASALTS FROM THE KOSTOMUKSHA STRUCTURE, FENNOSCANDIAN SHIELD

Volodichev O.I.

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, volod@krc.karelia.ru

Одним из наиболее наглядных примеров магматической дифференциации являются вариолиты – породы, содержащие глобулярные обособления (вариолы) более кислого состава в базитовой матрице. Их происхождение многими исследователями связывается с процессами ликвации. В архейских комплексах вариолиты хорошо известны в толеитовых базальтах зеленокаменного пояса Абитиби, Канада. Но чаще они бывают проявлены в коматиитовых базальтах – в зеленокаменном поясе Барбертон в Южной Африке и в двух возрастных группах зеленокаменных поясов Фенноскандинавского щита – в Койкарской структуре (Центральная Карелия), возраст ~ 3 млрд. лет, а также в Типасярвинской (Восточная Финляндия) и Костомукшской (Западная Карелия) структурах, возраст ~ 2.8 млрд. лет. В Костомукшской структуре, кроме того, в коматиитовых и толеитовых базальтах была обнаружена следующая, большая по объему ликвационной дифференциации стадия в форме зональных дифференцированных подушек, в которых краевая зона обычно сложена базальтами, промежуточная – вариолитами и центральная – гомогенным кислым дифференциатом дацитового-риолитового состава. Крайними проявлениями дифференциации являются подушки, в которых кислый компонент составляет до 90% и более общего их объема (рис. 1), при этом краевая зона бывает сложена вариолитами с отсутствующей или крайне маломощной базальтовой зоной, а также обособления риодацитового состава в форме перемещенных жил мощностью до 1-1.5 м или небольших участков, напоминающих мигматиты агматитового типа с базальтовым субстратом.

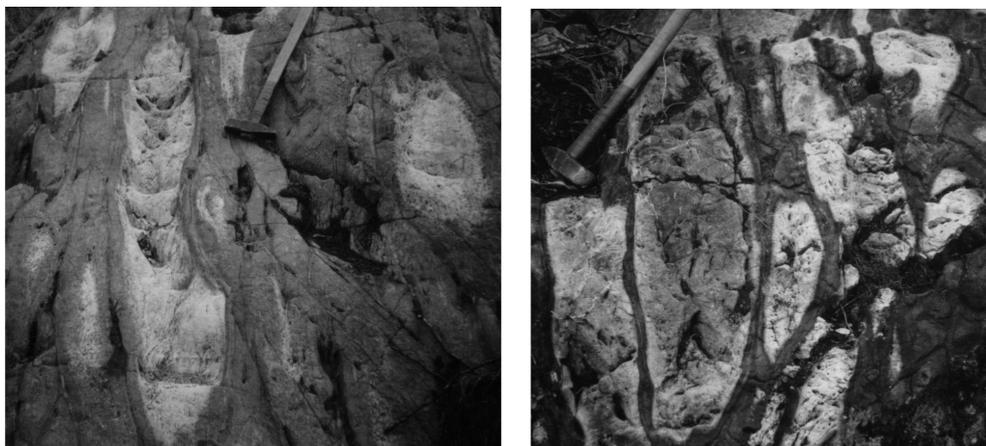


Рис. 1 Дифференцированные подушки в коматиитовых базальтах. Костомукшская структура.

Fig. 1 The differential pillow-lava of komatiitic basalts. The Kostomuksha structure.

Вулканиды Западного домена Костомукшской структуры, по данным И.С. Пухтеля и др. [4] являются реликтом неоархейского океанического плато. В этом случае кислые дифференциаты этого комплекса приобретают повышенный интерес как пример петрогенезиса пород кислого состава раннедокембрийского мантийного плюма.

Магнезиальные вулканиды имеют большое разнообразие состава – от перидотитовых и базальтовых коматиитов до высокомагнезиальных базальтов. Толеитовые базальты, среди которых нередко встречаются участки с бластодолеритовой структурой, имеют относительно постоянный состав, отличающийся большей железистостью и титанистостью. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, при этом в вариолях и в кислых дифференциатах (КД) сохраняется контрастное относительно metabазальтов тонкозернистое строение. КД состоят из кварца и плагиоклаза. Последний имеет непостоянный состав – от 75-80% An до 33-35% An в пределах одного шлифа с тенденцией в этом ряду к раскислению. Темноцветные минералы (2-8%) представлены амфиболом и (или) биотитом в виде мелких пластинчатых преимущественно идиоморфных кристаллов. Негативной особенностью КД коматиитовых базальтов является присутствие в них в значительных количествах карбоната (кальцита), который в минимальном количестве может быть аутигенным минералом, но в основном наблюдается в виде жильных обособлений, часто с кварцем. Это явление крайне ограничивает возможности корректного петрогеохимического изучения этих пород. Поэтому для анализа были выбраны пробы с минимальным содержанием карбоната или с его полным отсутствием. На коматиитовом участке были изучены особенности составов андезибазальта из вариолитовой зоны (обр. 22-3) и риодацита из центральной части подушки (обр. 22-1), риодацита из жилы в коматиите (обр. 32-3); в поле распространения толеитовых базальтов – андезибазальта из вариолитовой зоны (обр. 17) и риолита из центра подушки (обр. 17-2). Для сравнения использовались данные анализов коматиита (обр. 911155) и базальта (обр. 9436) [4].

На диаграмме R_1-R_2 [2], демонстрирующей петрогенетическую интерпретацию гранитоидных серий, исследуемые вулканические КД лежат в поле фракционированных мантийных пород.

Слабо деплетированный или нефракционированный (обр. 32-3) характер распределения РЗЭ как для вариолитов, так и для КД имеет большое сходство с базальтами N-MORB с небольшими положительными Eu-аномалиями для КД (рис. 2). Концентрации РЗЭ в 2-3 раза выше мантийного уровня за исключением толеитовых базальтов и вариолитов этого состава, которые более обогащены РЗЭ, чем риолиты КД (рис. 2). По отношениям $(Nb/La)_N$ и $(Nb/Th)_N$ вариолиты (1.0-1.2 и 1.3-1.8) и КД (0.7-1.5 и 0.8-1.6) близки базальтам и коматиитам (0.8-1.5 и 1.0-2.1) [4]. В поле офиолитов или в пограничную зоны попадают вариолиты и КД на диаграммах $Nb/Yb - Th/Yb$ и $Nb/Yb - TiO_2/Yb$ [3] с трендом эволюции составов при дифференциации в ряду базальт – КД в направлении N-MORB → обогащенный E-MORB.

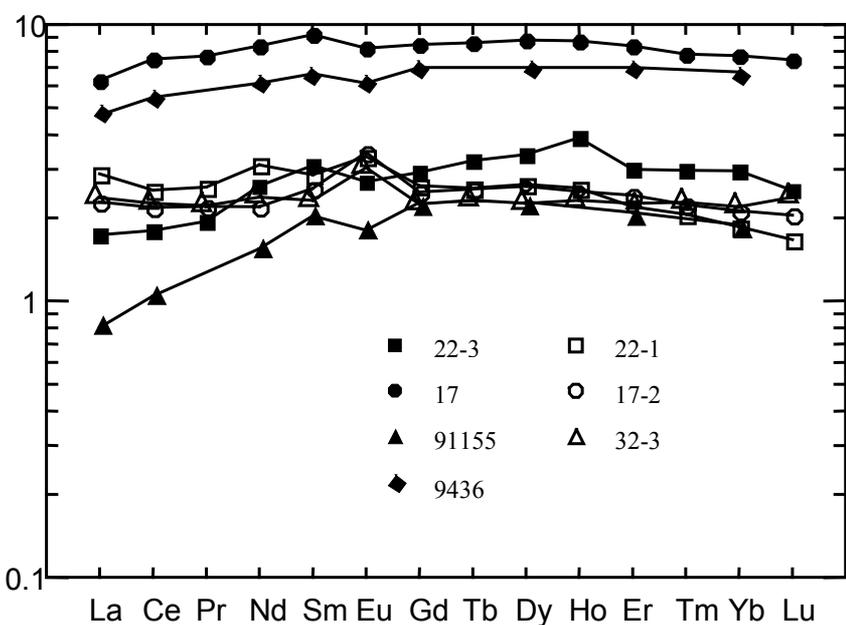


Рис. 2 Характер распределения РЗЭ в коматиитах, базальтах, вариолитах и кислых дифференциатах (нормирование по РМ [5]).

Fig. 2 REE distribution for komatiites, basalts, variolites and acid differentiates (normalized PM [5]).

Для Западного и Восточного доменов Костомукшской структуры – контоксской и гимольской серий по [1], тонкозернистые кислые породы являются характерной особенностью геологического строения этой структуры. По ряду данных принадлежат они нескольким петрогенетическим и возрастным группам. Какой объем среди них занимают кислые дифференциаты мантийных коматиитовых и толеитовых комплексов покажет петрогеохимическое исследование этих пород с использованием в качестве исходных данных приведенные выше результаты изучения пород риодацитового состава, слагающих центральные части дифференцированных подушек и небольшие по мощности жилы.

One of the most demonstrative examples of magmatic differentiation is variolites – rocks that contain globular units (varioles) of more felsic composition in a basic matrix. Many scholars believe that they were generated by liquation. In Archean complexes, variolites are known to occur in tholeiitic basalts from the Abitibi greenstone belt, Canada. However, they are more common in komatiitic basalts from the Barberton greenstone belt, South Africa, and in two age groups of greenstone belts in the Fennoscandian Shield, namely the ca. 3 Ga Koikary structure (Central Karelia) and the ca. 2.8 Ga Tipasjärvi (East Finland) and Kostomuksha (West Karelia) structures. In addition, komatiitic and tholeiitic basalts from the Kostomuksha structure were found to host the next stage, bigger in the amount of liquation differentiation, in the form of zonally differentiated pillows, in which the marginal zone usually consists of basalts, the intermediate zone is formed of variolites and the central zone is made up of a homogeneous felsic differentiate of dacite-rhyolite composition. Pillows, in which a felsic constituent makes up at least 90% of their total volume, are the extreme manifestation of differentiation (Fig. 1), the marginal zone consisting occasionally of variolites and a basaltic zone being either absent or being very thin, and isolated units of rhyodacite composition in the form of displaced veins, up to 1-1.5 m in thickness, or small patches that resemble agmatitic-type migmatites with basaltic substrate.

According to I.S. Puchtel et al [4], volcanics from the Western domain of the Kostomuksha structure are a relic of a Neoarchean oceanic plateau. In this case, felsic differentiates of this complex are of great interest as an example of the petrogenesis of felsic rocks from an Early Precambrian mantle plume.

Mg-rich volcanics vary in composition from peridotitic and basaltic komatiites to high-Mg basalts. Tholeiitic basalts that often contain blastodolerite-structured zones have a relatively stable higher-Fe and Ti composition. The rocks were metamorphosed to amphibolite grade, varioles and felsic differentiates (FD) retaining a fine-grained texture which is contrasting relative to metabasalts. FDs consist of quartz and plagioclase. The latter varies in composition from 75-80% An to 33-35% An within one thin section with a reduction trend in this series. Dark-coloured minerals (2-8%) are represented by amphibole and/or biotite in the form of small lamellar, dominantly idiomorphic crystals. The negative characteristic of FDs of komatiitic basalts is the presence of considerable quantities of carbonate (calcite), which, when occurring in minimum quantities, can be an authigenic mineral, but is commonly observed as isolated veined units that often contain quartz. For this reason, correct petrogeochemical study of these rocks can only be conducted on a limited scale. Therefore, samples that contain minimum quantities of carbonate or no carbonate at all were selected for analysis. In the komatiitic zone, the compositional characteristics of andesite-basalt from the variolitic zone (sample 22-3), rhyodacite from the central portion of a pillow (sample 22-1) and rhyodacite from a vein in komatiite (sample 32-3) were studied; in the tholeiitic basalt field, the compositional characteristics of andesite-basalt from the variolitic zone (sample 17) and rhyolite from the centre of a pillow (sample 17-2) were analysed. Analytical data obtained for komatiite (sample 911155) and basalt (sample 9436) were used for comparison [4].

In the R_1 – R_2 diagram [2] that shows petrogenetic interpretation of granitoid series the volcanic FDs analysed are in the fractionated mantle rock field.

A slightly depleted or nonfractionated (sample 32-3) REE distribution pattern for both variolites and FDs is very similar to N-MORB with small positive Eu-anomalies for FDs (Fig. 2). REE concentrations are 2-3 times as high as the mantle level, except tholeiitic basalts and variolites of this composition that are more enriched in REE than rhyolites of FDs (Fig. 2). Variolites (1.0-1.2 and 1.3-1.8) and FDs (0.7-1.5 and 0.8-1.6) are similar in $(\text{Nb}/\text{La})_N$ and $(\text{Nb}/\text{Th})_N$ ratios to basalts and komatiites (0.8-1.5 and 1.0-2.1) [4]. In the Nb/Yb – Th/Yb and Nb/Yb – TiO_2/Yb diagrams [3], variolites and FDs are in the ophiolite field or in the boundary zone with a composition evolution trend at differentiation in the basalt – FD series in the direction N-MORB → enriched E-MORB.

For the Western and Eastern domains of the Kostomuksha structure, the Kontokki and Gimoly series after [1], fine-grained felsic rocks typically form a part of the geological pattern of this structure. Some data suggest that they belong to several petrogenetic and age groups. The share of felsic differentiates of mantle komatiitic and tholeiitic complexes in the groups will be estimated by petrogeochemical study of these rocks, using the above results of the study of rocks of rhyodacite composition that constitute the central portions of differentiated pillows and thin veins as reference data.

Литература – References

- Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск. 1981. 143 с. || Gorkovets, V.Ya., Rayevskaya, M.B., Belousov, E.F. and Inina, K.A. Geology and metallogeny of the Kostomuksha iron deposit area. Petrozavodsk. 1981. 143 p.
- Batchelor R.A. and Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geology. 1985. V. 48. P. 43-55.
- Pearce I.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. 100. P. 14-348.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mesger K., Jochim K.P., Shchpansky A.A., Samsonov A.V. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth and Planetary Science Letters. 1998. 155. P. 57-74.
- Sun S.S., Mc Donough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313-345.

АРХЕЙСКИЕ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА – ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СПЕКУЛЯЦИИ

Вревский А.Б.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, vrev@peterlink.ru

ARCHEAN GREENSTONE BELTS: GEOLOGICAL AND ISOTOPIC-GEOCHEMICAL EVIDENCE AND GEODYNAMIC SPECULATIONS

Vrevsky A.B.

Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St.Petersburg, Russia, vrev@peterlink.ru

За время изучения архейских гранит-зеленокаменных областей (ГЗО) представления об их тектонической и геодинамической природе эволюционировали от отрицания существования в архее низко метаморфизованных вулканогенно-осадочных комплексов до реконструкции на их примере режимов пологой и горячей субдукции. В последнем десятилетии произошел лавинообразный скачек не только в количестве фактического материала, но и в разнообразии геодинамических моделей развития, как отдельных зеленокаменных поясов (ЗКП), так и древних кратонов в целом, что нашло отражение в ряде обобщающих работ [1, 2, 3]. Несмотря на эти несомненные успехи в изучении архейских ЗКП, расшифровка их природы будет находиться в области гипотез и геодинамических «спекуляций» (от франц. “speculer” –размышлять) до тех пор, пока не будет принципиально решен целый ряд теоретических проблем общей динамики Земли и сравнительной планетологии. К таким нерешенным вопросам можно отнести следующие:

- как отразились последствия метеоритной бомбардировки Земли на геосфеном взаимодействии в архее;
- когда и как возникло земное ядро;
- какой была динамика мантийной конвекции в раннем докембрии;
- какой петролого-геодинамической моделью объяснить присутствие древнейших цирконов в кварцевых конгломератах и как возникла первичная сиалическая кора;

- когда и как возникла нижняя кора древних кратонов и их мантийные «кили»,
- каким был окислительно-восстановительный потенциал мантии в архее и когда возникли кислородная атмосфера и океаническая гидросфера.

К фортам, имеющим принципиальное значение для понимания геодинамической природы архейских ЗКП, следует отнести высокий геотермический градиент в архее, связанный с большей скоростью теплогенерации на ранних стадиях развития Земли. Эти причины определили и высокую температуру архейской верхней мантии, превышающую современную на 200-300°C.

Огромное количество геологических, геохимических и изотопно-геохронологических данных для архейских ЗКП часто используется и интерпретируется авторами в зависимости от их геодинамического «вероисповедания». Например, постулируются такие утверждения как: «глобальное распространение коматиитов сильно преувеличено», «частотный минимум развития андезитов преуменьшен» или «архейские порфиновые анортозиты формировались в океанических обстановках, так как ассоциируют с зеленокаменными поясами».

К очевидным фактам, определяющим специфику геодинамического развития ЗКП и формирования континентальной литосферы древних кратонов, можно отнести следующее:

- пространственная и временная непрерывность развития ЗКП и тоналит-гранодиоритовых комплексов (TTG) на огромном отрезке геологического времени (4.0 – 2.65 млрд. лет);
- существование, по крайней мере, трех возрастных групп (периодов) формирования ЗКП (3.55-3.0, 3.0-2.8 и 2.8-2.65 млрд. лет), при том, что наиболее древняя возрастная группа развита преимущественно в кратонах Гондванских материков (Каапвальский, Пилбара, Дхарвар);
- примеры разновозрастного заложения ЗКП на сиалическом основании с конгломератами и корами химического выветривания в основании разреза (см. тезисы Н.А. Алфимовой);
- присутствие комплексов пород, более не повторяющихся в геологической истории («ультраосновные» коматииты, порфировидные автономные анортозиты, полосчатые железо- и марганцеворудные формации, строматолиты, баритовые эвапориты);
- металлогенический облик ЗКП определяется месторождениями, в том числе гигантскими - сульфидные Cu-Ni (Co) руды коматиитов, Cr, Ti (V) и PGE расслоенных интрузий, колчеданные месторождения Zn и Cu, Fe- и Mn джеспилиты, мезотермальное Au, гиганты - Au-U (проточехол Витватерсранд), сурьмяный гигант Мурчисон рейндж, Li и редкометальные пегматиты. Такая металлогеническая специализация архейских ЗКП, не только коренным образом отличается от рудности островодужных и океанических комплексов фанерозоя, но и принципиально не повторяется в геологической истории, начиная с палеопротерозоя.

Большинство современных геодинамических моделей формирования архейских ЗКП основано на актуалистическом принципе, перенесенном в область геохимии и петрологии, и основанном на представлениях о прямой связи «индикаторных геохимических особенностей» магматических комплексов (коматиитов, базальтов, анортозитов и андезитоидов) только с определенными геодинамическими режимами.

Коматииты, базальты и анортозиты. Толеитовые базальты (ТН) архейских ЗКП во многих геодинамических моделях рассматриваются в качестве аналогов N-MORB, которые по своему петрогенезису являются малоглубинными производными плавления деплетированной мантии (DM). Однако в большинстве ЗКП, ТН представляют собой результат глубинной дифференциации первичных коматиитовых расплавов или плавления глубинного мантийного источника типа DM или FOZO [4]. Коматииты являются продуктами разноглубинного плюмового плавления гетерогенной верхней мантии и иногда несут признаки контаминации коровым веществом [5]. Присутствие в ряде ЗКП силлов порфировидных «автономных» анортозитов так же является весьма характерной чертой ряда ЗКП, что в петрологическом аспекте означает фракционирование основного плагиоклаза из базальтового расплава в условиях существования литосферы с мощностью не менее 22-25 км.

При идентификации субдукционно-аккреционных конвергентных геодинамических режимов развития архейских ЗКП ключевыми признаками являются вулканогенные ассоциации с *андезитоидами* (в т.ч. адакитами, бонинитами, баяитами), обладающие некоторыми «индикаторными геохимическими метками» (Ta/Nb, Nb/Y, Zr/Y, Mg[#] и др.). На фоне еще крайне бедной изотопной-геохимической (Sm-Nd) систематики архейских андезитов, жесткая геодинамическая привязка их геохимических параметров к пологой горячей субдукции и/или плавлению мантийного клина не может

быть универсальной. Подобные геохимические особенности свойственны андезитам как из палеоархейских интракратонных структур (Варавуна, кратон Пилтара), так и палеопротерозойских внутрикратонных рифтов (сумийские вулканогенные комплексы Фенноскандинавского щита). Более того, такие индикаторные «субдукционные» геохимические «метки», как отрицательные аномалии Nb и Ti, характерны для пермских трапповых базальтов [6].

В петрологическом аспекте проблема происхождения андезитоидных расплавов достаточно тривиальна и определяется водным балансом верхней мантии и фугитивностью кислорода в источнике первичных расплавов. В настоящее время не вызывает сомнения изотопно-геохимическая гетерогенность мантии в архее, в том числе и в отношении газовой-флюидной фазы как наиболее некогерентной составляющей мантийного вещества. Свидетельствами относительно высокого содержания воды в плюмовых мантийных источниках, являются присутствие магматического амфибола в архейских коматиитах и палеопротерозойских пикритах, газовой-водных микровключений в базальтах Исландии и меймечитах Сибирской трапповой провинции. Кроме того, современные данные о нахождении структурно-связанной воды и летучих компонентов в стехиометрически безводных минералах (оливины, пироксены) мантийных пород, также позволяют предполагать не «сухой», а «мокрый» мантийный источник для архейских вулканических комплексов.

During the period of study of Archean granite-greenstone provinces (GGP) our understanding of their tectonic and geodynamic nature has evolved from unwillingness to accept the existence of low-grade metamorphic volcanic-sedimentary complexes in Archean time to reconstruction of gently dipping and hot subduction regimes using the above complexes as an example. In the past decade, the amount of evidence and the diversity of geodynamic models of evolution of both individual greenstone belts and (GSB) and old cratons have been increasing in avalanche-like manner, as shown by some review papers [1, 2, 3]. In spite of obvious success in the study of Archean GSBs, their nature will be the subject of debate and geodynamic speculations (derived from the French word “speculer” = think) until quite a number of theoretical problems in the Earth’s general dynamics and comparative planetology are solved. The questions to be answered are:

- How did meteoritic bombardment of the Earth affect geospheric interaction in Archean time?
- When and how was the Earth’s core generated?
- What was mantle convection dynamics like in Early Precambrian time?
- What petrologic-geodynamic model can be used to interpret the presence of the oldest zircons in quartz conglomerates and how did the primary sialic crust emerge?
- When and how did the lower crust of old cratons and their mantle “keels” originate?
- What was the mantle’s reduction-oxidation potential in Archean time and when did the oxic atmosphere and the oceanic hydrosphere emerge?

One of the problems, essential for understanding of the geodynamic nature of Archean GSBs, is a high Archean geothermal gradient attributed to more rapid heat generation in the early stages of the Earth’s evolution. These factors were responsible for a high temperature of the Archean upper mantle which exceeds the modern temperature by 200-300°C.

A huge body of geological, geochemical and isotopic-geochronological data on Archean GSBs is often used and interpreted by scholars to support their “religious beliefs”. Below are some examples of common assertions: “the global occurrence of komatiites is highly exaggerated”, “the frequency minimum of andesite evolution is underestimated” or “Archean porphyric anorthosites were formed in oceanic environments because they are associated with greenstone belts”.

Some obvious facts, responsible for the distinctive geodynamic evolution of GSBs and the formation of the continental lithosphere of old cratons are:

- A continuous pattern of the time-space evolution of GSBs and tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) complexes over a long geologic time span (4.0 – 2.65 Ga);
- The existence of at least three age groups (periods) of GSB formation (3.55-3.0, 3.0-2.8 and 2.8-.2.65 Ga), the oldest age group occurring dominantly in cratons on the Gondwana continents (Kaapvaal, Pilbara and Dharwar);
- Examples of the different-aged generation of GSBs on a sialic basement with conglomerates and crusts of chemical weathering at the base of the unit (see N.A. Alfimova’s abstract);

- the occurrence of rock complexes that are not encountered any more in geological history, e.g. “ultramafic” komatiites, autonomous porphyreous anorthosites, banded iron and manganese formations, stromatolites and baritic evaporites);

- the metallogenic pattern of GSBs depends on gigantic and other deposits such as sulphide Cu-Ni (Co) ores of komatiites, Cr, Ti (V) and PGE of layered intrusions, Zn and Cu massive-sulphide deposits, Fe- and Mn jaspilites, mesothermal Au, gigantic Au-U deposits (Witwatersrand protocover), the huge Murchison Range antimony deposit and Li and rare-metal pegmatites. This metallogenic pattern of Archean GSBs not only differs radically from the ore potential of Phanerozoic island-arc and oceanic complexes, but, in principle, has not been encountered any more in geological history since Paleoproterozoic time.

Most modern geodynamic models of formation of Archean GSBs are based on the actualistic principle applied to geochemistry and petrology and based on the assumption that the “indicator geochemical characteristics” of igneous complexes (komatiites, basalts, anorthosites and andesitoids) are directly related only to certain geodynamic regimes.

Komatiites, basalts and anorthosites. In many geodynamic models tholeiitic basalts (TH) of Archean GSBs are understood as counterparts of N-MORB. Petrogenetically, they are shallow-depth derivatives produced by melting of the depleted mantle (DM). However, in most GSBs tholeiitic basalts were generated by deep differentiation of primary komatiitic melts or melting of a deep-seated DM- or FOZO-type mantle source [4]. Komatiites were produced by plume melting of the heterogeneous upper mantle at varying depth and sometimes show signs of crustal matter contamination [5]. The occurrence of “autonomous” porphyreous anorthosite sills in some GSBs is also typical; petrologically, this implies fractionation of mafic plagioclase from basaltic melt when the lithosphere, not less than 22-25 km in thickness, existed.

The key signs used to identify subduction-accretion convergent geodynamic evolution regimes of Archean GSBs are volcanogenic associations with *andesitoids* (including adakites, boninites and bahiaites) that have some “indicator geochemical labels” (Ta/Nb, Nb/Y, Zr/Y, Mg[#] etc.). Considering that the isotopic-geochemical (Sm-Nd) systematics of Archean andesites is still very poor, their geochemical parameters cannot always be strictly attributed geodynamically to gently dipping hot subduction and/or mantle wedge melting. Such geochemical characteristics are exhibited by andesites from both Paleoproterozoic intracratonic structures (Warawoona, Pilbara Craton) and Paleoproterozoic intracratonic reefs (Sumian volcanogenic complexes in the Fennoscandian Shield). Moreover, such indicators “subduction “labels” as negative Nb and Ti anomalies are characteristic of Permian trap basalts [6].

Petrologically, the genesis of andesitoid melts is a fairly trivial problem. It depends on the water balance of the upper mantle and the fugitivity of oxygen in the source of primary melts. It is now clear that the Archean mantle was isotopically and geochemically heterogeneous, as was a gas-fluid phase, the most incoherent constituent of mantle matter. Evidence for relatively large quantities of water in plume mantle sources is provided by the occurrence of igneous amphibole in Archean komatiites and Paleoproterozoic picrites, gas-water microinclusions in Icelandic basalts and meimechites from the Siberian trap province. Furthermore, modern evidence for the presence of structurally combined water and volatiles in stoichiometrically anhydrous minerals (olivines, pyroxenes) of mantle rocks also suggest a “wet”, rather than “dry” mantle source for Archean volcanic complexes.

Литература – References

- Condie K.C. Mantle plumes and their record in the Earth History. Cambridge. 2001. 306 p.
Earth's Oldest Rocks. Elsevier. 2008. 1307 p.
Розен и О.М., Щипанский Ф.Ф., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли. М.: Научный мир. 2008. 184 с. || Rozen O.M., Shchirpansky F.F., Turkina O.M. Early Earth's geodynamics. М.: Nauchny mir. 2008. 184 p.
Арестова Н.А. //Региональная геология и металлогения. 2008. №36. С. 5-18.
Вревский и А.Б. др. //Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 587-617.
Reichow M.K. et al. // Lithos. 2005. Vol.79. P. 425-452.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ПЕТРОЛОГИЯ НЕОАРХЕЙСКОЙ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТ-ДАЦИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ПОЛМОС-ПОРОСОЗЕРСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Вревский А.Б., Богомолов Е.С.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, vrev@peterlink.ru

ISOTOPIC-GEOCHEMICAL COMPOSITION, AGE AND PETROLOGY OF A NEOARCHEAN BASALT-ANDESITE-DACITE ASSOCIATION OF THE POLMOS- POROSZERO GREENSTONE STRUCTURE, KOLA PENINSULA

Vrevsky A.B. and Bogomolov E.S.

Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St.Petersburg, Russia, vrev@peterlink.ru

Петрология и геодинамическая природа известково-щелочных магматических комплексов, является одной из наиболее актуальных проблем происхождения ювенильной континентальной коры на ранних стадиях развития Земли. Базальт-андезит-дацит-риолитовые ассоциации архейских зеленокаменных поясов многими исследователями принимаются в качестве главных и, часто единственных, «индикаторных» признаков субдукционно-аккреционных конвергентных геодинамических обстановок формирования континентальной коры гранит-зеленокаменных областей в раннем докембрии. Индикаторная роль таких вулканических комплексов, в том числе Фенноскандинавского щита, основывается на схожести ряда их изотопно-геохимических характеристик с фанерозойским адакитовым и бонинитовым вулканическим сериям [1, 2].

Полмос-Поросозерская структура, является наиболее сохранившейся частью Урагубско-Колмозеро-Вороньинского зеленокаменного пояса, расположенного в зоне сочленения Мурманского и Центрально-Кольского блоков Фенноскандинавского щита. Вулканогенно-осадочный комплекс, структуры состоит из трех толщ [3]. Нижняя терригенная толща (лявозерская свита) сложена гранат-биотитовыми и биотитовыми сланцами. Вышележащая вулканогенная толща (полмостундровская и вороньетундровская свиты) представлена различными амфиболитами, амфиболовыми гнейсами и сланцами. Нижняя часть разреза вулканогенной толщи состоит из метаморфизованных лав толеитовых базальтов и коматитов с прослоями вулканогенно-осадочных пород [3,4]. Метавулканиды коматит-толеитовой ассоциации сменяются без стратиграфических перерывов и тектонических несогласий более разнообразной по составу толщей переслаивания metabазальтов, андезибазальтов, андезитов и дацитов с текстурными признаками лав и туфов. В разрезе базальт-андезит-дацитовая ассоциации присутствуют так же маломощные (до нескольких метров) прослои граувакк, известковистых доломитов, железистых кварцитов и углеродистых сланцев [3].

В целом, состав метавулканидов базальт-андезит-дацитовая ассоциации отвечает известково-щелочной серии нормальной щелочности. В тоже время, установленные вариации состава главных, редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) средних вулканитов, позволили выделить среди них две геохимических группы – андезиты-1 и андезиты-2.

Андезиты-1 характеризуется преимущественно андезибазальтовыми составами ($\text{SiO}_2=55.3-56.6$ мас. %), низкими содержаниями $\text{TiO}_2 < 0.5$, нормальной магнезиальностью ($\text{mg}\#=0.26-0.40$), принадлежностью к натриевой известково-щелочной серии. Метавулканиды этого типа имеют сильно фракционированный характер нормированного распределения легких редкоземельных элементов (ЛРЗЭ) – $(\text{Ce}/\text{Sm})\text{N}=2.38-2.82$ и менее фракционированный – тяжелых РЗЭ - $(\text{Gd}/\text{Yb})\text{N}=1.62-2.35$. *Вторая геохимическая группа* средних метавулканидов представлена низко титанистыми ($\text{TiO}_2<0.5$) андезитовыми и андезидацитовыми составами ($\text{SiO}_2=56.4-59.7$ мас. %) и характеризуются более калиевым составом щелочей и большей магнезиальностью ($\text{mg}\#=0.41-0.46$). Для них характерно необычное для андезитов нормированное распределение РЗЭ с обеднением легкими РЗЭ - $(\text{Ce}/\text{Sm})\text{N}=0.62-0.88$ и слабо фракционированным распределением ТРЗЭ - $(\text{Gd}/\text{Yb})\text{N}=1.01-1.58$. Оба типа андезитов имеют близкие концентрации Ti, Nb и Ta без отрицательных аномалий на спайдер-диаграммах, что отличает их от архейских и фанерозойских адакитовых ассоциаций.

При датировании (U-Pb SRIMP II) цирконов из андезитов-1 была получена изохрона (8 зерен) с возрастом 2778.4 ± 5.4 млн. лет (MSWD=0.75), в том числе 4 конкордантных цирконов с возрастом 2776.7 ± 9.5 млн. лет (MSWD=0.81).

Полученные данные по Sm-Nd изотопной систематике андезитовых метавулканитов зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья также позволили установить существенные отличия двух геохимических групп андезитов. Андезиты-1 характеризуется вариациями значений первичных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и, соответственно величин $\epsilon\text{NdT}_{2780}$ от +0.8 до +3.7. Sm-Nd модельный возраст (TDM) андезитов-1 находится в пределах 3050-3235 млн. лет. На Sm-Nd эволюционной диаграмме андезиты-1, базальты и коматииты зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья образуют линию регрессии с наклоном, отвечающим возрасту 2810 ± 45 млн. лет и $\epsilon\text{Nd} = +2.6 \pm 0.3$, СКВО=0.84. Эта зависимость может представлять собой как линию смешения производных изотопно различных мантийных резервуаров, так и "мантийную" изохрону, наклон которой определялся временем разделения мантийных источников. Поскольку процессы смешения источников, так же как и процессы контаминации коровым веществом обычно приводят к завышению Sm-Nd возраста, а полученная зависимость в пределах ошибок соответствует U-Pb изохронному возрасту андезитов, то вероятно она отражает генерацию этих вулканитов из единого мантийного резервуара с $\epsilon\text{Nd} = +2.6 \pm 0.3$.

Андезиты-2 имеют принципиально иные изотопные характеристики - $\epsilon\text{NdT}_{2780}$ от -1.0 до -6.5, которые свидетельствуют об их образовании из «обогащенного» мантийного источника или об участии корового вещества в их петрогенезисе. При геохимическом моделировании процессов петрогенезиса андезитов-2 было установлено, что их «обедненные» геохимические характеристики исключают возможность участия процессов контаминации коровым веществом и смешения выплавки из различных корово-мантийных источников. Основываясь на геохимических и петрологических особенностях андезитовых расплавов, для расчетной оценки Sm-Nd модельного возраста андезитов-2, была использована двух стадийная модель (T2DM), в которой в качестве протолита были приняты нижнекоровые основные гранулиты, имеющие $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.15$. Полученные оценки модельного возраста ($3.69 + 0.42 / - 0.23$ млрд. лет) свидетельствуют об очень древнем возрасте источника первичных расплавов андезитов-2.

Учитывая особенности геологического строения Полмос-Поросозерской структуры, непрерывность вулканогенного разреза супракрустального комплекса и ранее установленную природу коматиит-толеитовой ассоциации, полученные данные могут быть интерпретированы в рамках геодинамической модели эволюции мантийного плюма. Такой механизм формирования ювенильной коры в неархее позволяет связывать генерацию первичных расплавов андезитов-1 с плавлением мантийного перидотита «головы» плюма, обогащенного флюидными компонентами, а происхождение первичных расплавов андезитов-2 - с плавлением нижнекоровых основных эклогитов в результате плюм-литосферного взаимодействия. Особенности реконструированного изотопно-геохимического состава нижнекоровых кварцевых эклогитов, позволяют предположить, что они являлись результатом «андерплейтинга» в основание коры базальтовых расплавов - продуктов ранних стадий плавления специфического мантийного источника ($\Sigma\text{TP3Э} \sim 1.5-0.3$, $(\text{Gd}/\text{Yb})\text{N} \sim 1.0$, $(\text{Ce}/\text{Sm})\text{N} = 0.2-1.2$), ранее установленного для одного из типов коматиитов Полмос-Поросозерской структуры [5].

The petrology and geodynamic nature of calc-alkaline igneous complexes are one of the most acute problems in the genesis of a juvenile continental crust at early stages in the Earth's evolution. Many scholars consider basalt-andesite-dacite-rhyolite associations of Archean greenstone belts to be a major, and often the only, indicator of subduction-accretion convergent geodynamic settings in which the continental crust of granite-greenstone provinces was formed in Early Precambrian time. Such volcanic complexes, including those of the Fennoscandian Shield, are regarded as indicators because some of their isotopic-geochemical characteristics are similar to those of Phanerozoic adakitic and boninitic volcanic series [1, 2].

The Polmos-Porosozero structure is the best-preserved part of the Uraguba-Kolmozero-Voronya greenstone belt located in the contact zone between the Murmansk and Central Kola blocks of the Fennoscandian Shield. A volcanic-sedimentary complex of the structure consists of three units [3]. The lower terrigenous unit (Lyavozero suite) is made up of garnet-biotite and biotite schists. The overlying volcanogenic unit (Polmostundrovskaya and Voronyetundrovskaya suites) is composed of various

amphibolites, amphibole gneisses and schists. The lower portion of the volcanogenic unit is built up by metamorphosed tholeiitic-basaltic and komatiitic lava with volcanic-sedimentary interbeds [3, 4]. Metavolcanics of a komatiite-tholeiite association pass without stratigraphic hiatuses and tectonic unconformities into a unit that displays a more diverse composition and is formed by alternation of metabasalts, andesite-basalts, andesites and dacites with textural signs of lava and tuffs. The basalt-andesite-dacite association unit also contains thin (several metres) greywacke, calcareous dolomite, iron formation and carbonaceous shale laminae [3].

The composition of basalt-andesite-dacite association volcanics generally corresponds to a normal-alkalinity calc-alkaline series. However, based on variations in the major, rare and rare-earth element (REE) composition of intermediate volcanics, two geochemical groups, namely andesites-1 and andesites-2, were identified.

Andesites-1 consist dominantly of andesite-basalt ($\text{SiO}_2=55.3\text{-}56.6$ mass. %), are poor in TiO_2 (< 0.5), have a normal Mg content ($\text{mg}\#=0.26\text{-}0.40$) and belong to a sodic calc-alkaline series. This type of metavolcanics shows a strongly fractionated normalized LREE distribution pattern ($\text{Ce/Sm}N=2.38\text{-}2.82$) and a less strongly fractionated HREE distribution pattern ($\text{Gd/Yb}N = 1.62\text{-} 2.35$). A *second geochemical group* of intermediate metavolcanics consists of low-Ti ($\text{TiO}_2<0.5$) andesitic and andesitic-dacitic compositions ($\text{SiO}_2=56.4\text{-}59.7$ mass. %) and show a more potassic composition of alkalis and higher Mg concentrations ($\text{mg}\#=0.41\text{-}0.46$). They typically exhibit a normalized REE distribution, uncommon for andesites, with impoverishment in LREE ($\text{Ce/Sm}N= 0.62\text{-}0.88$) and a poorly fractionated HREE distribution ($\text{Gd/Yb}N = 1.01\text{-} 1.58$). Unlike Archean and Phanerozoic adakitic associations, both types of andesites have similar Ti, Nb and Ta concentrations without negative anomalies on spidergrams.

Zircons from andesites-1 were dated (U-Pb SHRIMP II), and an isochrone (8 grains) with an age of 2778.4 ± 5.4 Ma (MSWD=0.75), including an isochrone of 4 concordant zircons with an age of 2776.7 ± 9.5 Ma (MSWD=0.81), was obtained.

Based on the data obtained on the Sm-Nd isotopic systematics of andesitic volcanics from the Kolmozero-Voronya greenstone belt, substantial differences between the two geochemical groups of andesites were also revealed. Andesites-1 typically show variations in primary $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios and, accordingly, ϵNd_{2780} values from +0.8 to +3.7. The Sm-Nd model age (TDM) of andesites-1 varies from 3050 to 3235 Ma. On a Sm-Nd evolution diagram, andesites-1, basalts and komatiites from the Kolmozero-Voronya greenstone belt form a regression line with a slope which corresponds to an age of 2810 ± 45 Ma and $\epsilon\text{Nd}=+2.6\pm 0.3$, MSWD=0.84. This relationship may represent both a line of mixing of the derivatives of isotopically different mantle reservoirs and a "mantle" isochrone, the slope of which was dependent on the time of separation of mantle sources. As mixing of sources and contamination with crustal matter usually result in older Sm-Nd ages and the relationship obtained agrees within the error with the U-Pb isochrone age of andesites, it suggests that the volcanics were generated from a common mantle reservoir with $\epsilon\text{Nd}=+2.6\pm 0.3$.

Andesites-2 have completely different isotopic characteristics ($\epsilon\text{Nd}_{2780} -1.0$ to -6.5), suggesting that they were formed from an "enriched" mantle source or that crustal matter was involved in their petrogenesis. It was found by geochemical modelling of the petrogenesis of andesites-2 that their "impoverished" geochemical characteristics rule out the possibility of involvement of crustal matter contamination and mixing of melts from various crustal-mantle sources. Based on the geochemical and petrological characteristics of andesitic melts, a two-stage model (T2DM), in which lower-crustal basic granulites with $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.15$, were accepted as a protolith, was used to estimate the Sm-Nd model age of andesites-2. The model age estimates obtained ($3.69+0.42/-0.23$ Ga) indicate a very old age of the source of the primary melts of andesites-2.

Considering the geological-structural characteristics of the Polmos-Porosozero structure, the continuity of the volcanogenic unit of the supracrustal complex and the nature of the komatiite-tholeiite association revealed earlier, the data obtained can be interpreted using a geodynamic model of mantle plume evolution. Such a mechanism of formation of a juvenile crust in Neoproterozoic time makes it possible to relate the generation of the primary andesite-1 melts to melting of mantle peridotite from the "head" of the plume enriched in fluid components, and the genesis of primary andesite-2 melts to melting of lower-crustal basic eclogites as a result of plume-lithosphere interaction. The characteristics of the reconstructed isotopic-geochemical composition of lower-crustal quartz eclogites suggest that they were generated by "underplating" at the base of the crust of basaltic melts produced in the early stages of melting of a

distinctive mantle source ($\Sigma\text{TP3Э} \sim 1.5-0.3$, $(\text{Gd/Yb})\text{N} \sim 1.0$, $(\text{Ce/Sm})\text{N} = 0.2-1.2$) revealed earlier for one of the types of komatiites from the Polmos-Porosozero structure [5].

Литература – References

- Светов С.А. и др. // Геохимия. 2004. Т. 396. №6. С. 810-814.
Щипанский А.А. и др. // ДАН. 2001. Т.377. №3. С.376-380.
Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита) // Л.: Наука. 1989. 143 С. || Vrevsky A.B. Petrology and geodynamic regimes of Archean lithospheric evolution (examples from the northeastern Baltic Shield) // L.: Nauka. 1989. 143 p.
Вревский А.Б. // ДАН СССР. 1980. Т.252. № 5. С.1216-1219.
Вревский А.Б., Матреничев В.А., Ружьева М.С. // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 587-617.

МЕТАМОРФИЗМ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ АРХЕЙСКИХ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Глебовицкий В.А., Седова И.С.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия

METAMORPHISM AND ULTRAMETAMORPHISM OF ARCHEAN GRANITE-GREENSTONE PROVINCES

Glebovitsky V.A. and Sedova I.S.

Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St.Petersburg Russia

Архейские гранит-зеленокаменные области метаморфизованы неоднородно, в их пределах выделяются обширные территории, где условия преобразования зеленокаменных поясов соответствуют зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям (например, Олекминский, Карельский и Сьюпириор кратоны). Общей чертой зеленокаменных поясов является метаморфическая зональность, маркирующая повышение температуры от ее центра к периферии, по направлению к гранитоидным полям, в которых и локализованы зеленокаменные структуры. Гранитоиды нормальной известково-щелочной серии в этом случае почти синхронны с метаморфизмом зеленокаменных поясов. Зональность, как правило, относится к андалузит-силлиманитовому типу и свидетельствует о появлении в земной коре положительных термических аномалий.

В глубоко метаморфизованных гранит-зеленокаменных областях (например, Центрально-Кольский домен) степень метаморфизма меняется от амфиболитовой до гранулитовой фации. При этом зональность, как например, в Центрально-Кольском домене относится к малоглубинному, а значит и к высокоградиентному типу. Для понимания закономерности пространственного распределения наиболее высокоградного метаморфизма большое значение имеют данные по кратону Сьюпириор, где они четко приурочены к парагнейсовым поясам, развивающимся сопряжено с зеленокаменными поясами. Последние же обладают признаками островных дуг.

Сходные закономерности локализации гранулитов установлены в восточной части Фенноскандинавского щита, и на Кольском полуострове выражаются в том, что гранулиты появляются в области распространения главным образом метаосадочной кольской серии, в то время как в окружающих Центрально-Кольский домен зеленокаменных поясах степень метаморфизма не превышает средних ступеней амфиболитовой фации. Отчетливая связь гранулитов с зеленокаменными поясами, обладающими признаками островных дуг, устанавливается в пределах архейского Беломорского пояса. Информация такого сорта позволяет принять трактовку высокоградного и высокоградиентного метаморфизма как надсубдукционного явления.

Естественная смена субдукционного режима коллизией островной дуги и края континента отразилась в смене высокоградиентных режимов метаморфизма низкоградиентными, что проявлено как в Центрально-Кольском домене, так и в Беломорском поясе. При этом выявляются две наиболее существенные черты коллизионного режима. Это формирование инвертированной метаморфиче-

ской зональности и компрессионное охлаждение пород (РТ-тренд «против часовой стрелки») в основании крупных тектонических покровов. Есть изотопно-геохронологические доказательства проявления этих процессов на завершающем этапе неоархейского цикла эволюции.

Все архейские гранит-зеленокаменные области в той или иной мере испытали тектоно-термальную переработку в палеопротерозое. В этом отношении Фенно-Скандинавский щит является эталонным объектом. Исследование Кольско-Норвежской зоны, Лапландского гранулитового пояса, Беломорского пояса позволяет увязать эти преобразования с явлениями коллизии типа «континент-континент».

Высокоградный метаморфизм гранит-зеленокаменных областей сопровождается интенсивным проявлением ультраметаморфизма. При анализе геохимии полимигматитов Беломорского пояса установлено, что неоархейские процессы гранитизации, анатексиса и диатексиса, которые развивались в тоналитовых гнейсах и кристаллических сланцах андезибазитового состава. В начале развития гранитизации парагенезис минералов, как правило, остается прежним, меняются количественные соотношения минералов, затем происходит замещение амфибола агрегатом биотита и эпидота с цирконом и алланитом, уменьшение темноцветных минералов и исчезновение роговой обманки наряду с увеличением кварца и полевых шпатов. Мафические компоненты выносятся из системы и концентрируются в своеобразных базификатах – зонах обогащения железом, кальцием и магнием. В конечном итоге образуются значительные объемы преимущественно трондьемитогнейсов, которые и подвергаются дальнейшему парциальному плавлению (анатексису и диатексису), сопровождаемому калишпатизацией по отдельным зонам. Происходит дебазификация пород – вынос Ti, Fe, Ca и Mg (а также Cr, Co, Sc), более интенсивная в амфиболитах. Параллельно увеличивается содержание SiO₂ (от сланцев и тоналитовых гнейсов к трондьемитогнейсам с 55.07±3.16 и 66.45±3.25 до 70-72%), K и Na. Мафические компоненты осаждаются в зонах базификации в виде роговой обманки, биотита и эпидота. При появлении анатектических расплавов направленность изменений концентрации указанных элементов сохраняется, исключая K, количество которого возрастает только к концу процесса. Выделены две разновидности диатектитов, почти не перемещенные и более сильно перемещенные в сдвиговые зоны. Первые идентичны трондьемитогнейсам, вторые продолжают тенденцию, свойственную жильным лейкосомам. Мигматиты палеопротерозойского этапа эволюции на начальных стадиях отличаются от предыдущих повышенной основностью, и только после этого происходит фракционирование гранитных расплавов или гранитизация пород.

Рассматривая особенности редкоэлементного состава в сериях гранитообразования в Беломорском поясе отметим, что как по средним составам пород, так и для конкретных обнажений породы серий по отношению к среднему составу коры обеднены практически всеми рассматриваемыми элементами, что является характерной особенностью провинции в целом. В процессе гранитизации тоналитов выявляется тенденция к снижению средних концентраций Cs, Rb, U, Ta, REE, Y, и к повышению Sr и Zr. Эта тенденция сохраняется и при формировании всех генераций лейкосом, но только относительно трондьемитогнейсов они значимо обеднены LREE, Th. При формировании диатектитов эта тенденция сохраняется, и особенно она заметна по уменьшению содержания Cs, Rb, K, Ti, Y, Yb, что, несомненно, связано с фракционированием расплава и удалением его из зон парциального плавления. Отметим, что в диатектитах наблюдается накопление Th. Ранние анатектиты, формирующиеся на месте, мало отличаются от гранитизированных тоналитовых гнейсов, за счет которых они развиваются. По-видимому, поздние анатектиты, развивающиеся после диатексиса, представляют еще более дифференцированное вещество, судя по их деплетированности в отношении Th, La, Ce, Nd, P, Sm, Ti, Y. Похожие тенденции изменения редкоэлементного состава лейкосом мигматитов можно наблюдать и в конкретных сериях мигматитов по тоналитовым гнейсам, а также по базитам. Наблюдается, как и для породобразующих окислов, идентичность редкоэлементного состава трондьемитогнейсов и слабо перемещенных диатектитов в отличие от подобных образований, мигрировавших в сдвиговые зоны.

Archean granite-greenstone provinces were metamorphosed in non-uniform manner; there are large areas, e.g. the Olekminsky, Karelian and Superior provinces, where greenstone belts were metamorphosed to greenschist and epidote-amphibolite grade. One common trait of greenstone belts is metamorphic zoning that marks a rise in temperature from its centre to the periphery toward granitoid fields in which greenstone

structures are located. In this case, normal calc-alkaline series granitoids are almost coeval with metamorphism of greenstone belts. An andalusite-sillimanite type of zoning, indicative of positive thermal anomalies in the Earth's crust, is commonly encountered.

In highly metamorphosed granite-greenstone provinces, e.g. the Central Kola domain, metamorphic grade varies from amphibolite to granulite facies. In this case, it is a shallow-depth and, consequently, high-gradient type of zoning observed, for example, in the Central Kola domain. Available data on the Superior Craton, where they are clearly restricted to paragneiss belts that evolve together with greenstone belts, are essential for understanding of the spatial distribution of the highest-grade metamorphism. Greenstone belts show signs of island arcs.

A similar distribution pattern is observed for granulites in the eastern Fennoscandian Shield. In the Kola Peninsula, granulites occur in the distribution area dominated by the metasedimentary Kola series, whereas in the greenstone belts that surround the Central Kola domain metamorphic grade does not exceed the middle stages of amphibolite facies. In the Archean Belomorian belt, granulites are clearly related to greenstone belts that show signs of island arcs. Based on this evidence, high-grade and high-gradient metamorphism is interpreted as a suprasubduction phenomenon.

As a result of a natural succession of a subduction regime by island arc - continental margin collision, high-gradient metamorphic regimes were succeeded by low-gradient regimes, as observed in the Central Kola domain and in the Belomorian belt. Two essential characteristics of a collision regime, namely the formation of inverted metamorphic zoning and compression cooling of rocks ("counter-clockwise" PT-trend) at the base of large tectonic nappes, are obvious. There is isotopic-geochronological evidence showing that the above processes were active in the final stage of the Neoproterozoic evolution cycle.

All Archean granite-greenstone provinces have been subjected to varying degree to tectono-thermal reworking in Paleoproterozoic time. In this respect, the Fennoscandian Shield is a model. Based on the study of the Kola-Norwegian zones, the Lapland granulite belt and the Belomorian belt, the above alterations are related to continent-continent-type collisions.

High-grade metamorphism of granite-greenstone provinces is accompanied by vigorous ultrametamorphism. Geochemical analysis of polymigmatites from the Belomorian belt has shown that Neoproterozoic granitization, anatexis and diatexis evolved in tonalite gneisses and schists composed of andesitic-basic rocks. When granitization begins to evolve, the paragenesis of minerals usually remains unchanged, quantitative mineral ratios change, amphibole is then replaced by biotite-epidote aggregate with zircon and allanite, the quantity of dark-coloured minerals decreases, hornblende disappears and the quantities of quartz and feldspar increase. Mafic components are removed from the system and are concentrated in so-called basificates - Fe-, Ca- and Mg-enrichment zones. Considerable amounts of dominant trondhjemitic-gneisses are eventually formed; they are then subjected to partial melting (anatexis and diatexis) accompanied by potash metasomatism along individual zones. The rocks suffer debasification (removal of Ti, Fe, Ca, Mg and also Cr, Co and Sc), which is more intense in amphibolites. At the same time, the percentage of SiO₂ increases (from schists and tonalite gneisses to trondhjemitic-gneisses from 55.07±3.16 and 66.45±3.25 to 70-72%), as are the percentages of K and Na. Mafic components are deposited in basification zones as hornblende, biotite and epidote. When anatectic melts appear, the directivity of variations in the concentration of the above elements is retained, except K which increases quantitatively as late as at the end of the process. Two varieties of diatectites: a) slightly translocated and b) more strongly translocated to shear-zones, were identified. Variety 1 is identical to trondhjemitic-gneisses, and variety 2 shows a trend typical of veined leucosomes. Migmatites, formed in the Paleoproterozoic stage of evolution, are more basic in the initial than in preceding stages, and it is not until then that granitic melts are fractionated or the rocks are granitized.

When discussing the characteristics of rare-element composition in granite formation series in the Belomorian belt, it should be noted that rocks of the series are depleted in practically all of the elements discussed with respect to average rock compositions and individual rock outcrops relative to average crust composition, which is characteristic of the entire province. As tonalities are granitized, average Cs, Rb, U, Ta, REE and Y concentrations tend to decrease, whereas Sr and Zr concentrations tend to increase. This trend persists in the formation of all generations of leucosomes, but they are markedly depleted in LREE and Th only relative to trondhjemitic-gneisses. This trend is retained in the formation of diatectites; it is clearly indicated by a decrease in percentages of Cs, Rb, K, Ti, Y and Yb, which is undoubtedly due to the

fractionation of melt and its removal from partial melting zones. It should be noted that Th is observed to accumulate in diatectites. Early anatectites, formed *in situ*, differ slightly from granitized tonalite gneisses after which they evolve. Late anatectites that evolve after diatexis seem to be an even more highly differentiated matter, as suggested by their depletion in Th, La, Ce, Nd, P, Sm, Ti and Y. Similar trends in variation in the rare-element composition of migmatite leucosomes can also be observed in certain series of migmatites after tonalite gneisses and basic rocks. Like in rock-forming oxides, the rare-element composition of trondhjemite-gneisses is identical to that of poorly translocated diatectites, in contrast to similar rocks that migrated to shear-zones.

ГРАНИТОИДЫ ДОКЕМБРИЙСКОГО ХАРБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Голубева И.И.

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, iigolubeva@geo.komisc.ru

GRANITOIDS OF PRECAMBRIAN KHARBEY COMPLEX (POLAR URALS)

Golubeva I. I.

Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia, iigolubeva@geo.komisc.ru

Докембрийский харбейский комплекс представлен мощной толщей (около 4000м) глубоко метаморфизованных пород, расположенных на восточном склоне Полярного Урала. В его основании находятся ортоамфиболиты, переслаивающиеся с биотитовыми сланцами (ханмейхойская свита), а в верхней части – метатерригенные породы с примесью основного туффогенного материала (париквасьшорская свита). В данном комплексе Г.А. Кейльман выделил две брахиформные антиклинали – Лаптаюганский и Евюганский купола, сложенные мигматизированными амфиболитами ханмейхойской свиты [1], между которыми расположена синклинальная структура, представленная кристаллосланцами париквасьшорской свиты. Все указанные структуры имеют доуральское северо-западное простирание, в отличие от уральских – северо-восточных.

Амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы постепенно переходят в амфиболсодержащие гнейсо-плагиограниты. На первых стадиях гранитизации отмечаются тонкие кварц-плагиоклазовые слои, мощность которых постепенно увеличивается до максимальных размеров – 2-3 метра. При этом хорошо сохраняется первичная сланцеватая текстура, обусловленная ориентированным ростом амфибола. Кварц и олигоклаз образуют полигональные кристаллы размером 0,5-1мм. Из акцессориев отмечаются апатит, гранат и относительно большие идиоморфные кристаллы магнетита (до 5 мм). Местами амфиболовые плагиограниты переслаиваются с биотитовыми. Дальнейшая прогрессивная гранитизация последних и их реоморфное течение приводят к формированию гранитных тел мощностью до 500 м и протяженностью в некоторых случаях до 7 – 8 км. Это объясняется тем, что именно биотит является источником водяного пара, который создает дополнительное давление в гранитобразующей системе, способствующее реологическому течению и возрастанию интенсивности процессов гранитизации. Биотитовые гнейсо-граниты являются главными составляющими гнейсовых куполов и слагают в них пластовые тела, конкордатные по отношению к вмещающим амфиболовым плагиогнейсам и амфиболитам.

Биотитовые гнейсо-граниты имеют неоднородное строение, как по минеральному и химическому составу, так и по структурно-текстурным особенностям, что проявляется даже на относительно небольших участках протяженностью до 10 м. В наиболее меланократовых биотит-плагиоклазовых реликтах (скиалитах) развивается микроклин, зерна которого ориентируются вдоль сланцеватости. Там же идет перекристаллизация кварца и альбита, с образованием мономинеральных слоев соответствующих минералов. При этом кварц и плагиоклаз формируют удлиненные зерна, приспособляющиеся к направлению генерального напряжения. На следующих стадиях преобразования уровень микроклинизации возрастает, его содержание достигает 20-25%, но преобразуемая порода

остается гнейсовидной за счет ориентированного роста биотита и мусковита, развивающегося одновременно со щелочным полевым шпатом, а также приобретает микрополосчатость, которая является своеобразным «брендом» данных гнейсо-гранитов. Полосчатость обусловлена чередованием кварцевых, альбитовых и микроклиновых слоев, сформировавшихся в результате реоморфного течения гранитного вещества под воздействием газовой-жидких флюидов. Подобное явление наблюдается и при кристаллизации милонитов, где также происходит перераспределение вещества в процессе приобретения раздробленной массой способности к течению. В некоторых случаях в гнейсо-гранитах наблюдаются разлинзование, проявляющееся в развитии гранулированного кварца в виде пересекающихся между собой системы тонких лентукулярных жил, разделяющих породу на линзы. Это свидетельствует о продолжающемся движении гнейсо-гранитов в существенно твердом виде, при участии скорее всего некоторой доли расплавленной или флюидной фазы. Наиболее ярко выражено явление реоморфического течения полутвердого гранитного вещества в развитии протоклаза порфириформных включений микроклина. Небольшие обломки микроклина отделяются слегка от исходных фенокристаллов вдоль линий течения, а межзерновое пространство залечивается затем мелкозернистым кварц-полевошпатовым материалом. Кроме директивных текстур в гранитах хорошо представлены и массивные, где кварц-полевошпатовый материал образует относительно мелкие полигональные кристаллы, что свидетельствует о его кристаллизации при спаде напряжения. Во всех разновидностях гранитов встречаются пертитовые и мирмекитовые структуры.

В наиболее лейкократовых биотитовых гнейсо-гранитах диагностируются алланит (с размерами до 4 мм), сфен, апатит, гранат, флюорит и магнетит.

На завершающих стадиях становления рассматриваемых пород интенсивно проявляются процессы альбитизации, с образованием шахматного альбита, сопровождающиеся окварцеванием. Альбитизация проявлена только в гранитных телах, причем мощность зон натриевого метасоматоза достигает порой до ста метров. Порода приобретает в итоге относительно крупнозернистую структуру, поскольку шахматный альбит кристаллизуется в виде табличек с размерами 4 x 2 мм, а кварц до 1-2 мм. Состав гранита становится существенно кварц-альбитовым. Резко уменьшается содержание биотита, но в больших количествах появляется эпидот. Гнейсовидная текстура при этом остается, что свидетельствует о сохранении структурных напряжений и на этом этапе формирования харбейского комплекса.

Мы полагаем, что частично интрузивный (параавтохтонный) характер становления харбейских гранито-гнейсовых куполов обусловлен увеличением объема гранитизируемого материала и его реоморфным течением в условиях гидростатического сжатия.

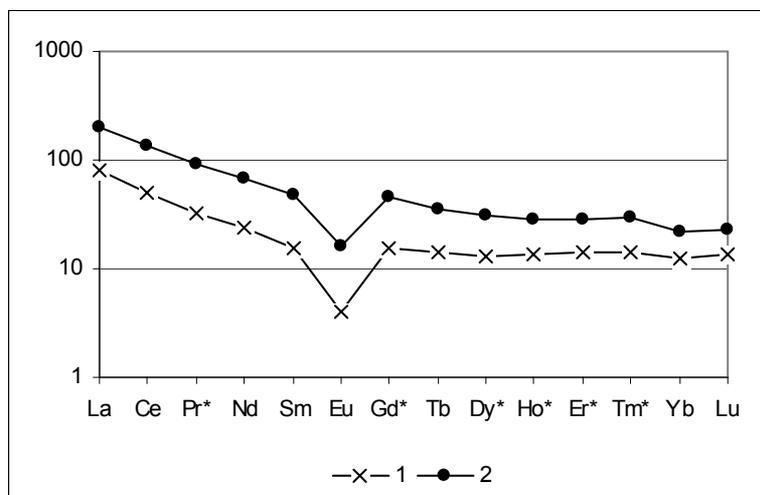


Рис. Спектры редкоземельных элементов, нормированные к составу хондрита, для биотитовых гнейсо-гранитов Харбейского комплекса.

1 – биотитовые гнейсо-граниты; 2 – альбитизированные гнейсо-граниты

Fig. Rare-earth elements spectra, normalized to chondrite content, for biotite gneiss-granites of the Kharbey complex.

1 – biotite gneiss-granites; 2 – albitized gneiss-granites

Как уже отмечалось, химический состав гнейсо-гранитов сильно варьирует. Так, содержание SiO_2 колеблется в пределах 71,21 – 77,41%, Al_2O_3 – 11,61 -19,26%. Существенно различаются граниты и по содержанию щелочей: Na_2O – 2,76 -7,14%, K_2O – 1,18 -5%. Тем не менее, можно сделать попытку установить субстратно-генетическую природу биотитовых гнейсо-гранитов харбейского комплекса. Граниты, наименее затронутые метасоматозом, имеют коэффициент глиноземистости

(K_{Al}) меньше 1,01, что характерно для гранитоидов I- типа. Постоянное присутствие в породах алланиита и магнетита также свидетельствует о первичном субстрате базитового состава. Наиболее надежным, на наш взгляд, критерием для определения субстратной принадлежности гранитов является химический состав биотита [2]. Среднее содержание Al_2O_3 в биотите изучаемых гранитов низкое – 16,1%. Такое невысокая глиноземистость данного минерала также типична для гранитов I- типа.

В спектре распределения усредненных редкоземельных элементов в гнейсо-гранитах хорошо выражена европиевая аномалия (рис.). На графике наблюдается слабая дифференциация тяжелых рзэ. В альбитизированных разновидностях количество редких земель резко возрастает, что особенно заметно для тяжелых редкоземельных элементов.

Precambrian Kharbey Complex is represented by a thick series (about 4000 m) of deeply metamorphosed rocks located on the eastern slope of the Polar Urals. In its base orthoamphibolites are interbedded with biotite shales (Khanmeykhoyskaya suite), and in the upper part – metaterrigenous rocks with residual major tuffogenous material (Parikvasshorskaya suite). In the given complex G.A. Keylman described two brachiform anticlines – Laptayugansky and Evyugansky domes composed of migmatized amphibolites of the Khanmeykhoy suite [1], between which there is a syncline structure represented by crystalloshales of the Parikvasshorskaya suite. All these structures have Preuralian northwestern strike in contrary to the Uralian – north-eastern.

Amphibolites and amphibole plagiogneisses gradually alter into amphibole-containing gneiss-plagiogranites. At the first stages of granitization thin quartz-plagioclase straticules are found, which thickness gradually increases to its maximal value – 2-3 meters. At that the primary schistosity texture is well preserved, which is caused by the oriented growth of amphibole. Quartz and oligoclase form polygonal crystals 0.5-1 mm in size. Among accessories apatite, garnet and relatively large idiomorphic magnetite crystals (to 5 mm) are determined. Sometimes amphibole plagiogranites are interbedded with biotite ones. The further progressive granitization of the latter and their reomorphic flow result in granite bodies to 500 m thickness and in some cases to 7-8 km long. This is explained by the fact, that biotite is a source of water vapor forming additional pressure in the granite-forming system, promoting reologic flow and the increasing of granitization processes. Biotite gneiss-granites are basic components of gneiss domes and form bodies in them concordant to enclosing amphibole plagiogneisses and amphibolites.

Biotite gneiss-granites possess both nonuniform mineral and chemical structure, and nonuniform structural-textural features expressed even at relatively small areas to 10 m long. In the most melanocratic biotite-plagioclase relics (skialites) a microcline develops with its grains oriented along foliation. The recrystallization of quartz and albite also occurs there simultaneously with formation of monomineral straticules of corresponding minerals. At that quartz and plagioclase form elongated grains adapting to the direction of general stress. At the next stages of formation the level of microclinization increases, its content reaches 20-25%, but the reworked rocks are left gneiss-like due to orientated growth of biotite and muscovite developed simultaneously with alkali feldspar, and also obtains microbanding, which is an original “brand” of the given gneiss-granites. The banding is caused by alternation of quartz, albite and microcline straticules resulted from reomorphic flow of granite substance under the influence of gas fluids. The similar phenomenon is observed also at the crystallization of milonites, where also the redistribution of substance occurs when the crushed mass obtains flowability. In some cases gneiss-granites show boudinage expressed in intertransversal lenticular veins dissecting the rocks into lenses. This testifies to continuous movement of gneiss-granites in predominantly solid state with the most probable assistance of a certain part of melted or fluid phase. The phenomenon of reomorphic flow of semisolid granite substance is most brightly expressed in the development of proclase of porphyry-like inclusions of microcline. Small fragments of microcline move slightly away from the original phenocrysts along the flow directions, and the intergranular space is cured by fine-grained quartz-feldspar material. Apart from the directive textures in granites also massive ones are well represented, where the quartz-feldspar material form relatively small polygonal crystals, which testifies to its crystallization at lower stress. In all the varieties of granites pertite and mirmekite structures are found.

Allanite (to 4 mm in size), sphene, apatite, garnet, fluorite and magnetite are diagnosed in the most leucocratic biotite gneiss-granites.

At the concluding stages of formation of the given rocks the processes of albitization are intensively developed with the formation of chess albite accompanying by silicification. Albitization develops only in granite bodies, at that the thickness of natrium metasomatism zones reaches at times 100 meters. As a result the rocks obtain relatively coarse-grained texture, as the “chess-albite” is crystallized as tablets with sizes 4x2 mm, and quartz to 1-2 mm. The texture of the granite becomes predominantly quartz-albitic. The content of biotite sharply decreases, but epidote appears in greater quantities. Gneiss-like structure remains, this testifies to the preservation of structural stresses at this stage of formation of the Kharbey complex too.

We suppose that partly intrusive (paraautochthonous) character of formation of Kharbey granite-gneiss domes is caused by increasing volume of granitized material and its reomorphic flow under hydrostatic compression.

As it was mentioned, the chemical structure of gneiss-granites greatly varies. Thus, SiO₂ content ranges within 71,21 – 77,41%, Al₂O₃ – 11,61 -19,26%. The granites are also very different by the alkali content Na₂O – 2,76 -7,14%, K₂O – 1,18 -5%. Nevertheless it is possible to make an attempt to determine the substrate-genetic nature of the biotite gneiss-granites of the Kharbey complex. The granites, less affected by metasomatism, have alumina factor (K_{Al}) less than 1.01, which is characteristic for I type granitoids. The continuous presence of allanite and magnetite in the rocks also testifies to the primary substrate of basic content. The most reliable criterion, in our opinion, for determination of substrate affinity of the granites is chemical structure of biotite [2]. The average Al₂O₃ content in the biotite of the studied granites is low – 16,1 %. Such a low alumina content of the given mineral is also typical for I type granites.

The spectrum of distribution of average rare-earth elements in gneiss-granites shows well expressed europium anomaly (Fig.). The diagram represents a weak differentiation of heavy rare-earth elements. The quantity of rare-earth elements in the albitized varieties sharply increases, it is especially notable for heavy rare-earth elements.

Литература – References

Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра. 1974. 197с. || Keylman G.A. Migmatite Complexes of Mobile Belts. Moscow: Nedra. 1974. 197 pp.

Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал) Екатеринбург: УрО РАН. 1996. 148 с. || Makhlaev L.V. Granitoids of the Northern Central Ural Uplift (Polar and Peripolar Urals) Ekaterinburg: UB RAS. 1996. 148 pp.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

Горьковец В.Я., Раевская М.Б.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, gorkovet@krc.karelia.ru

TECTONIC AND MAGMATIC CHARACTERISTICS OF THE CENTRAL KARELIAN CRATON

Gorkovets V.Ya. and Rayevskaya M.B.

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, gorkovet@krc.karelia.ru

Эндогенная активность и характер рудообразующих процессов в раннем докембрии Фенно-скандинавского щита определялись геодинамическим режимом, обусловленным сложной эволюцией магматизма, метаморфизма, седиментогенеза. В результате этого сформировались рудоносные структуры, с определенной минерагенической спецификой.

Материалы космических съемок, геологические и геофизические исследования показали, что на поверхности земной коры проявлены многочисленные кольцевые образования от нескольких километров до сотен километров в диаметре. Возникновения кольцевых структур может быть обусловлено тектоническими, магматическими, вулканическими, метаморфическими, экзогенными процессами или сочетанием некоторых из них, которые способствовали концентрации полезных ископаемых.

Особенности размещения позднеархейских лопийских комплексов Карельского кратона, зональность распространения фациальных и литогенетических типов вулканогенно-осадочных образований, формационная, металлогенетическая зональность, изотопный возраст и геофизические данные обосновывают положение, что позднеархейская подвижная область сформировалась над восходящими мантийными диапирами. Причем, зеленокаменные пояса в позднем архее представляют собой реликты палеобассейна и служат поверхностным выражением термальных плюмов, зародившихся в мантии.

Накопленный за последнее время обширный фактический материал по зеленокаменным структурам Фенноскандинавского щита позволил определить таксономический уровень и их металлогенетическую специализацию.

Гранитно-зеленокаменные области представляют собой крупные $n \cdot 100$ тыс. км² блоки фундамента древних раннеархейских платформ, в которых выделяются два этапа — нижний (сиалический фундамент), сложенный супракрустально-гранитоидным комплексом и верхний — зеленокаменным комплексом.

Зеленокаменный комплекс представляет собой парагенетические ассоциации зонально метаморфизованных вулканогенно-осадочных формаций и включает структуры зеленокаменных и белокаменных поясов.

Зеленокаменные пояса представляют собой прямолинейные или дугообразно изогнутые в плане сближенные или соединяющиеся синформные раннедокембрийские структурные элементы. Зеленокаменные пояса представлены последовательно или контрастно дифференцированными вулканогенными и вулканогенно-осадочными формациями с характерной колчеданной специализацией.

В пределах Фенно-Карельского кратона такие структурные элементы с вулканогенно-осадочными формациями и колчеданной металлогенетической специализацией включают систему эшлонированных зеленокаменных поясов (Ведлозеро-Сегозерский, Парандово-Тикшезерский, Кухмо, Суомуссалми, Типасъярви, Иломанси), образуют кольцевую структуру, представляющую собой реликты краевой, облекающей структуры суперплюма [1].

Белокаменные пояса — это преимущественно овальные или дугообразно изогнутые синформы, облекающие гранитоидные купола и образующие преимущественно изолированные структуры в центральной части Фенно-Карельского кратона. Супракрустальные кристаллические образования поясов сложены метатерригенными толщами метафлиша в ассоциации с железистыми кварцитами и крайне незначительным развитием субвулканической и лавовой фациями риодацитового и андезитового вулканизма. С этими поясами связаны все позднеархейские месторождения осадочных железных руд — Костомукшское, Корпангское, Межозерское, Гимольское, Хезозеро-Большезерское, Совдозерское, Тумбареченское, Воломское и др. [2].

Удивительная устойчивость геологических структур железисто-кремнитых формаций свидетельствует о схожести условий их формирования [3].

В пределах центральной части Фенно-Карельского кратона развиты кольцевые структуры II порядка – Вокнаволоцкий и Водлозерский блоки, представляющие собой выступы раннеархейского кристаллического фундамента. Они сформировались над термальными плюмами, оконтурены долгоживущими подвижными разломными зонами. В период протерозойской тектоно-магматической протоактивизации эти глубокофокусные зоны контролировали образование гидротермальных золоторудных проявлений (2,45 млрд. лет) и алмазоносных диатерм кимберлитов и даек лампроитов (1,23 млрд. лет).

The endogenous activity and pattern of Early Precambrian ore-forming processes in the Fennoscandian Shield were dependent on the geodynamic regime affected by a complex magmatic, metamorphic and sedimentary evolution. As a result, ore-bearing structures with distinctive mineralogenic characteristics were formed.

Satellite images, as well as geological and geophysical studies have revealed numerous ring structures on the earth surface that vary in diameter from several kilometers to hundreds of kilometres. Ring structures could have been produced either by tectonic, igneous, volcanic, metamorphic and exogenic processes or by combinations of some of them that contributed to the concentration of useful minerals.

The distribution pattern of Late Archean Lopian complexes in the Karelian Craton, the zonal distribution of facies and lithogenetic types of volcanic-sedimentary units, primary, metallogenic zoning, isotopic age and geophysical data suggest that the Late Archean mobile domain was formed above ascending mantle diapirs. It should be noted that Late Archean greenstone belts are relics of a paleobasin and surface reflection of thermal plumes generated in the mantle.

Based on voluminous data on greenstone structures of the Fennoscandian Shield, obtained in the past few years, their taxonomic level and metallogenic specialization were determined.

Granite-greenstone domains are large (n-100 000 km²) basement blocks of old platforms, in which two stages are distinguished: 1) a lower stage (sialic basement) consisting of a supracrustal-granitoid complex and 2) an upper stage formed of a greenstone complex.

The greenstone complex consists of paragenetic associations of zonally metamorphosed volcanic-sedimentary formations and comprises greenstone and whitestone belt structures.

Greenstone belts are rectilinear or arcuate (in plan view) closely-spaced or connected synformal Early Precambrian structural elements. Greenstone belts are represented by consecutively or contrastingly differentiated volcanogenic and volcanic-sedimentary formations with a distinctive pyritic specialization.

In the Fenno-Karelian Craton, such structural elements with volcanic-sedimentary formations and a pyritic metallogenic specialization include a system of echelon-like greenstone belts (Vedlozero-Segozero, Parandovo-Tikshozero, Kuhmo, Suomussalmi, Tipasjärvi and Ilomantsi) and form a ring structure understood as relics of a marginal enclosing superplume structure [1].

Whitestone belts are dominantly oval or arcuate synforms that enclose granitoid domes and form chiefly isolated structures in the central Fenno-Karelian Craton. Supracrustal crystalline rocks of the belts are made up of metaterrigenous metaflysch units associated with iron formation and poorly evolved subvolcanic and lava facies of rhyodacitic and andesitic volcanism. Associated with these belts are all of Late Archean sedimentary iron deposits such as Kostomuksha, Korpanga, Mezhozero, Gimoly, Khezozero-Bolsheozero, Sovdozero, Tumbarechka, Voloma etc. [2].

A striking similarity of the geological structures of iron-cherty formations suggests that they were formed in similar environments [3].

Second-order ring structures, such as the Voknavolok and Vodlozero blocks, understood as Early Archean crystalline basement scarps, are widespread in the central Fenno-Karelian Craton. They were formed above thermal plumes and are delineated by long-lived mobile fault zones. In the Proterozoic tectono-magmatic protoactivation period these deep-focused zones controlled the formation of hydrothermal gold occurrences (2.45 Ga) and diamondiferous kimberlite diatherms and lamproite dykes (1.23 Ga).

Литература – References

Gorkovets V. Ya. Geodynamic aspects of the formation of the Earth's crust in the late Archean in the Fennoscandian shield. Petrozavodsk-Moskva, 2002. P. 362-365.

Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. 176 с. || Geology and metamorphism of Karelian iron-cherty formations. L.: Наука, 1991. 176 p.

Горьковец В.Я. Модель железнакопления в раннем докембрии восточной части Балтийского щита.//Материалы научной конференции, посвященной 30-летию Института геологии Кар. НЦ РАН «Проблемы геологии докембрия Карелии», Петрозаводск, 1993. С. 11-30. || Gorkovets, V.Ya. A model of Early Precambrian iron accumulation in the eastern Baltic Shield.//Proceedings of a scientific conference held to celebrate the 30th anniversary of the founding of the Institute of Geology, KarRC, RAS. "Problems in Precambrian geology of Karelia", Petrozavodsk, 1993. P. 11-30.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ КОСТОМУКШСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

Горьковец В.Я., Попов М.Г., Раевская М.Б.

ИГ КНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, gorkovet@krc.karelia.ru

PROTEROZOIC TECTONO-MAGMATIC ACTIVATION OF THE KOSTOMUKSHA GREENSTONE BELT

Gorkovets V.Ya., Popov M.G., Rayevskaya M.B.

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, gorkovet@krc.karelia.ru

В геологическом отношении среди древнейших структур Фенноскандинавского щита наиболее значительными являются раннедокембрийские архейские зеленокаменные пояса с характерными особенностями их формационного состава и минерогении. Одним из наиболее изученных и

перспективных зеленокаменных поясов Карелии является Костомукшский, отличающийся формационным составом супракрустальных образований, наложенными процессами тектоно-магматической активизации и соответственно своеобразием набора полезных ископаемых.

Исследования полихронных геологических комплексов выполненных на структурно-формационной основе с учетом результатов геолого-геофизических исследований по глубинному строению Костомукшского зеленокаменного пояса позволили установить эволюцию важнейших рудоносных структур и выявить общие закономерности размещения различных видов полезных ископаемых. Установлено, что структурное положение Костомукшского зеленокаменного пояса определяется нахождением его в пределах подвижной мобильно-проницаемой зоны на границе с раннеархейским блоком (смотри тезисы Горьковца, Раевской в настоящем сборнике). Пояс был кратонизирован, но оставался областью долгоживущих глубинных разломов, что определило минерагеническую специфику процессов позднеархейской и протерозойской тектоно-магматической активизации.

Наличие золоторудных проявлений в Костомукшском рудном районе отмечалось в научных и производственных отчетах в конце 1970-х — начале 1980 гг. На основании комплекса геологических и минералогических исследований в 1990-2000 гг. охарактеризовано рудопроявление золота в пределах Костомукшского зеленокаменного пояса относящееся к одному из перспективных типов золоторудных месторождений — золото-сульфидно-кварцевому характерному для зеленокаменных поясов, в которых присутствуют железисто-кремнистыми формации.

Геолого-структурные и вещественно-морфологические особенности золоторудных проявлений Костомукшского района позволяет трактовать гидротермальный генезис Au руд, образовавшихся при регенерации и переотложении рудного вещества вмещающих комплексов.

Формирование Au руд происходило в два этапа тектоно-магматической активизации и в значительной степени было оторвано от первичного отложения позднеархейских супракрустальных толщ зеленокаменного пояса.

Первый этап Au проявлений ассоциируется с гранитоидами (2,65 млрд. лет) и контролируется субмеридиональными разломами глубинного заложения зоны Маанселька и представлен золото-кварцевым и золото-пирит-кварцевым типом орудинения.

Второй, наиболее продуктивный, этап формирования Au руд связан с раннепротерозойскими селецкими микроклиновыми и рапаквиподобными щелочными гранитами с возрастом 2,45 млрд. лет и контролируется региональными тектоническими зонами СЗ 310⁰ простирания и представлен характерным золото-арсенопирит-кварцевым типом орудинения. Золото рудопроявления Луупенсуо, открытого в 2005 г., высокопробное, свободное, легкообогатимое. Размер зерен Au от 2 до 250 мкм (средний 42 мкм). Прогнозные ресурсы рудопроявления по категории Р₁ составляет 125 т Au.

Второй этап протерозойской тектоно-магматической активизации Костомукшского, а также Кухмо-Суомуссалми (Финляндия) зеленокаменных поясов проявился в среднем рифее (1,23 млрд. лет) (рис.). В пределах Костомукшского рудного поля выявлено более 100 даек лампроитов различного минерального состава [1] и ряд диатрем кимберлитов II группы оранжейтов [2]. Кроме этого присутствуют десятки даек: оливин-флогопитовых мелилититов и ассоциирующих с ними оливин-кальцит-флогопитовых пород, аллицитов - оливин-кальцитовых пород с апатитом, апопироксенитовых ильменит-биотит-амфиболовых пород, ильменит-биотит-амфибол-кварц-карбонатных пород, щелочных лампрофиров комптонит-мончекитового ряда, субщелочных лампрофиров-керсантитов, конга-диабазов и долеритов. Все перечисленные дайки прорывают лопийские супракрустальные толщ. Их мощность от 0,1-10 м до 35 м и протяженность до 500 м. Простирание их СВ 5-15⁰ и СЗ 310⁰.

Кимберлиты представлены в Костомукшском зеленокаменном поясе тремя диатермами овальной формы 200x200 м; 180x150 м и фрагментом диатрем прослеженным на расстоянии 15 м. Минеральный и химический состав минералов диатрем показал наличие минералов — индикаторов кимберлитов II разновидности — оранжейтов (пироп, шпинель, хромдиопсид, пикроильменит, хромпикотит, хромит, апатит и Sr-apatит, тетро-феррифлогопит, рутил и другие минералы).

Диатремы кимберлитов сложены эксплозивными брекчиями с обломками гарцбургитов-дунитов 0,1-10 см в поперечнике и амфиболовых сланцев по базальтам контоксской серии. Основная масса кимберлитов (оранжейтов) представлена флогопитом, оливином. Обломки в кимберлитах имеют округлую, овальную формы, оплавлены. Количество обломков во флогопитовой основной массе кимберлитов может достигать 50%.

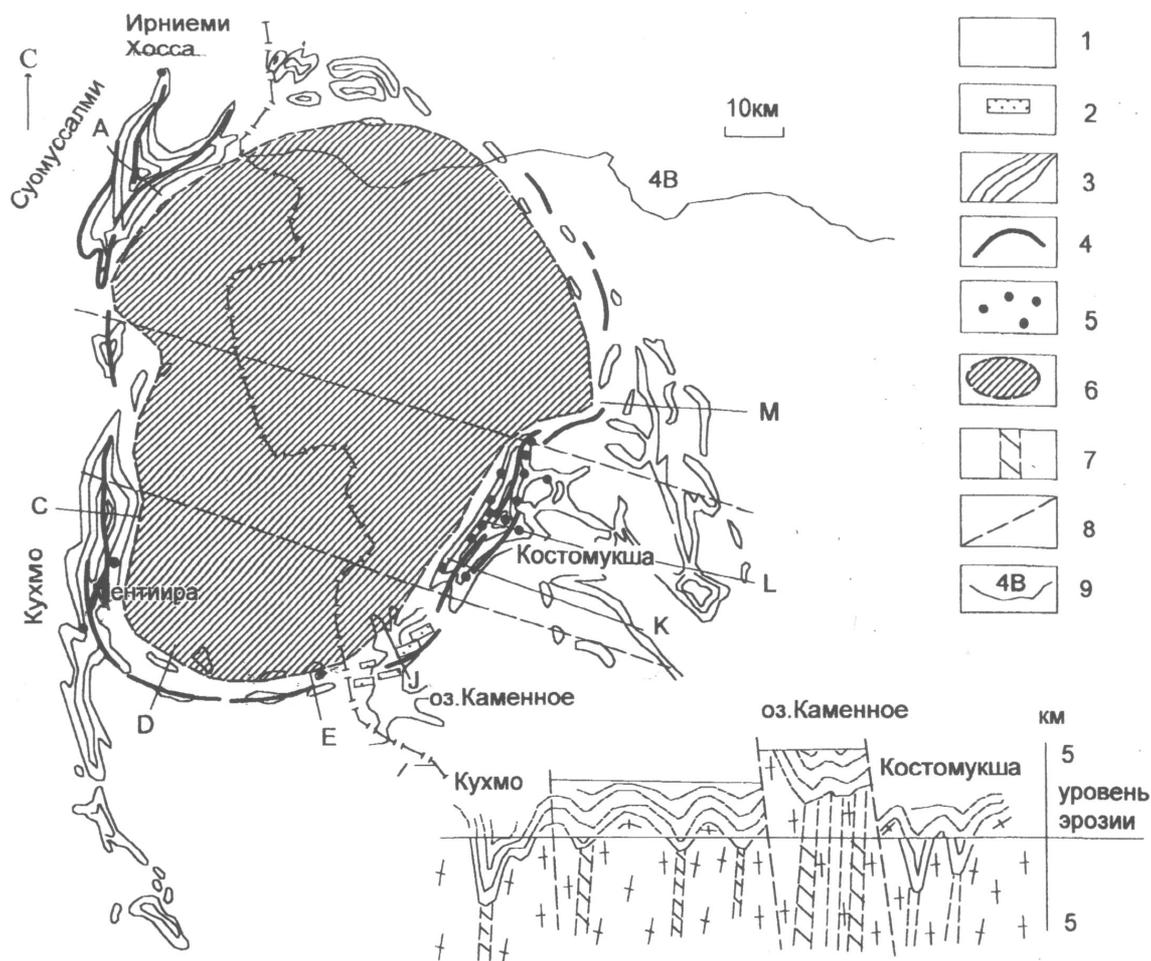


Рис. Структурные единицы района Костомукшского зеленокаменного пояса и размещение полей кимберлитов и лампроитов. 1 – гнейсо-граниты и тоналиты; 2 – дайки долеритов и габбро-долеритов; 3 – позднеархейские супракрупальные толщи; 4 – разломы; 5 – диатремы и дайки ультраосновных-щелочных пород; 6 – породы Вокнаволоцкого блока; 7 – реконструируемые подводные каналы базальтов; 8 – геолого-геофизический профиль 4В «М7».

Fig. Structural units of the Kostomuksha greenstone belt area and distribution of kimberlite and lamproite fields. 1 – gneissose-granites and tonalites; 2 – dolerite and gabbro-dolerite dykes; 3 – Late Archean supracrustal units; 4 – faults; 5 – diatremes and dykes of ultramafic-alkaline rocks; 6 – Voknavolok Block rocks; 7 – reconstructed incurrent channels of basalts; 8 – geological-geophysical profile 4B «M7».

Из оранжейтов Костомукшского рудного района были выделены десять кристаллов алмазов тетраэдрической и октаэдрической формы размером 0,8-1,5 мм. Кристаллы бесцветные.

Распространение и структурный контроль кустов кимберлитовых диатрем можно объяснить приуроченностью их к узлам пересечения и сочленения сопоставимых по рангу мантийных субширотных (СЗ 300-310⁰) и дуговых субмеридиональных (СВ 15⁰) тектонических разломных зон глубинного заложения. В таких точках возникают наиболее благоприятные условия для образования ствольных высокопроницаемых участков, которые могли спровоцировать внедрение в земную кору мантийного вещества.

Возникновение в континентальной литосферной мантии разноглубинных мантийных очагов и последующее продвижение магм к поверхности, вероятно, связано с воздействием плюма на литосферную плиту.

Early Precambrian Archean greenstone belts with characteristic primary composition and mineralogy are geologically the most significant oldest structures in the Fennoscandian Shield. One of

Karelia's best-studied and promising greenstone belts is the Kostomuksha belt that exhibits a distinctive primary composition of supracrustal rocks, distinctive multiple tectono-magmatic activation processes and a distinctive combination of useful minerals.

The study of polychromous geological complexes, carried out on a structural facies basis with regard for the results of geological and geophysical studies of the deep structure of the Kostomuksha greenstone belt, has cast light on the evolution of the most essential ore-bearing structures and revealed a general distribution pattern of various types of useful minerals. The data obtained have shown that the structural position of the Kostomuksha greenstone belt depends on a mobile-permeable zone located in the belt at its boundary with an Early Archean block (see an abstract by Gorkovets & Rayevskaya in this volume). The belt was cratonized but remained a long-lived deep-fault domain responsible for a distinctive mineralogical pattern of Late Archean and Proterozoic tectono-magmatic activation processes.

The presence of gold occurrences in the Kostomuksha Ore Province was emphasized in the late 1970s-early 1980s scientific and economic reports. Based on 1990-2000 geological and mineralogical studies, the gold occurrence in the Kostomuksha greenstone belt was described as a promising gold-sulphide-quartz type of gold deposits characteristic of greenstone belts where iron-chert formations are present.

The hydrothermal genesis of Au ores, produced by regeneration and redeposition of the ore matter of host complexes, can be interpreted on the basis of the geological-structural and elementary-morphological characteristics of the gold occurrences in the Kostomuksha Ore Province.

Au ore formation was split into two tectono-magmatic activation stages and was largely separated from the primary deposition of the Late Archean supracrustal rocks of the greenstone belt.

Stage I in Au occurrences is associated with 2.65 Ga granitoids, is controlled by near-N-S Maanselka-zone deep faults and is represented by gold-quartz and gold-pyrite-quartz types of mineralization.

Stage II, the most productive stage in Au ore formation, is associated with Early Proterozoic Seletskian 2.45 Ga microcline and rapakivi-like alkaline granites, is controlled by regional tectonic zones that strike NW at 310° and is represented by a characteristic gold-arsenopyritic-quartz type of mineralization. Gold from the Luupensuo occurrence, discovered in 2005, is high-grade, free and easily dressable. Au grains vary in size from 2 to 250 μm (average size 42 μm). The predicted P_1 resources of the ore occurrence are estimated at 125 t Au.

Stage II in Proterozoic tectono-magmatic activation of the Kostomuksha and Kuhmo-Suomussalmi (Finland) greenstone belt took place in Middle Riphean time (1.23 Ga) (Fig.). Over 100 dykes of lamproites that differ in mineral composition [1] and some kimberlite diatremes of group-II orangites [2] were revealed in the Kostomuksha Ore Field. Furthermore, there occur dozens of dykes such as dykes of olivine-phlogopitic melilitites and associated olivine-calcitic-phlogopitic rocks; dykes of allikite – olivine-calcitic rocks with apatite, dykes of apopyroxenitic-ilmenitic-biotitic-amphibole rocks, dykes of ilmenitic-biotitic-amphibole-quartz-carbonate rocks, dykes of comptonite-monchiquite-series alkaline lamprophyres, dykes of subalkaline lamprophyres-kersantites, konga-diabases and dolerites. All of the above dykes cut Lopian supracrustal units. They vary in thickness from 0.1-10 m to 35 m and extend for up to 500 m. They strike NE at $5-15^{\circ}$ and NW at 310° .

In the Kostomuksha greenstone belt, kimberlites are represented by three oval-shaped diatremes, 200x200 m; 180x150 m and a fragment of diatremes traced over 15 m. Mineralogical and chemical analysis of diatremal minerals has shown the presence of kimberlite II indicator minerals - orangites (pyrope, spinel, chrome-diopside, picroilmenite, chrome-picotite, chromite, apatite and Sr-apatite, tetroferriphlogopite, rutile and other minerals).

Kimberlitic diatremes consists of explosive breccia with fragments of harzburgite-dunitite, 0.1-10 cm across, and amphibole schists after Kontokki-series basalts. The matrix of kimberlites (orangites) is made up of phlogopite and olivine. Fragments in kimberlites are rounde to oval-shaped and are melted. Fragments in the phlogopitic matrix of kimberlites account for up to 50%.

Ten tetrahedral and octahedral diamond crystals, 0.8-1.5 mm in size, were extracted from orangites of the Kostomuksha Ore Province. The crystals are colourless.

The distribution and structural control of kimberlitic diatreme clusters could be due to their confinence to the intersection and joint zones of comparably ranking mantle near-E-W-trending (NW $300-310^{\circ}$) and near-N-S-trending (NE 15°) arcuate tectonic fault zones generated at depth. Conditions, most

favourable for the formation of highly permeable stem sites that could provoke the intrusion of mantle matter into the earth crust, arise at such points.

The emergence of mantle chambers at different depths in the continental lithospheric mantle and the subsequent movement of magma towards the surface are probably connected with the effect of the plume on the lithospheric plate.

Литература – References

Проскуряков В.В., Увадьев Л.И. и др. Щелочные калиевые породы района Костомукшского железорудного месторождения (Западная карелия).//ДАН СССР. 1989. Т. 307. № 6. С. 1457-1460. || Proskuryakov, V.V., Uvadyev L.I. et al. Alkaline potassic rocks from the Kostomuksha iron deposit area, West Karelia.//DAN SSSR. 1989. Vol. 307. No. 6. P. 1457-1460.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Попов М.Г., Свириденко Л.П., Светов А.П. Прогнозы алмазности Карельского региона Фенноскандинавского щита.//Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогенез Северо-Запада России. Материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск. 2007. С. 110-113. || Gorkovets, V.Y., Rayevskaya, M.B., Popov, M.G., Sviridenko, L.P. and Svetov, A.P. Predicted diamond potential of the Karelian region, Fennoscandian Shield.//Geodynamics, magmatism, sediment formation and mineralogy of Northwest Russia. Proceedings of the All-Russian Conference. Petrozavodsk. 2007. P. 110-113.

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ТЕРРЕЙНАМИ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫМ ВУТАЙ И ГЛУБОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫМИ ХЕНШАН И ФУПИН: ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ЭВОЛЮЦИИ ТРАНС-СЕВЕРОКИТАЙСКОГО ОРОГЕНА

Джао Г.¹, Уайлд С.А.², Крөнер А.³

¹Факультет наук о Земле, Гонконгский университет, Гонконг

²Факультет прикладной геологии, Кертинский технологический университет, Перт, Австралия

³Институт геологических наук, университет Майнца, Германия

RELATIONS OF THE WUTAI GRANITE-GREENSTONE TERRANE AND HENGSHAN AND FUPING HIGH-GRADE TERRAINS: IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF THE TRANS-NORTH CHINA OROGEN

Zhao G.¹, Wilde S.A.², Kröner A.³

¹Department of Earth Sciences, The University of Hong Kong, Hong Kong

²Department of Applied Geology, Curtin University of Technology, Perth, Australia

³Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz, Germany

В предложенной недавно модели тектонической эволюции Северокитайского кратона рассматриваются два палеопротерозойских коллизионных события типа „континент-континент”. Более раннее событие привело к образованию пояса Хондалит широтного простирания, вдоль которого произошло слияние блока Йиншан на севере и блока Ордос на юге с образованием Западного блока с возрастом ~1.95 млрд. лет (Zhao et al., 2005), в то время как второе событие привело к образованию Транс-Северокитайского орогена меридионального простирания, вдоль которого Западный блок столкнулся с Восточным блоком, образовав Северокитайский кратон ~1.85 млрд. лет назад (Zhao et al., 2001, 2002, 2005; Wilde et al., 2002, 2005; Kröner et al., 2005, 2006).

Как самое обширное и литологически наиболее представительное обнажение фундамента, протянувшееся через Транс-Северокитайский ороген, Хеншан-Вутай-Фупинские горы (ХВФГ) являются, возможно, самым перспективным районом для детального исследования магматической, структурной и метаморфической истории Северокитайского кратона. Особое значение имеет присутствие гранит-зеленокаменного комплекса низкой ступени метаморфизма (комплекс Вутай), расположенного между двумя глубокометаморфизованными гнейсовыми комплексами – Хеншан и Фупин. Первоначально были предложены две различные тектонические модели эволюции ХВФГ. Согласно одной из них, комплексы Хеншан и Фупин представляли собой единый континентальный блок, который в позднем архее подвергся рифтогенезу, связанному с образованием Вутайских зеле-

нокаменных пород, и за которым в палеопротерозое последовало его закрытие (Tian, 1991; Yuan and Zhang, 1993), тогда как, согласно второй модели, эти горы были позднеархейской коллизионной системой “континентальная дуга – континент”, в которой комплексы Фупин и Хеншан представляли собой два экзотических архейских континентальных блока, а гранит-зеленокаменный комплекс Вутай – островную дугу между ними (Li et al., 1990; Wang et al., 1996; Polat et al., 2005). Хотя тектонические обстановки и процессы эволюции этих гор в предложенных моделях различны, авторы обеих моделей предполагают, что гнейсовые ассоциации Хеншан и Фупин были более древним фундаментом для супракрустальных пород Вутайского комплекса. Однако последние геохронологические, геохимические и метаморфические данные показывают, что эти три комплекса составляют единую долгоживущую неоархейскую-палеопротерозойскую магматическую дугу, где комплекс Вутай представляет собой верхнекоровую область, тогда как гнейсы Хеншан и Фупин являются нижнекоровыми компонентами, образующими корень дуги. Самый ранний связанный с дугой магматизм в ХВФГ произошел 2560-2520 млн. лет назад и был отмечен внедрением Вутайских гранитоидов; затем 2530-2515 млн. лет назад произошел дуговой вулканизм, в результате которого образовались Вутайские зеленокаменные породы. Расширение, вызванное обширным дуговым вулканизмом, привело к развитию задугового бассейна или краевого моря, в результате чего ХВФГ разделились на островную дугу Хеншан-Вутай (японского типа) и реликтовую дугу Фупин. В период 2520-2480 млн. лет назад субдукция под островную дугу Хеншан-Вутай вызвала парциальное плавление нижней коры с образованием тоналит-трондjemит-гранодиоритовых (ТТГ) свит, в то время как субдукция краевого моря восточного направления привела к реактивации реликтовой дуги Фупин, где произошло внедрение ТТГ-свиты Фупин. В период 2360-2000 млн. лет назад в регионе Хеншан-Вутай-Фупин имели место спорадические фазы изолированного гранитоидного магматизма, в результате чего в комплексе Хеншан образовались гранитоиды с возрастом 2360 млн. лет, ~2250 млн. лет и 2000-2100 млн. лет, в комплексе Вутай сформировались граниты Ванджиахуи и Давальян с возрастом ~2100 млн. лет, а в комплексе Фупин – гранитоиды Наньин с возрастом 2100-2000 млн. лет. Приблизительно 1920 млн. лет назад островная дуга Хеншан-Вутай испытала растяжение, вызванное, возможно, субдукцией океанического хребта, что привело к внедрению дотектонических даек габбро, которые, совместно со своими вмещающими породами, были впоследствии метаморфизованы, образовав средне - высокобарические гранулиты. В период 1880-1820 млн. лет назад дуговая система Хеншан-Вутай-Фупин претерпела наложение, интенсивную деформацию и метаморфизм в ходе крупного, обширного регионального орогенного события - Лульянского орогенеза, которое привело к образованию Транс-Северокитайского орогена в результате коллизии Восточного и Западного блоков. Наконец после внедрения роя мафических даек 1780-1750 млн. лет назад произошла стабилизация ХВФГ.

Суммируя вышесказанное, авторы пришли к выводу, что эволюция гранит-зеленокаменного комплекса Вутай низкой ступени метаморфизма и глубокометаморфизованных гнейсовых комплексов Хеншан и Фупин, возможно, не была связана с локальным взаимодействием этих комплексов путем либо закрытия рифта Вутай (Tian, 1991; Yuan and Zhang, 1993), либо коллизии микроконтинентальных блоков Хеншан и Фупин (Li et al., 1990; Wang et al., 1996; Polat et al., 2005), но представляет собой непрерывный разрез от верхней до нижней коры, который претерпел деформацию, метаморфизм и эксгумацию в ходе коллизии Западного и Восточного блоков вдоль Транс-Северокитайского орогена с образованием когерентного фундамента Северокитайского кратона ~1.85 млрд. лет назад (Zhao et al., 2001, 2005; Wilde et al., 2002; Kröner et al., 2005, 2006).

Исследование проводилось при финансовой поддержке Hong Kong RGC GRF (гранты №№ (7066/07P, 7063/06P и 7053/08P).

A recent proposed model for the tectonic evolution of the North China Craton envisages two Paleoproterozoic continent-continent collisional events. The earlier one formed the west-east-trending Khondalite belt along which the Yinshan Block in the north and the Ordos Block in the south amalgamated to form the Western Block at ~1.95 Ga (Zhao et al., 2005), whereas the second one led to the formation of the north-south-trending Trans-North China Orogen along which the Western Block collided with the Eastern Block to form the North China Craton at ~1.85 Ga (Zhao et al., 2001, 2002, 2005; Wilde et al., 2002, 2005; Kröner et al., 2005, 2006).

As the largest and most lithologically representative basement exposure across the Trans-North China Orogen, the Hengshan-Wutai-Fuping Mountains (HWFM) are probably the most promising area for investigating the detailed magmatic, structural and metamorphic history of the North China Craton. Of particular significance is the presence of a low-grade granite-greenstone terrain (Wutai Complex) located between two high-grade gneiss complexes (Hengshan and Fuping Complexes). Two contrasting tectonic models were originally proposed for the evolution of the HWFM. One argues that the Fuping and Hengshan Complexes represented a single continental block that underwent late Archean rifting associated with formation of the Wutai greenstones and followed by closure in the Paleoproterozoic (Tian, 1991; Yuan and Zhang, 1993), whereas the other proposes that Mountains were a late Archaean continent–arc–continent collision system, in which the Fuping and Hengshan Complexes represented two exotic Archean continental blocks, and the Wutai granite-greenstone represented an intervening island arc (Li et al., 1990; Wang et al., 1996; Polat et al., 2005). Although these two models propose different tectonic settings and processes for the evolution of the Mountains, they both assume that the Hengshan and Fuping gneiss assemblages were an older basement to the Wutai supracrustal rocks. However, recent geochronological, geochemical and metamorphic data indicate that the three complexes constitute a single, long-lived Neoproterozoic to Palaeoproterozoic magmatic arc where the Wutai Complex represents an upper crustal domain, whereas the Hengshan and Fuping gneisses represent the lower crustal components forming the root of the arc. The earliest arc-related magmatism in the HWFM occurred at 2560–2520 Ma, marked by the emplacement of the Wutai granitoids, which was followed by arc volcanism at 2530–2515 Ma, forming the Wutai greenstones. Extension driven by widespread arc volcanism led to the development of a back-arc basin or a marginal sea, which divided the HWFM into the Hengshan-Wutai island arc (Japan-type) and the Fuping relict arc. At 2520–2480 Ma, subduction beneath the Hengshan-Wutai island arc caused partial melting of the lower crust to form the Hengshan tonalitic-trondhjemitic-granodioritic (TTG) suites, whereas eastward-directed subduction of the marginal sea led to the reactivation of the Fuping relict arc, where the Fuping tonalitic-trondhjemitic-granodioritic suite was emplaced. In the period 2360–2000 Ma, sporadic phases of isolated granitoid magmatism occurred in the Hengshan-Wutai-Fuping region, forming 2360 Ma, ~2250 Ma and 2000–2100 Ma granitoids in the Hengshan Complex, the ~2100 Ma Wangjiahui and Dawaliang granites in the Wutai Complex, and the 2100–2000 Ma Nanying granitoids in the Fuping Complex. At ~1920 Ma, the Hengshan-Wutai island arc underwent an extensional event, possibly due to the subduction of an oceanic ridge, leading to the emplacement of pre-tectonic gabbroic dikes that were subsequently metamorphosed, together with their host rocks, to form medium- to high-pressure granulites. At 1880–1820 Ma, the Hengshan-Wutai-Fuping arc system was juxtaposed, intensely deformed and metamorphosed during a major and regionally extensive orogenic event, the Lüliang Orogeny, that generated the Trans-North China Orogen through collision of the Eastern and Western blocks. The HWFM was finally stabilized after emplacement of a mafic dyke swarm at 1780–1750 Ma.

In summary, the evolution of the low-grade Wutai granite-greenstone terrane and the high-grade Hengshan and Fuping gneiss terrains may not have been related to a local interaction of these terranes, either through closure of the Wutai rift (Tian, 1991; Yuan and Zhang, 1993) or collision between the Hengshan and Fuping micro-continental blocks (Li et al., 1990; Wang et al., 1996; Polat et al., 2005), but represent a continuous section of upper to lower crust which was deformed, metamorphosed and exhumed during collision between the Western and Eastern Blocks along the Trans-North China Orogen to form the coherent basement of the North China Craton at ~1.85 Ga (Zhao et al., 2001, 2005; Wilde et al., 2002; Kröner et al., 2005, 2006).

This study was supported by Hong Kong RGC GRF grants (7066/07P, 7063/06P and 7053/08P).

Литература – References

Kröner, A., Wilde, S.A., Li, J.H., and Wang, K.Y. Age and evolution of a late Archaean to early Palaeozoic upper to lower crustal section in the Wutaishan/Hengshan/Fuping terrain of northern China // *J. Asian Earth Sci.* 2005. v. 24, p. 577–595.

Kröner, A., Wilde, S. A., Zhao, G.C., O'Brien, P.J., Sun, M., Liu, D.Y., Wan, Y.S., Liu, S.W., and Guo, J.H. Zircon geochronology of mafic dykes in the Hengshan Complex of northern China: evidence for late Palaeoproterozoic rifting and subsequent high-pressure event in the North China Craton // *Precambrian Res.* v. 146, p. 45–67.

Li, J.L., Wang, K.Y., Wang, Q.C., Liu, X.H., Zhao, Z.Y. Early Proterozoic collision mountain belt in Wutaishan area, China // *Sci. Geol. Sin.* 1990. v. 25, p. 1–11.

Polat, A., Kusky, T.M., Li, J.H., Fryer, B., Kerrich, R., Patrick, K. Geochemistry of Neoproterozoic (ca. 2.55–2.50 Ga) volcanic and ophiolitic rocks in the Wutaishan greenstone belt, central orogenic belt, North China Craton: Implications for geodynamic setting and continental growth // *Bull. Geol. Soc. Am.* 2005. v. 117, p. 1387–1399.

Tian, Y.Q. Geology and Mineralization of Wutai–Hengshan Greenstone Belt. Taiyuan: Shanxi Science & Technology Press, 1991. 244 p.

Wang, K.Y., Li, J.L., Hao, J., Li, J.H., Zhou, S.P. The Wutaishan mountain belt within the Shanxi Province, Northern China: a record of late Archean collision tectonics // Precambrian Res. 1996. v. 78, p. 95–103.

Wilde, S.A., Zhao, G.C., Sun, M. Development of the North China Craton during the late Archean and its final amalgamation at 1.8 Ga: Some speculations on its position within a global Palaeoproterozoic supercontinent // Gondwana Res. 2002. v. 5, p. 85–94.

Wilde, S.A., Cawood, P.A., Wang, K.Y., Nemchin, A.A. Granitoid evolution in the late Archean Wutai Complex, North China Craton // J. Asian Earth Sci. 2005. v. 24, p. 520–520.

Yuan, G.P., Zhang, R.Y. The structural environment of the Paleorift in Wutai greenstone belt // Shanxi Geol. 1993. v. 8, p. 21–28.

Zhao, G.C., Wilde, S. A., Cawood, P. A., Sun, M. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution // Precambrian Res. 2001. v. 107, p. 45–73.

Zhao, G.C., Wilde, S.A., Cawood, P.A. Sun, M. SHRIMP U-Pb zircon ages of the Fuping Complex: Implications for late Archean to Paleoproterozoic accretion and assembly of the North China Craton // American J. Sci. 2002. v. 302, p. 191–226.

Zhao, G.C., Sun, M., Wilde, S.A., Li, S.Z. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited // Precambrian Res. 2005. v. 136, p. 177–202.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ НЕОАРХЕЙСКИХ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ И ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА – СХОДСТВО И РАЗЛИЧИЯ

Иващенко В.И., Голубев А.И.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, ivashche@krc.karelia.ru

GOLD POTENTIAL OF NEOARCHEAN AND PALEOPROTEROZOIC GREENSTONE AND GRANITOID COMPLEXES IN THE FENNOSCANDIAN SHIELD: SIMILARITIES AND DIFFERENCES

Ivashchenko V.I. and Golubev A.I.

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, ivashche@krc.karelia.ru

Золоторудный потенциал Фенноскандинавского щита связан преимущественно с неоархейскими и палеопротерозойскими зеленокаменными и гранитоидными комплексами, соответствующие рудные объекты в пределах которых в генетическом аспекте практически идентичны. Они относятся к нескольким генетическим типам [2], главными среди которых являются орогенический мезотермальный, порфиоровый (intrusion-related), колчеданный (VMS) и эпитеpmальный (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 контролируются зонами сдвиговых дислокаций глубинного заложения [5]. 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. Шеллеффте, Раахе-Хаапаярви) [2]. Золоторудоконтролирующие сдвиговые структуры установлены также в сланцевом поясе Тампере, провинции Бергслеген, ЮЗ Финляндии и С. Приладожье.

Table. Comparison of the main characteristics of gold deposits in Neoproterozoic and Paleoproterozoic greenstone and granitoid complexes on the Fennoscandian Shield.

Characteristics	Archean	Proterozoic
Orogenic mesothermal type		
Abstract formation	Gold-sulphide (Pampalo, Valkeasuo, Hattunoja, Pedrolampi, Rybozero, Oleninskoye)	Gold-arsenide (Suurikuosikko, Osikonmäki, Päkylä) Gold-sulphide (Pahtavaara, Juomasuo, Saattopora) Gold-telluride (Raikonkoski)
Mineral type	Gold-pyritic-pyrrhotitic Gold-pyrrhotitic-arsenopyritic	Gold-arsenopyritic Gold-pyritic Gold-chalcopyritic
Mode of occurrence and composition of gold	Native gold Au – 70-100%, Ag – 0-25%, Cu – 0-0.53%, Sb – 0-2.8%, Hg – 0-5%	Invisible gold, native gold Au – 40-100%, Ag – 0-60%, Hg – 0-23%, Se – 0-1.7%, Te-0-5%
Au resources/production, t	200/1.8	870/130
Porphyric (intrusion-related) type		
Abstract formation	Copper-gold (Lobash-1, Gold-rare-metal (Jalonvaara, Pellapakh)	Copper-gold (Aitik, Bjorkdal, Kopsa, Johineva, Kurula)
Mineral type	Gold-polysulphide Gold-pyritic	Gold-Chalcopyritic Gold-arsenopyritic
Mode of occurrence and composition of gold	Native gold Au – 65-100%, Ag – 0-35%, Cu – 0-0.5%	Native gold Au – 40-100%, Ag – 0-55%, Cu – 0-0.9%, Hg – 0-12%
Au resources/production, t	60/0	270/70
Massive-sulphide (VMS) type		
Abstract formation	Gold-sulphide (S.-Vozhminskoye, Talpus, Nyalmozerskoye)	Gold-sulphide (Outokumpu, Pyhäsalmi, Haveri, Vihanti, Falun, Renstrom)
Mineral type	Gold-polysulphide Gold-chalcopyritic-pyritic	Gold-polysulphide Gold-chalcopyritic-pyrrhotitic
Mode of occurrence and composition of gold	Native gold	Native gold. Electrum.
Au resources/production, t	5/0	150/90
Epithermal type		
Abstract formation	Gold-quartz (Kylmäkangas)	Gold-telluride (Kutemajärvi, Järvenpää) Gold-polysulphide (Boliden)
Mineral type	Gold-pyritic	Gold-altaitic-pyritic Gold-arsenopyritic-pyritic
Mode of occurrence and composition of gold	Native gold	Native gold 94.9% Au, 2.4%, Ag 2.1% Pb; Au-Ag-Hg
Au resources/production, t	?/0	200/150
Total Au resources/production, t	265/1.8	1490/440

Note: Table was made using data from [1, 3], <http://en.gtk.fi/ExplorationFinland/Commodities/Gold/depositlist.html>, <http://geomaps2.gtk.fi/website/fodd/viewer.html>.

Наиболее значимым и исследованным орогеническим мезотермальным оруденением золота в архее Фенноскандинавского щита являются месторождения района Иломанси (Финляндия) зеленокаменного пояса Ялонвара-Хатту-Тулос, в пределах российской части которого в сходной геологической позиции выявлено (КГЭ, ИГ Кар.НЦ РАН,) несколько перспективных рудопроявлений золота (Соаньоки, Хатуноя, Пролонваара, Юованьйоки и др.). В других архейских зеленокаменных поясах щита по масштабам и изученности выделяются месторождения Рыбозеро (3,28 т Au; 2,18 г/т) и Педролампи (3,4 т Au; 5,9 г/т) в Карельской гранит-зеленокаменной области [3] и Оленинское (28 т Au, 3,1 г/т), Няльм (34,5 т Au, 0,35-3,7 г/т) – в Кольской [1].

Орогеническое мезотермальное золото в протерозое Фенноскандинавского щита представлено серией промышленных месторождений в Лапландском зеленокаменном поясе, среди которых

одно из крупнейших в регионе - Суурикуосикко (>110 т; 6,1 г/т) и свекофеннидах (Осиконмяки, Йо-кисиву, Лайвакангас, Пякюля, Янис).

Промышленное оруденение золота *порфирового типа (intrusion-related)* по числу месторождений проявлено в пределах Фенноскандинавского щита незначительно. Однако по ресурсам и добыче золота в совокупности с комплексным характером руд представляется одним из ведущих геолого-промышленных типов месторождений золота в регионе. В архее это месторождения Лобаш-1 (5,06 т Au, 4,71 г/т), Пеллапахк (24 т Au, 0,1 г/т) [1, 3], Ялонвара и, вероятно, Таловейс и Заломаевское. В протерозое – Айтик (120 т Au, 0,2 г/т), Бьеркдал (20 т Au, 2,5 г/т), Копса (14 т Au) и др.

Золотонесущие колчеданные месторождения (VMS тип) по состоянию изученности известны только для протерозоя - Оутокумпу - добыто 28 т Au, Виханти и Пюхясалми - добыто ~30 т Au и др.

Эпитермальный тип золоторудной минерализации в Фенноскандии представлен преимущественно свекофеннскими месторождениями, три из которых разрабатывались (Болиден - 128 т Au, Энасен - 20 т Au, Кутемаярви - >15 т Au). Количество золота, полученного из руд этих месторождений, составляет почти половину от всего объема его добычи в регионе за весь исторический период.

Сопоставление главных характеристических признаков золоторудных месторождений неархейских и палеопротерозойских зеленокаменных и гранитоидных комплексов Фенноскандинавского щита (табл.) показало их сходство и различия. Они в полном объеме сходны по генетическим типам месторождений и частично по минеральным типам оруденения, что, вероятно, свидетельствует о принципиально близкой идентичности геодинамических обстановок и эндогенных режимов их формирования. Отличия, заключающиеся в большем разнообразии минеральных типов оруденения, форм нахождения и состава золота, более широком спектре минералов-спутников золота с невысокими значениями удельной энергии кристаллической решетки и гораздо больших запасах протерозойских золоторудных месторождений Фенноскандинавского щита по сравнению с архейскими, предопределяются, по-видимому, различиями динамики проявления эндогенных процессов, ответственных за РТ-градиентные параметры соответствующих рудных систем в архейский и протерозойский этапы эволюции данного щита. Это нашло свое отражение также в крайне ограниченном распространении в архейских комплексах эпитермального и колчеданного (VMS) золотого оруденения (единичные мелкие проявления), арсенипиритсодержащих минеральных ассоциаций и «invisible gold», мелкомасштабности архейских золото-порфировых месторождений, преимущественно связанных с гранитоидами и крупноразмерности их протерозойских аналогов, образованных, главным образом, в связи с монзонитоидами и тоналитами. В совокупности с другими геологическими и геофизическими данными сравнительный анализ золотоносности неархейских и палеопротерозойских зеленокаменных и гранитоидных комплексов Фенноскандинавского щита показал его металлогеническое своеобразие в распределении запасов золота между археем и протерозоем (табл.). Из всего объема добытого в пределах щита золота (~500 т), на долю архейских месторождений приходится ~ 2 т (м. Пампало, Финляндия). Протерозойские (свекофеннские) месторождения Болиден (добыто 128 т Au, 411 т Ag), Айтик (активные запасы: Au – 140 т; Ag – 2800 т) и Суурикуосикко (>115 т Au) - самые крупные золоторудные объекты Европы. Данная металлогеническая специфика щита объясняется, по-видимому, неблагоприятными для последующего крупномасштабного рудогенеза геодинамическими факторами его эволюции в архее [4] и массивной тектоно-термальной проработкой его архейских доменов в свекофеннскую эпоху, обусловившей «разубоживание» и частичное «уничтожение» ранее образованных архейских золоторудных концентраций в зеленокаменных поясах.

The gold potential of the Fennoscandian Shield is chiefly restricted to Neoproterozoic and Paleoproterozoic greenstone and granitoid complexes that host genetically identical ore bodies. They fall into several genetic types [2], the main types being orogenic mesothermal, porphyric (intrusion-related), massive-sulphide (VMS) and epithermal (Table). Most gold deposits were formed in the Neoproterozoic (2.8-2.5 Ga) and Svecofennian (1.9-1.8 Ga) metallogenic epochs.

An *orogenic mesothermal* type of gold deposits is widespread in the Precambrian units of accreted and collaged terrains, and is controlled by deep-seated strike-slip fault zones [5]. In the Fennoscandian Shield, the time of formation and cratonization of its constituents is subdivided into three domains:

Archean, Svecofennian and Gothian. Orogenic-type gold mineralization was produced in the collision stages of their evolution. In the Archean domain, gold mineralization took place during corresponding periods in the evolution of its constituents, the Karelian and Kola granite-greenstone provinces, and at the Svecofennian stage in the evolution of Paleoproterozoic riftogenic greenstone belts formed within its boundaries. In the Svecofennian domain, produced by convergent interaction of a newly-formed oceanic crust with the Karelian Craton, the formation of orogenic mesothermal gold deposits was favoured by collision along the Raahe-Ladoga axis and a maximum intensity of ore formation at a distance of 50-200 km from the axis (Skellefte and Raahe-Haapajärvi areas) [2]. Gold-controlling shear structures have also been reported from the Tampere Schist Belt, the Bergslagen Province, southwestern Finland and the northern Lake Ladoga area.

Deposits in the Ilomantsi area (Finnish extension of the Jalonvaara-Hattu-Tuulos belt), exemplify the most significant and best-studied orogenic mesothermal gold mineralization in Archean rocks of the Fennoscandian Shield. Some prospective gold occurrences, similar in geological position, such as Soanjoki, Hattunoja, Prolonvaara, Juovanjoki etc., have been discovered by the Karelian Geological Survey and the Institute of Geology, KRC, RAS, in the Russian segment of the belt. Deposits, similar in size and extent of study, known from other Archean greenstone belts of the Fennoscandian Shield, are Rybozero (3.28 t Au; 2.18 g/t) and Pedrolampi (3.4 t Au; 5.9 g/t) in the Karelian granite-greenstone province [3] and Oleninskoye (28 t Au, 3.1 g/t) and Nyalm (34.5 t Au, 0.35-3.7 g/t) in the Kola province [1].

In the Fennoscandian Shield, orogenic mesothermal gold in Proterozoic units occurs in a series of economic deposits in the Lapland greenstone belt, Suurikuosikko being one of the largest deposits in the region (over 110 t; 6.1 g/t), and in Svecofennides (Osikonmäki, Jokisivu, Laivakangas, Päkylä and Janis).

A *porphyry (intrusion-related)* type of economic gold mineralization in the Fennoscandian Shield is represented by a small number of deposits. However, considering its gold resources, gold production and complex ore pattern, it is one of the leading economic-geological types of gold deposits in the region. Lobash-1 (5.06 t Au, 4.71 g/t), Pellapakh (24 t Au, 0.1 g/t) [1, 3], Jalonvaara and presumably Taloveis and Zalomaevskoye are Archean deposits and Aitik (120 t Au, 0.2 g/t), Bjorkdal (20 t Au, 2.5 g/t), Kopsa (14 t Au) etc. are Proterozoic deposits

So far, *auriferous massive-sulphide deposits (VMS type)*, such as Outokumpu (28 t Au have been produced), Vihanti and Pyhäsalmi (ca. 30 t Au) etc., have only been discovered in Proterozoic units.

An *epithermal type* of gold mineralization in Fennoscandia is represented dominantly by Svecofennian deposits, three of which (Boliden - 128 t Au, Enasen - 20 t Au, Kutemajärvi – over 15 t Au) have been mined. The amount of gold produced from the above ore deposits makes up almost ½ of total gold production over the entire mining period.

Correlation of the basic characteristics of gold deposits in the Neoproterozoic and Paleoproterozoic greenstone and granitoid complexes of the Fennoscandian Shield (Table) has revealed both similarities and differences. They are completely similar in genetic types of deposits and partly in mineral types of mineralization, suggesting that they were formed in identical geodynamic settings and endogenous regimes. Proterozoic gold deposits display a greater diversity of mineral types of mineralization, modes of occurrence, gold compositions, accessory minerals, smaller crystalline-lattice specific energy values and much larger reserves than Archean gold deposits. This is probably due to differences in the dynamics of endogenous processes responsible for the PT-gradient parameters of ore systems at the Archean and Proterozoic stages in the evolution of the Fennoscandian Shield. Other factors are the scarcity of epithermal and massive-sulphide (VMS) gold mineralization (scarce small occurrences), arsenopyrite-bearing mineral associations and “invisible gold” in Archean complexes, small sizes of Archean gold-porphyry deposits dominantly associated with granitoids and a large size of their Proterozoic analogues chiefly associated with monzonitoids and tonalites. Together with other geological and geophysical data, comparative analysis of the gold potential of Neoproterozoic and Paleoproterozoic greenstone and granitoid complexes of the Fennoscandian Shield has shown its distinctive metallogenic pattern reflected in the distribution of gold reserves between Archean and Proterozoic units (Table). Archean deposits (Pampalo, Finland) have provided ca. 2 t out of ca.500 t of gold produced on the Fennoscandian Shield (ca.500 t). The Proterozoic (Svecofennian) Boliden (128 t Au, 411 t Ag have been produced), Aitik (active reserves: 140 t Au and 2800 t Ag) and Suurikuosikko (over 115 t Au) are Europe’s biggest gold deposits. This metallogenic pattern of the Fennoscandian Shield seems to be due to the geodynamic factors of its Archean

evolution, unfavourable for subsequent large-scale ore formation [4], and massive tectono-thermal reworking of its Archean domains in the Svecofennian epoch, responsible for the “impoverishment” and partial “destruction” of Archean gold ore concentrations formed earlier in greenstone belts.

Литература – References

Гавриленко Б.В. Минерагения благородных металлов и алмазов северо-восточной части Балтийского щита. Докт. диссер. Апатиты. 2003. 399 с. || Gavrilenko, B.V. Mineralogeny of noble-metals and diamonds from the eastern Baltic Shield. Doctoral thesis. Apatity. 2003. 399 p.

Ивашченко В.И. Золото Фенноскандии – металлогения и перспективы золотоносности территории Карелии // Тр. Кар.НЦ РАН. 2006. вып. 9. с. 84-111. || Ivashchenko, V.I. Gold of Fennoscandia: metallogeny and gold potential of Karelia // Transactions of the KRC, RAS. 2006. Issue 9. p. 84-111.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. кн.1. под. ред. В.П.Михайлова и В.Н.Аминова. Петрозаводск. Карелия. 2005. 278 с. || Mineral raw materials base of the Republic of Karelia. Book 1. V.P. Mikhailov and V.N. Aminov, Eds. Petrozavodsk. Karelia. 2005. 278 p.

Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В. и др. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. т. 1. Глобальные закономерности размещения. М. ИГЕМ РАН. 2006. 390 с. || Rundqvist, D.V., Tkachev, A.V., Cherkasov, S.V. et al. Big and gigantic commercial mineral deposits. Vol. 1. Global distribution pattern. M. IGEM, RAS. 2006. 390 p.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F. and Hart C.J.R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Economic Geology. 2003. vol.98. pp.1-29.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ДАННЫХ U-Pb, Lu-Hf И Sm-Nd СИСТЕМ МЕТМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ИЗ ПОРЬЕГУБСКОГО ПОКРОВА ЮГО- ВОСТОЧНОГО ФРАГМЕНТА ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА

Капитонов И.Н.¹, Лохов К.И.¹, Пресняков С.Л.¹, Бушмин С.А.², Сергеев С.А.¹

¹ Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия, Igor_Kapitonov@vsegei.ru

² ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, bushmin@sb1402.spb.edu

CORRELATION OF DATA ON THE U-Pb, Lu-Hf AND Sm-Nd SYSTEMS OF METAMORPHIC ROCKS FROM THE PORYEGUBA NAPPE OF THE SOUTHEASTERN FRAGMENT OF THE LAPLAND GRANULITE BELT

Kapitonov I.N.¹, Lohov K.I.¹, Presnyakov S.L.¹, Bushmin S.A.², Sergeyev S.A.¹

¹ Centre for Isotopic Studies, VSEGEI, St.Petersburg, Russia (Igor_Kapitonov@vsegei.ru)

² Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St.Petersburg, Russia (bushmin@sb1402.spb.edu)

Цирконы, традиционно применяемые для U-Pb датирования, являются важнейшими концентраторами гафния в горных породах за счет его изоморфного вхождения в их структуру. Как правило цирконы содержат более 1000 ppm гафния при низкой величине Lu/Hf, что делает поправку на распад лютеция с момента образования циркона достаточно малой. Изучение изотопной систематики гафния в цирконах позволяет решить две задачи: определение модельного возраста кристаллизации по гафнию и определения начального изотопного состава гафния при образовании породы (ϵ_{Hf}). Последнее возможно для цирконов с известным возрастом и представляется особенно ценным для определения генезиса цирконов датированных при помощи других локальных методов, например вторично-ионного зонда типа SHRIMP. Измерение изотопного состава гафния представляет значительную трудность за счет его высокого потенциала ионизации, однако с появлением мультиколлекторных ICP масс-спектрометров данная проблема была решена, а возможность работы этих приборов в комплексе с системой лазерной абляции определила реализацию локального метода изучения изотопной систематики гафния с пространственным разрешением, сопоставимым с вторично-ионными приборами.

В данной работе была выполнена серия измерений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношений методом LA-ICPMS в зернах цирконов пород из Порьегубского покрова юго-восточного фрагмента Лапландского

гранулитового пояса. Измерения с использованием системы лазерной абляции были выполнены в центре изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института с использованием 193 нм. ArF лазера COMPEX-102, системы абляции DUV-193 и многоколлекторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICPMS) Neptune. Для контроля корректности измерений во всех случаях использовались два стандарта цирконов: 91500 и Temora. Конфигурация коллекторов позволяла одновременно регистрировать изотопы ^{172}Yb , ^{174}Yb , ^{175}Lu , ^{176}Hf , ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf , что позволяет выполнить все необходимые коррекции и получить все необходимые отношения.

Типичные значения полученных отношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ лежат в области величины 0,28177. Значение модельного возраста по гафнию лежат в районе величины 1950 млн. лет (расчет выполнен относительно DM, при значениях константы распада, современного и начального отношений $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в соответствии с [2]).

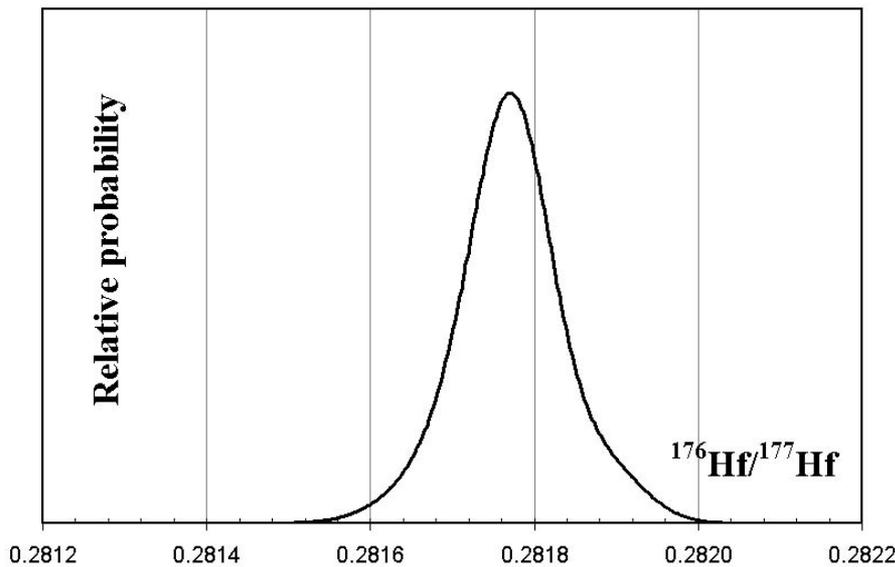


Рис. Плотность распределения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношений в исследованных цирконах (18 определений).

Fig. Density distribution of $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratios in the zircons studied (18 determinations).

Распределение имеет нормальный тип, каких либо возрастных кластеров не выявляется. Расчет средневзвешенного значения по всему массиву данных дает величину вероятного отклонения ± 0.000021 [0.0074%] при 95% вероятности. Это соответствует диапазону модельных возрастов длительностью ~ 55 млн. лет. Данная величина совпадает с диапазоном возрастов полученным при U-Pb датировании на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II [1] и дает независимую оценку длительности процесса. Значения эpsilon Hf(T) составляют $+6 - +7$ единиц относительно CHUR. Сопоставление данного результата с измерениями эpsilon Nd ($+1,8 - +3,1$) [3] показывает, что полученные результаты хорошо соответствует тренду значений эpsilon Hf - эpsilon Nd для земных пород ("terrestrial array") и свидетельствует об аутигенности цирконов.

Полученный диапазон значений модельного возраста показывает, что интервал времени от образования вещества протолита до преобразования вещества при высокотемпературных метаморфических событиях вероятно не превышал 50-60 млн. лет, а само вещество имеет своим источником деплетированный мантийный резервуар и не несет видимых следов коровой контаминации.

Исследования изотопной систематики гафния для данного объекта выполнены как инициативные в ЦИИ ВСЕГЕИ.

Zircons, commonly used for U-Pb dating, are essential hafnium concentrators in rocks because hafnium forms an isomorphic part of their structure. As zircons normally contain over 1000 ppm hafnium at low Lu/Hf ratio, correction for lutecium disintegration from the moment of zircon formation is fairly small. The isotopic systematics of hafnium in zircons is studied to solve two problems: 1) to estimate the

model age of crystallization from hafnium and 2) to determine the initial isotopic composition of hafnium upon rock formation (ϵ_{Hf}). The latter is possible for dated zircons and is particularly valuable for throwing light on the genesis of zircons dated by other local methods, for example, a SHRIMP-type secondary-ion probe. It is difficult to measure the isotopic composition of hafnium because its ionization potential is high, but this problem was solved when a multi-collector ICP mass-spectrometer was invented. As this instrument can operate in combination with a laser ablation system, the isotopic systematics of hafnium can be studied by a local method with a spatial resolution comparable with that of secondary-ion instruments.

A series of measurements of $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratios by the LA-ICPMS method in zircon grains from rocks of the Poryeguba nappe of the southeastern fragment of the Lapland Granulite Belt was made. Measurements made with a laser ablation system were made in the Centre for Isotopic Studies at the All-Russian Geological Research Institute using a 193 nm. ArF COMPex-102 laser, a DUV-193 ablation system and a Neptune multi-collector inductively-coupled plasma mass-spectrometer (ICPMS). To control measurement correctness, two zircon standards, 91500 and Temora, were used in all cases. As the configuration of the collectors made it possible to simultaneously record ^{172}Yb , ^{174}Yb , ^{175}Lu , ^{176}Hf , ^{177}Hf , ^{178}Hf and ^{179}Hf isotopes, all necessary corrections could be made and all ratios required could be obtained.

Typical $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratio values are within 0.28177. The model age from hafnium is estimated at 1950 Ma (calculation was made relative to DM, the disintegration constant value as well as the present and initial $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratios being consistent with [2]).

The distribution pattern is normal, and no age clusters were revealed. Calculation of the weighted average value for the entire massif gave a probable deviation of ± 0.000021 [0.0074%] at 95% probability which agrees with a model age range as long as ~ 55 Ma. This value coincides with the age range obtained by U-Pb dating on a SHRIMP-II secondary-ion mass-spectrometer [1] and gives an independent process length estimate. The $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ values are $+6 - +7$ units relative to CHUR. Comparison of this result with measurements of ϵ_{Nd} ($+1.8 - +3.1$) [3] shows that the results obtained are consistent with the $\epsilon_{\text{Hf}} - \epsilon_{\text{Nd}}$ value trend for a "terrestrial array" and that the zircons are authigenic.

The model age value range obtained suggests that the time interval between protolith matter formation and high temperature metamorphic alteration of the matter was not more than 50-60 Ma and that the matter itself was derived from a depleted mantle reservoir and shows visible traces of crustal contamination.

The isotopic systematics of hafnium for the locality discussed was initially studied at the Centre for Isotopic studies at VSEGEI.

Литература – References

С.А. Бушмин, Е.В. Савва, К.И. Лохов, С.Л. Пресняков, Ю.М. Лебедева, С.А. Сергеев. Изотопный возраст силлиманит-гиперстеновых пород из Порьегубского покрова юго-восточного фрагмента Лапландского гранулитового пояса: U-Pb SHRIMP II датирование цирконов. // Изотопные системы и время геологических процессов. С.-П.: ИГГД РАН. 2009. || S.A. Bushmin, E.V. Savva, K.I. Lokhov, S.L. Presnyakov, Y.M. Lebedeva and S.A. Sergeyev. Isotopic age of sillimanitic-hypersthene rocks from the Poryeguba nappe of the southeastern fragment of the Lapland Granulite Belt: U-Pb SHRIMP II zircon dating. // Isotopic systems and the timing of geological processes. SPb.: IGGD, RAS. 2009.

E. A. Belousova, W. L. Griffin, And Suzanne Y. O'reilly Zircon Crystal Morphology, Trace Element Signatures and Hf Isotope Composition as a Tool for Petrogenetic Modelling: Examples From Eastern Australian Granitoids. Journal of Petrology 2006 47(2):329-353

Ю.М. Лебедева, С.А. Бушмин, Е.С. Богомолов, Е.В. Савва, К.И. Лохов Изотопный возраст силлиманит-гиперстеновых пород из Порьегубского покрова юго-восточного фрагмента Лапландского гранулитового пояса: Sm-Nd метод датирования метаморфических парагенезисов. // Изотопные системы и время геологических процессов. С.-П.: ИГГД РАН. 2009. || Yu.M. Lebedeva, S.A. Bushmin, E. S. Bogomolov, E.V. Savva, K.I. Lokhov. Isotopic age of sillimanitic-hypersthene rocks from the Poryeguba nappe of the southeastern fragment of the Lapland Granulite Belt: Sm-Nd method for dating of metamorphic parageneses. // Isotopic systems and the timing of geological processes. SPb.: IGGD, RAS. 2009.

ОБРАЗОВАНИЕ АРХЕЙСКИХ ЭКЛОГИТОПОДОБНЫХ ПОРОД РАЙОНА ШИРОКОЙ И УЗКОЙ САЛМЫ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ): ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ И ВОЗРАСТ ЦИРКОНА

Каулина Т.В.¹, Япаскурт В.О.², Пресняков С.С.³, Симакин С.Г.⁴

¹ ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия, kaulina@geoksc.apatity.ru
² МГУ, Москва, Россия, ³ ВСЕГЕИ, С-Петербург, Россия, ⁴ Ярославский филиал ФТИ РАН, Ярославль, Россия

FORMATION OF ARCHEAN ECLOGITE-LIKE ROCKS FROM THE SHIROKAYA AND UZKAYA SALMA AREAS, KOLA PENINSULA: GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS, THE COMPOSITION OF INCLUSIONS AND ZIRCON AGE

Kaulina T.V.¹, Yapaskurt V.O.², Presnyakov S.S.³, Simakin S.G.⁴

¹ Geological Institute, Kola Science Centre, RAS, Apatity, Russia, kaulina@geoksc.apatity.ru

² Moscow State University, Moscow, Russia,

³ A.P. Karpinsky All-Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia,

⁴ Ioffe Physical Technical Institute, RAS, Yaroslavl Branch, Yaroslavl, Russia,

В настоящее время существует несколько версий образования эклогитоподобных пород района Широкой и Узкой Салмы (Кольский полуостров): 1) субдукционная модель (Щипанский и др., 2005); 2) эклогитизация в сдвиговых зонах (Митрофанов Ф.П., Козлова Н.Е., личное сообщение) и 3) магматогенная модель (Япаскурт и др., 2006), согласно которой, омфациит является продуктом ликвидусной интрателлурической кристаллизации базитового расплава и не парагенен с гранатом, образующимся на стадии декомпрессии по $Cpx-Pl$ симплектитам.

Распределения РЗЭ и состав минеральных включений в цирконах двух типов из эклогитоподобных пород Широкой Салмы говорит об их образовании в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Датировка 2724 ± 35 млн. лет (SHRIMP-II), полученная по изометричному бесцветному циркону с включениями основного Pl (56 мол. % анортита) соответствует этапу развития в исследуемых породах субсолидусного парагенезиса $Di+Hyp+Pl_{30 \rightarrow 77} \pm Hbl$. В отдельных зернах циркона этого типа отмечается присутствие более древних участков, возможно связанных с магматическим протолитом пород. Их возраст 2.92 млрд. лет согласуется с модельным Lu-Hf возрастом протолита - 2,8-3 млрд. лет (Belousova et al., 2004) и модельным Sm-Nd возрастом - 2.89-3.2 млрд. лет. Возраст коричневого циркона с включениями Cpx ($Jd < 5\%$) - 2703 ± 9 млн. лет (Natarov et al., 2005) отражает время снижения давления до 5 кбар на стадии замещения омфациита $Cpx-Pl-Hbl$ симплектитами.

Fe-Ti эклогитоподобные породы района Узкой Салмы считались реститовой фазой при частичном плавлении эклогитов с образованием плагиогранитоидов (Щипанский и др., 2005). По мнению М.В. Минца (личное сообщение), протолитом Fe-Ti эклогитоподобных пород, скорее всего, были Fe-Ti габбро, известные в ассоциациях океанической коры и среди офиолитовых комплексов. Циркон в пробе Fe-Ti породы представлен короткопризматическими корродированными зернами с гетерогенным внутренним строением и множественными мономинеральными и полифазными включениями. Включения разнообразны по составу: Qtz, Pl ($Ab=90\%$; $An=10\%$); Cpx (Jd 0-6%), Rt, $CaCO_3$, Mu, F-Ap; Al-Sph, TR-Ep, Ep, Py, Gal, Zrn. Напрямую эклогитового парагенезиса в составе включений не зафиксировано. Микронзондовые исследования циркона и датирование отдельных участков, показали, что гетерогенность строения обусловлена процессами метасоматического замещения, основу которого составляет сочетание роста новой фазы, представленной метаморфическими цирконовыми каймами с растворением исходного магматического циркона при участии флюида. Датирование внутренних участков циркона, обогащенных включениями, на SHRIMP-II, определило их возраст как 2939 ± 81 млн. лет. Геохимическая специфика этих участков - высокое Th/U отношение - 1.0-3.0 (типичное для цирконов из основных пород) позволяет рассматривать этот возраст как время магматической кристаллизации протолита пород, что подтверждается Lu-Hf модельным возрастом (3.04-2.8 млрд. лет) цирконов и расположением точек рядом с линией деплетированной мантии (Natarov et al., 2005). В предыдущих публикациях мы приводили возраст 2885 ± 45 млн. лет, рассчитанный для точек с Th/U отношениями > 1.5 , считая их наименее измененными участками. Общее высокое содержание РЗЭ (1000-1280 ppm) и Y (до 4000 ppm), свойственное цирконам коровых пород, в отличие от цирко-

нов мантийных пород с $\Sigma P3Э$ до 50 ppm и Y до 74 ppm (Belousova et al., 1998), а также большое содержание магматического циркона (54 мг циркона из 4 кг пробы), не характерное для базальтов, является свидетельством того, что протолитом эцлогитоподобных пород были габбро. Захват многочисленных включений может объясняться высокой скоростью роста кристаллов циркона, который в основных породах происходит на заключительных стадиях кристаллизации массива.

Цирконовые каймы обеднены P3Э и имеют плоский спектр их распределения, характерный для циркона растущего в породе одновременно или после граната, то есть в условиях дефицита тяжелых P3Э. Согласно петрологическим данным В.В. Япаскурта, синхронно с ростом граната происходил рост Pl-Hbl кайм за счет Cpx-Pl симплектитов при метаморфизме гранат-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Наиболее хорошо эти каймы проявлены в пробе гранатита, где по ним получен возраст 1891 ± 17 млн. лет (Natarov et al., 2005). График в координатах $^{207}Pb/^{206}Pb$ - Th/U, построенный по ядерным зонам и каймам цирконов из проб Fe-Ti «эцлогита» и гранатита хорошо иллюстрирует процесс метасоматического изменения исходных цирконов с образованием кайм и выравниванием состава между ядром и оболочкой. Полученная датировка отвечает заключительной стадии метаморфических преобразований эцлогитоподобных пород, которую они испытали совместно с окружающими ТТГ гнейсами.

Выводы

1. Магматический базитовый протолит (габбро) эцлогитоподобных пород района Широкой и Узкой Салмы образовался из ювенильных расплавов 2,94-2,93 млрд. лет назад. Узкий возрастной интервал кристаллизации этих массивов говорит об их одновременном образовании

2. Эцлогитовый метаморфизм не проявил себя ни в изотопно-геохимических, ни в геохронологических характеристиках цирконов.

3. Эцлогитоподобные породы участка Широкая Салма подверглись гранулитовому метаморфизму в 2.72 млрд. лет синхронно с хорошо известным этапом гранулитового метаморфизма Беломорского пояса (2.73-2.71 млрд. лет). В породах Узкой Салмы это событие практически не проявлено, вероятно, в связи с локальностью проявлений гранулитового метаморфизма, который и в породах Беломорья проявлен не повсеместно.

4. Гранатиты скорее всего представляют собой наиболее измененные краевые участки Fe-Ti «эцлогита», которые претерпели большую переработку в результате деформаций, вызванных коллизионными событиями конца палеопротерозоя. – 1.89 млрд. лет. Этот вывод, во-первых, следует из схожести ядер цирконов в гранатитах и Fe-Ti эцлогитоподобных породах, а во-вторых, из молодого возраста гранатитов как таковых. Sm-Nd T_{DM} гранатитов равен 2030 млн. лет, при этом U-Pb возраст гранатов, из которых на 90% состоит гранатит, равен 1893 ± 55 млн. лет.

5. Исходя из вышеизложенного, наиболее вероятной представляется магматогенная модель, согласно которой появление омфациита скорее связано с кристаллизацией базитового расплава, нежели с эцлогитовым метаморфизмом.

Работа поддержана грантами РФФИ 04-05-64059, 05-05-65012, 07-05-00759

Several models for the formation of eclogite-like rocks in the Shirokaya and Uzkaya Salma areas, Kola Peninsula, have been proposed: 1) a subduction model (Shchipansky et al., 2005); 2) eclogitization in shear-zones (F.P. Mitrofanov, N.E. Kozlova, personal communication) and 3) a magmatogene model (Yapaskurt et al., 2006), according to which omphacite was produced by liquidus intratelluric crystallization of basic rock melt, and is not paragenetic with garnet formed in the decompression stage after Cpx-Pl symplectites.

The REE distribution and composition of mineral inclusions in two types of zircons from Shirokaya Salma eclogite-like rocks suggest their formation under granulite-facies metamorphic conditions. The age 2724 ± 35 Ma (SHRIMP-II), obtained for isometric colourless zircon with basic Pl inclusions (56 mol. % anorthite), agrees with a stage in which the subsolidus paragenesis $Di+Hyp+Pl_{30-77} \pm Hbl$ evolved in the rocks studied. In some grains of this zircon type there are older zones probably related to the igneous protolith of the rocks. Their age, 2.92 Ga, agrees with the model Lu-Hf age (2.8-3 Ga) of the protolith (Belousova et al., 2004) and a model Sm-Nd age of 2.89-3.2 Ga. The age of brown zircon with Cpx inclusions (Jd < 5%), 2703 ± 9 Ma (Natarov et al., 2005), reflects the timing of a decrease in pressure to 5 kbar in the stage of replacement of omphacite by Cpx-Pl-Hbl symplectites.

Fe-Ti eclogite-like rocks from the Uzkaya Salma area were believed to be a restite phase upon partial melting of eclogites that gave rise to plagiogranitoids (Shchipansky et al., 2005). According to M.V.Mints (personal communication), Fe-Ti eclogite-like rocks were most probably formed by metamorphism from Fe-Ti gabbro known from oceanic crust associations and ophiolite complexes. Zircon in a Fe-Ti rock sample occurs as corroded short-prismatic grains showing a heterogeneous internal structure and abundant monomineral and polyphase inclusions that vary in composition: Qtz, Pl (Ab = 90%; An = 10%); Cpx (Jd 0-6%), Rt, CaCO₃, Mu, F-Ap; Al-Sph, TR-Ep, Ep, Py, Gal and Zrn. Eclogitic paragenesis in the composition of the inclusions has not been directly revealed. Microprobe study of zircon and dating of its individual zones have shown that a heterogeneous structure was formed by metasomatic replacement based on a combination of the growth of a new phase, represented by metamorphic zircon rims, with dissolution of primary igneous zircon in which fluid was involved. The age of the internal inclusion-rich zones of zircon, dated on SHRIMP-II, was estimated at 2939±81 Ma. Based on the distinctive geochemical pattern of the zones, namely a high Th/U ratio (1.0-3.0) typical of zircons from mafic rocks, this age is interpreted as the time of magmatic crystallization of the protolith of the rocks, as supported by the Lu-Hf model age (3.04-2.8 Ga) of zircons and the proximity of the points to the depleted mantle line (Natapov et al., 2005). In earlier publications, we gave the age 2885±45 Ma calculated for points with Th/U ratios >1.5, assuming them to be the least altered zones. High total REE (1000-1280 ppm) and Y (up to 4000 ppm) concentrations, typical of zircons from crustal rocks, in contrast to those from mantle rocks with ΣP3Θ of up to 50 ppm and Y up to 74 ppm (Belousova et al., 1998), as well as a high concentration of igneous zircon (54 mg of zircon from a 4-kg sample), not characteristic of basalts, show that eclogite-like rocks were formed by metamorphism from gabbro. Trapping of abundant inclusions could be due to a high growth rate of zircon crystals observed in mafic rocks in the final massif crystallization phases.

Zircon rims are depleted in REE and show a flat distribution pattern typical of zircon that grows in the rock either simultaneously with or after garnet, i.e. under HREE-deficit conditions. Petrological data obtained by V.V. Yapaskurt show that garnet growth was accompanied by the growth of Pl-Hbl rims, favoured by Cpx-Pl symplectites, upon garnet-amphibolite- and amphibolite-facies metamorphism. The age 1891±17 Ma was obtained for rims in a granatite sample, where they are best-defined (Natapov et al., 2005). A plot in the coordinates ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb - Th/U, built for the core zones and rimes of zircons from Fe-Ti “eclogite” and “granatite” samples, illustrates metasomatic alteration of primary zircons that gave rise to rims and levelled core and shell compositions. The age obtained agrees with the final stage in metamorphic alterations of eclogite-like rocks they suffered together with surrounding TTG-gneisses.

Conclusions

1. The igneous basic rock (gabbro) protolith of eclogite-like rocks from the Shirokaya and Uzkaya Salma areas was derived from juvenile melts 2.94-2.93 Ga ago. A narrow crystallization age interval of the massifs suggests their simultaneous formation.

2. Eclogite-facies metamorphism does not manifest itself in either the isotopic-geochemical or geochronological characteristics of zircons.

3. Shirokaya Salma eclogite-like rocks were subjected to granulite-facies metamorphism 2.72 Ga ago simultaneously with a well-known granulite-facies metamorphic stage (2.73-2.71 Ga) in the evolution of the Belomorian belt. In Uzkaya Salma rocks this event practically does not manifest itself presumably because of a local pattern of granulite-facies metamorphism which is not ubiquitous either in rocks from the White Sea area.

4. Granatites most probably represent the most intensely altered marginal zones of Fe-Ti “eclogite” that have been more thoroughly reworked as a result of deformations caused by collision events in late Paleoproterozoic time (1.89 Ga ago). This follows, firstly, from the similarity of zircon cores in granatites and Fe-Ti eclogite-like rocks and, secondly, from a young age of granatites as such. The Sm-Nd T_{DM} of granatites is 2030 Ma, and the U-Pb age of garnets that make up 90% of granatite is 1893±55 Ma.

5. The above data have led the authors to conclude that the magmatogene model, according to which omphacite was produced by basic rock melt crystallization, rather than by eclogite-facies metamorphism, is most probable.

6. The study was supported by RFBR grants 04-05-64059, 05-05-65012, 07-05-00759.

Литература – References

Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В., Докукина К.А., Соколикowa С.Ю. Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский полуостров. // Мат-лы XXXVIII Тект. совещания. Том II. М.: ГЕОС. 2005. С. 389-392. // Shchipansky, A.A., Konilov, A.N., Mints, M.V., Dokukina, K.A. and Sokolikova, S.Yu. Early continental crust formation geodynamics in the light of the discovery of Archean eclogites in the Belomorian Mobile Belt, Kola Peninsula. // Proceedings of the 38th Tectonic Meeting. Vol II. M.: GEOS. 2005. P. 389-392.

Япаскурт В.О., Плечов П.Ю., Котова Е.В., Черткова Н.В. Механизмы формирования и эволюции докембрийских «эклогитов» Беломорского подвижного пояса // Тез. докл. конф. “Ломоносовские чтения”. М.: 2006. // Yapaskurt, V.O., Plechov, P.Yu., Kotova, E.V. and Chertkova, N.V. Formation and evolution mechanisms of Precambrian “eclogites” from the Belomorian Mobile Belt // Abstr. paper for the Conference “Lomonosov Readings”. M.: 2006.

Belousova E.A., Natapov L.M., Griffin V.W., O'Reilly S.Y. (2004) U-Pb Dating and Hf-isotope Analysis of Zircons from Salma Eclogites, Kola Peninsula, Russia (PART I). GEMOC Report IMP-2005/1/GEMOC

Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L. and O'Reilly S.Y. (2005) U-Pb Dating and Hf-isotope Analysis of Zircons from Salma Eclogites, Kola Peninsula, Russia (PART II). GEMOC Report IMP-2005/1/GEMOC

РАННЕДОКЕМБРИЙСКАЯ ГЕОСТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЩИТОВ И МЕСТО В НЕЙ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Кирилюк В.П.

Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина, Kyrylyuk.V@i.ua

EARLY PRECAMBRIAN GEOSTRUCTURAL EVOLUTION OF SHIELDS AND THE POSITION OF GRANITE-GREENSTONE DOMAINS IN IT.

Kirilyuk V.P.

Ivan Franko Lviv National University, Ukraine, Kyrylyuk.V@i.ua

Структурно-вещественное своеобразие раннедокембрийского фундамента щитов древних платформ, их сходство между собой и отличие от складчатых областей неогей, хорошо известно и неоднократно отмечалось многими исследователями. Но при этом геолого-структурные особенности фундамента щитов до недавнего времени так и не имели своего четкого определения, в связи с чем по отношению к ним применялись, и до сих пор все еще часто используются, представления о геологических и тектонических условиях формирования, разработанные для пострanneдокембрийских геоструктур земной коры.

Между тем, основные особенности фундамента щитов, по сравнению с более молодыми геоструктурными элементами, в настоящее время могут быть достаточно четко обозначены. Это стало возможным в связи с планомерным применением для их изучения и расчленения геолого-формационного и геоблокового подходов и сравнительного изучения стратигенных метаморфических комплексов и геоблоковых структур. Результатом этих исследований явилось выделение главных типов стратометаморфических комплексов щитов, закономерные сочетания которых определяют различные структурно-формационные типы мегаблоков [1].

На основании особенностей метаморфизма, геолого-формационного состава и структурного положения на щитах установлено *пять главных типов раннедокембрийских стратометаморфических комплексов*: а) *гранулитно-гнейсовый*, б) *амфиболито-гнейсовый*, в) *зеленокаменный (метавулканогенный)*, г) *железисто-кремнисто-сланцевый (метавулканогенно-хемогенно-терригенный)*, д) *гнейсосланцевый (метакарбонатно-терригенный)*. На разных щитах они выделяются в качестве местных стратиграфических подразделений (комплексов или серий), два первые из них в некоторых регионах до сих пор объединяются в составе единых подразделений (таблица). Кроме них встречаются некоторые специфические метатерригенные (воронцовская серия Воронежской антеклизы) и метавулканогенные (акитканская серия Алдано-Станового щита, клесовская серия Украинского щита) комплексы, обычно приуроченные к краевым частям щитов и в целом не имеющие широкого распространения.

Стратометаморфические комплексы щитов Восточно-Европейской и Сибирской платформ

Типы стратометаморфических комплексов	Восточно-Европейская платформа			Сибирская платформа	
	Балтийский щит	Украинский щит	Воронежская антеклиза	Алдано-Становой щит	Анабарский щит
Гнейсосланцевый	<i>Ладожская серия</i>	<i>Тетеревская и ингуло-ингулецкая серии</i>	----	<i>Удоканская серия</i>	----
Железисто-кремнисто-сланцевый	<i>Карельский комплекс</i>	<i>Криворожская серия</i>	<i>Курская и оскольская серии</i>	<i>Тунгурчинская серия</i>	----
Зеленокаменный	<i>Лопийский комплекс</i>	<i>Конкская серия</i>	<i>Михайловская серия</i>	<i>Олондинская серия</i>	----
Амфиболито-гнейсовый	<i>Саамский комплекс</i>	<i>Тикицкий и аульский комплексы</i>	<i>Обоянский комплекс</i>	<i>Становой и олекминский комплексы</i>	----
Гранулитно-гнейсовый		<i>Побужский и приазовский комплексы</i>		<i>Алданский комплекс</i>	<i>Анабарский комплекс</i>

Сравнение разрезов разных стратометаморфических комплексов показывает, что они не сопоставимы по своему формационному составу [1], как между собой, так и с известными формационными рядами неогей, что уже само по себе свидетельствует о своеобразии раннедокембрийского фундамента щитов и условий его формирования.

В настоящее время для всех щитов Северной Евразии разработаны схемы их геоблоковой делимости с выделением блоков разного порядка. Характеристика наиболее крупных из них, которые чаще всего называются *мегаблоками*, с помощью распространенных в них главных стратометаморфических комплексов и сопоставление на этом основании мегаблоков разных щитов позволили выделить пять структурно-формационных типов мегаблоков [2]: *гранулитовый (тип А)*, *гранулит-диафторитовый (тип Б с подтипами Б₁ и Б₂)*, *гранулит-амфиболитовый (тип В)*, *гранито-зеленокаменный (тип Г)* и *гранито-гнейсосланцевый (тип Д)*.

Распределение стратометаморфических комплексов в разных типах мегаблоков, в которых эти комплексы, вместе с замещающими и прорывающими их гранитоидами, образуют структурные этажи, позволяет отнести их к двум группам: 1) *гранулитно-гнейсовые и амфиболито-гнейсовые комплексы*, первые из которых распространены во всех, а вторые – в большинстве типов мегаблоков (кроме гранулитового) и 2) *зеленокаменные, железисто-кремнисто-сланцевые и гнейсосланцевые комплексы*, приуроченные только к определенным типам мегаблоков. Эта закономерность структурного положения комплексов свидетельствует о геоструктурной эволюции фундамента и может быть положена в основу раннедокембрийской геотектонической периодизации [1].

Сравнение однотипных гранулитно-гнейсовых и амфиболито-гнейсовых комплексов в разных типах мегаблоков показывает как их устойчивые черты сходства, в частности наличие общих типоморфных формаций, так и отличительные особенности. Среди последних различаются изначальные (сингенетические), такие как полнота геолого-формационных разрезов, относительная роль в разрезах металитогенных и метавулканогенных формаций и некоторые другие, и приобретенные в ходе длительного автономного развития отдельных мегаблоков. К ним относятся разная глубинность и температурность метаморфизма, характер ультраметаморфизма, степень дислоцированности и другие. На основании изначальных особенностей общего геолого-формационного состава среди гранулитно-гнейсовых комплексов различаются *вулкано-литогранулитовый, лито-вулканогранулитовый и вулканогранулитовый* типы разрезов (подтипы комплексов), отвечающие, вероятно, наиболее ранним, фациально-сопряженным и нечетко обособленным геоструктурным неоднородностям. В составе амфиболито-гнейсового типа комплексов достаточно четко различаются *гнейсово-кристаллосланцевый* и *кристаллосланцево-амфиболитовый* подтипы.

Для этапа формирования высокотемпературных стратометаморфических комплексов нет сведений о существовании крупных разрывных нарушений и, соответственно, блоковых структур. Первыми четко обособленными раннедокембрийскими геоструктурными элементами с наиболее вероятными разломными ограничениями явились *гранит-зеленокаменные области (ГЗО)*. Границы их распространения примерно совпадали с одноименными мегаблоками. Как и в современной

структуре фундамента щитов, эти области составляли не более 20% общей площади, вся остальная территория, вероятно, представляла собой относительное поднятие. Типичные зеленокаменные комплексы за пределами гранит-зеленокаменных областей известны только в гранулит-диафторитовых мегаблоках (подтип Б₂), ранее названных гранулит-зеленокаменными областями [3]. В их пределах зеленокаменные комплексы пользуются ограниченным распространением, занимают не более 5% территории, приурочены к приразломным структурам, имеют редуцированные мощности и сокращенный формационный состав. В других мегаблоках (типы А, Б₁, В) зеленокаменные комплексы не известны и, скорее всего, вообще не формировались. Но, судя по данным изотопно-геохронологических исследований в этих мегаблоках, на уровне современного денудационного среза, одновременно с формированием зеленокаменных комплексов ГЗО продолжались эндогенные петрологические процессы, унаследованные от предыдущего этапа геотектонического развития.

Гранит-зеленокаменные области (*мегаблоки типа Г*) продолжали автономное развитие и на следующем, постзеленокаменном этапе. Во всех известных мегаблоках этого типа с разной полнотой представлен метавулканогенно-хемогенно-терригенный (железисто-кремнисто-сланцевый) комплекс, залегающий в общих синклинальных структурах и часто практически без перерыва на зеленокаменном комплексе. На этом этапе, наряду с гранит-зеленокаменными областями, четко обособились гранито-гнейсосланцевые области (мегаблоки типа Д), в которых накапливались протолиты характерных метакarbonатно-терригенных (гнейсосланцевых) комплексов, в то время как остальные мегаблоки (типа А, Б₁, В) представляли собой области устойчивого поднятия.

Приведенные данные подтверждают целесообразность выделения в раннем докембрии двух этапов геотектонического развития, предложенных В.И. Шульдинером [4]: *эогея* – этапа формирования дозеленокаменных стратометаморфических комплексов и *протогея* – этапа накопления зеленокаменных и более молодых раннедокембрийских комплексов. В свете приведенных данных о геоструктурной эволюции *эогей* можно определить как этап неотчетливой, догеоблоковой геотектонической дифференциации, а *протогей* – как этап отчетливой, геоблоковой дифференциации. Временная граница эогея и протогея, как и для других геотектонических рубежей в истории земной коры, является скользящей и в разных регионах, на основании изотопного возраста низов зеленокаменных комплексов, определяется в диапазоне от 3500 млн. лет до 2900 млн. лет.

Гранито-зеленокаменные мегаблоки с точки зрения представительности нижнедокембрийского стратиграфического разреза являются наиболее полными по сравнению с другими типами мегаблоков. В них представлены все архейские подразделения (палео-, мезо- и неархей) и палеопротерозой. Это дает возможность рассматривать их как устойчиво погружающиеся на протяжении всего раннего докембрия *катастабильные* (по терминологии Л.И. Красного) области (мегаблоки). Наряду с ними в протогее существовали *анастабильные* (устойчиво воздымающиеся – типы А, Б₁, В) и *мобильные* (типы Б₂, Д) мегаблоки.

Восстановление исходной природы главных формационных комплексов гранито-зеленокаменных мегаблоков показывает, что все они обязаны своим формированием главным образом процессам вулканизма. Гранулитогнейсовые комплексы раннего эогея представлены здесь вулканогранулитовым подтипом, практически общепринятым является представление о вулканогенном происхождении амфиболито-гнейсового («серогнейсового») комплекса позднего эогея, представленного в ГЗО кристаллосланцево-амфиболитовым подтипом. Не вызывает сомнений природа зеленокаменных комплексов раннего протогея, почти полностью сложенных метавулканидами в диапазоне составов от коматитов до риолитов. И, наконец, состав железисто-кремнисто-сланцевых комплексов завершающей, позднепротогейской стадии развития гранито-зеленокаменных мегаблоков также свидетельствует о затухающих, но все еще активных процессах вулканизма в ходе их формирования.

Все это дает основание рассматривать гранит-зеленокаменные области (мегаблоки) щитов как геотектонические структуры длительного унаследованного вулканического формирования. Наряду с ними в позднем протогее на щитах четко обособились и параллельно развивались гранито-гнейсосланцевые области (мегаблоки) с карбонатно-терригенным типом литогенеза, для которых также устанавливаются признаки унаследованного местоположения и формирования. По аналогии с хорошо известными наименованиями геоструктур из геосинклинальной концепции гранито-зеленокаменные мегаблоки (тип Г) могут быть названы *эвмегаблоками*, а гранито-гнейсосланцевые (тип Д) –

миомегаблоками. Именно сочетание этих двух типов геоструктурных элементов, вместе с другими типами мегаблоков, представлявшими собой в позднем протогее области поднятия (типы А, Б, В), определило сформированную в ходе общей кратонизации в позднем протогее современную геоблокную структуру фундамента щитов, резко отличающую их от складчатых систем неогее.

Литература – References

Кирилюк В.П. Структурное положение архейских комплексов щитов и геотектоническая периодизация архея // Геология и геодинамика архея. Материалы I российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург: Центр информационной культуры, 2005. С. 145-150.

Кирилюк В.П. Мегаблоки и геолого-структурные области в раннедокембрийском фундаменте и тектоническом развитии щитов древних платформ //Области активного тектогенеза в современно и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. – Том 1. М.:ГЕОС, 2006. с. 303-307.

Митрофанов Ф.П., Хильтова В.Я., Вревский А.Б. Состав, структура и процессы архейской литосферы // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 135-144.

Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226 с.

КОНВЕРГЕНТНЫЕ РЕЖИМЫ И ПЛИТНАЯ ТЕКТНИКА В АРХЕЕ: PRO И CONTRA

Кожевников В.Н.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, kozhevnikov@igkrc.ru

CONVERGENT REGIMES AND PLATE TECTONICS IN ARCHEAN TIME: PRO AND CONTRA

Kozhevnikov V.N.

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, kozhevnikov@igkrc.ru

Механизмы формирования архейских гранит-зеленокаменных областей - важнейшего компонента современной сиалической земной коры, являются предметом дискуссии на протяжении более вековой истории их изучения на разных континентах. Разработка теории литосферных плит во многом изменила представления геологов, изучающих архей, о тектонике и геодинамике ранней истории Земли. На смену взглядов об исключительных условиях архейского эндо- и экзогенеза, тектонических режимах и геодинамических обстановках пришла парадигма, в которой наряду с некоторыми постулатами прежней концепции значительное место занимают теоретические положения плейт-тектоники. Радикальное противопоставление плейт- и плюм-тектоники, которое нередко делается исследователями архея, представляется не совсем правомерным, поскольку, зародившись практически одновременно, эти теории являются комплементарными, объясняющими процессы глобальной конвекции вещества литосферы.

Одним из главных аргументов противников приложимости принципов плейт-тектоники к архею является важнейшее положение плитной тектоники о том, что в это время был очень высокий тепловой поток, плиты были тонкие и пластичные и не могли вести себя как жесткое тело. Действительно, именно в архее наиболее масштабно представлены коматииты - предельно высокотемпературные мантийные расплавы, температура выплавления которых, отвечающая по расчетам средней потенциальной температуры раннедокембрийской мантии и описываемая кривой Рихтера, со временем падает. Более высокий тепловой поток в океанской литосфере делал ее благоприятной обстановкой для выплавления коматиитов, что находит геологическое и петрологическое подтверждение во многих архейских зеленокаменных поясах (ЗКП). В архейских зонах перехода океан-континент как и в их современных аналогах происходило обдущивание мафических разрезов верхних частей океанской коры на континентальную кору. Формирование сложнопостроенных архейских разрезов, включающих коматииты, могло происходить в результате взаимодействия плюма с зоной пологой субдукции при раскрытии окраинно-континентального задугового бассейна.

В континентах/кратонах тепловой поток в архее, согласно расчетам, был близок к современному. Это определяло существование в архейских кратонах холодных килей с мощной субконтинентальной литосферной мантией, где формировались и могли длительное время сохраняться архейские алмазы. Одним из ярких доказательств этого является обнаружение алмазов в хадейских детритовых цирконах с возрастом до 4252 ± 7 Ма, выделенных из обломочных пород в кратоне Йилгарн Западной Австралии. Включения кварца, ксенотима, монацита и калишпата в этих обогащенных LREE цирконах свидетельствует об относительно мощной континентальной литосфере и о том, что корово-мантийное взаимодействие (рециклинг континентальной коры) происходило на Земле, по крайней мере, начиная с 4250 Ма назад.

Изучение в Карелии архейских ЗКП в течении последних 15-20-ти лет показало, что большинство из них представляют тектонические коллажи, возникшие в три стадии. На инициальной стадии в разных геодинамических обстановках субсинхронно или последовательно формировались отдельные стратотектонические ассоциации (СТА) - стратифицированные толщи вулканитов и осадков, нередко отвечающие свитам или сериям региональных стратиграфических схем. Так, в результате плюмового магматизма в океанской или континентальной обстановке возникали мафические плато, а в обстановке конвергентных границ микроплит – супрасубдукционные офиолиты или мафическая компонента островных дуг. В ходе конвергенции на второй стадии формировались СТА окраинно-континентальных и островных дуг, за-/междуговых бассейнов, сложенные кисло-средними вулканитами СА-серии и вулканотурбидитами с подчиненным объемом ТН- и СА-базальтов. При обдукции мафических плато на вулканическую дугу и закрытии за-/междуговых бассейнов, накапливались полимодальные граувакки – смеси продуктов разрушения островной дуги, обдуцировавшего мафического аллохтона и гранитоидов. В ряде ЗКП и отдельных структур проявлена поздняя коллизионная стадия, с которой связаны сдвиговые деформации, контролировавшие узкие выполненные грубообломочными породами структуры, весьма напоминающие pull-apart-бассейны. Преобладающе конвергентный режим архейского эндо- и экзогенеза, запечатленный во многих ЗКП Карельского кратона, заставляет рассматривать их как аккреционные орогены, формировавшиеся в режиме конвергенции в асимметричных системах микроокеан - микроконтинент. Исключением являются Маткалахтинский ЗКП и его аналоги в Водлозерском блоке, представляющие собой интракратонные позднеархейские рифтогенные структуры.

Признаками континентальной компоненты систем микроокеан - микроконтинент являются: - древние возрасты гранитоидов в Вост. Карелии и Вост. и Сев.Финляндии; - находки суперзрелых кварцевых аренигов – наиболее ранних терригенных осадков в разрезах поясов; - контаминация части мафитов кислым коровым материалом; - геохимия андезитов, характерная для активных континентальных окраин; - Nd-изотопия, указывающая на древний коровый источник гранитов и кислых вулканитов в Зап. Карелии и в Водлозерском блоке.

Как признаки океанской энсиматической компоненты архейских геодинамических систем выступают: - мощные толщи мафитов с признаками глубоководных подводных излияний, геохимия которых отвечает неконтаминированной континентальной корой мафическим плато;

- литологические признаки отложения суперзрелых осадков в зоне шельфа при влиянии контурных течений; - геохимия (Th-Nb-La и REE) толеитовых андезитов, отвечающая обстановкам энсиматических островных дуг; - изотопный состав Nd в гранитоидах Центр. Карелии, указывающий на отсутствие сиалической коры древнее 2.8 Ga.

На конвергенцию как доминирующий режим при формировании и отдельных СТА, и ЗКП в целом указывают: - структурные признаки проявления компрессионной и транспрессионной тектоники; - асимметричное их строение, обусловленное совмещением в пространстве разных СТА (террейнов); - появление среди последних обдуцированных офиолитоидных или офиолитовых аллохтонов; - признаки кор выветривания на этих аллохтонах; - находки пород с признаками бонинитов, санукитоидов и адакитов, т.е. пород, связанных обычно с супрасубдукционными обстановками и с плавлением мантийного клина и горячего слэба; - наличие в разрезах полимодальных граувакк, источниками которых являлись гранитоиды и обдуцировавшие офиолитовые аллохтоны (\pm вулканиты дуги), "наползавшие" на собственные продукты разрушения, и отлагавшиеся по типу синорогенного флиша; - эволюция андезитов от толеитовых натровых малоглубинных до известково-щелочных более калиевых и глубинных.

Конвергентный режим отражает вторую половину классического цикла Уилсона или его аналогов более низкого ранга - циклов Бертрана и Штилле. Признаки короткопериодичной цикличности (50-70 и ≈ 150 Ma), обнаруживающиеся в архее Карельского кратона, сходны с характеристиками таких микроплитных систем в новейших зонах конвергенции, как Вост. Средиземноморье, Алеуты-Меланезия и Панама - Коста-Рика в Карибском бассейне.

Сходство архейской и новейшей геодинамики и доминирующе конвергентный режим, при котором формировались архейские ЗКП в Вост.Фенноскандии, сходный с режимом активных микроплитных окраин, являются благоприятными факторами рудогенеза (Au, Cu-Mo, PGE), связанного с орогенциями, завершавшими архейские геодинамические циклы. Отсутствие в регионе малоглубинных коматиитов с возрастом 2.7 Ga и подавленное проявление толеитовых андезитов океанского островодужного типа накладывает ограничения на перспективы обнаружения Cu-Ni-руд камбалдинского типа и Cu-Zn-руд типа Норанды (VMS-руд). При этом значительно возрастает возможная роль эпигенетического, структурно-контролируемого оруденения для широкого спектра рудных элементов.

Исследование выполнялось при финансовой поддержке проекта в направлении 3 Программы фундаментальных исследований РАН ОНЗ-2 "Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов" и гранта РФФИ № 08-05-98815-р.

The mechanisms of formation of Archean granite-greenstone provinces, an essential constituent of the Earth's modern sialic crust, have been the subject of debate for more than a hundred years of relevant research on various continents. The advent of the plate-tectonic theory has made Archean geologists substantially revise their concepts of tectonics and geodynamics in the Earth's early history. The concept of the exclusive conditions of Archean endo- and exogenesis, tectonic regimes and geodynamic settings gave way to a paradigm in which some postulates of the earlier concept persist and theoretical theses of plate-tectonics are essential. Radical contraposition of plate- and plume-tectonics, often attempted by Archean geologists, does not seem to be quite correct, because, born practically simultaneously, these theories are complementary and are used to interpret the global convection of lithospheric matter.

A major argument, provided by those who oppose the applicability of the principles of plate-tectonics to the Archean, is the essential thesis of plate tectonics that in Archean time there was a very high heat flow, and as the plates were thin and plastic, they could not behave like a rigid body. Indeed, it is in the Archean unit that komatiites, the highest-temperature mantle melts, are most abundant. Their melting-out temperature agrees with the estimated average potential temperature of the Precambrian mantle, is described by Richter's curve and decreases with time. A higher heat flow in the oceanic lithosphere made it a favourable environment for melting-out komatiites, as supported by geological and petrological evidence from many Archean greenstone belts (GSB). In Archean ocean-continent transition zones and in their modern analogues, the mafic units of the upper parts of the oceanic crust obducted on the continental crust. Structurally complex Archean units that hosted komatiites could have been produced by interaction between a plume and a shallow dipping subduction zone upon opening of a continental margin back-arc basin.

Calculations show that in continents/cratons the Archean heat flow was similar to the modern one. Therefore, cold keels with a thick subcontinental lithospheric mantle, where Archean diamonds were formed and could persist for a long time, existed in Archean cratons. One striking evidence is finding diamonds in Hadean detrital zircons extracted from clastic rocks in the Yilgarn Craton, Western Australia and dated at up to 4252 ± 7 Ma. Quartz, xenotime, monazite and K-feldspar inclusions in the LRRE-enriched zircons suggests that the continental lithosphere was relatively thick and that crust-mantle interaction (continental crust recycling) began on the Earth at least 4250 Ma ago.

The study of Archean GSBs in Karelia over the past 15-20 years has shown that most belts are tectonic collages produced in three stages. In the initial stage, individual stratotectonic associations (STA) – strata-bound volcanic-sedimentary units, often ranking as suites and series in regional stratigraphic schemes, were formed subsimultaneously or consecutively in different geodynamic settings. For example, plume magmatism gave rise to mafic plateaus in an oceanic or continental environment and to

suprasubduction ophiolites or a mafic constituent of island-arcs in a convergent microplate boundary setting. During convergence in stage II, continental-margin, island-arc and back-/inter-arc basin STAs, made up of CA-series felsic to intermediate volcanics and volcanic turbidites and smaller quantities of TH- and CA-basalts, were formed. Polymodal graywackes, a mixture produced by destruction of an island arc, an obducted mafic allochthone and granitoids, accumulated upon obduction of mafic plateaus on a volcanic arc and closure of back-/inter-arc basins. A late collision stage, in which shear strain that controlled narrow coarse clastic rock-filled structures, similar to pull-apart basins, manifests itself in some GSBs and individual structures. As the convergent regime of Archean endo- and exogenesis predominates in many GSBs of the Karelian Craton, geologists interpret them as accretionary orogens formed in a convergent regime in asymmetrical microocean-microcontinent systems. The Matkalahta GSB and similar belts in the Vodlozero block, formed as Late Archean intracratonic riftogenic structures, are an exception.

A continental constituent of microocean-microcontinent systems is indicated by: a) the old ages of granitoids in East Karelia and in East and North Finland; b) finds of supermature quartz arenites, the earliest terrigenous sediments of the belt sequences; c) contamination of some mafic rocks with felsic crustal material; d) geochemistry of andesites characteristic of active continental margins; e) Nd-isotopy indicative of an old crustal source of granites and felsic volcanics in West Karelia and in the Vodlozero block.

An oceanic ensimatic constituent of Archean geodynamic systems is indicated by: a) thick mafic rock units with signs of deep-water outflows that correspond geochemically to mafic plateaus uncontaminated with a continental crust; b) lithological signs of deposition of supermature sediments in the shelf zone affected by contour currents; c) geochemistry (Th-Nb-La and REE) of tholeiitic andesites that agrees with ensimatic island-arc environments; d) the isotopic composition of Nd in granitoids from Central Karelia, suggesting the absence of a pre-2.8 Ga sialic crust.

Convergence as a dominant regime, in which both individual STAs and entire GSBs were formed, is indicated by: a) structural signs of compression and transpression tectonics; b) their asymmetrical structure produced by spatial overlapping of different STAs (terrains); c) the emergence of obducted ophiolitic or ophiolitic allochthones among STAs; d) signs of crusts of weathering on the allochthones; e) finds of rocks with signs of boninites, sanukitoids and adakites, i.e. rocks produced commonly in suprasubduction environments by melting of a mantle wedge and a hot slab; f) the occurrence of polymodal graywackes derived from granitoids and obducted ophiolitic allochthones (\pm arc volcanics) that "crawled" over their own destruction products and deposited as a type of synorogenic flysch; g) the evolution of andesites from tholeiitic sodic shallow-depth to calc-alkaline, K-richer and deep-seated.

A convergent regime reflects a second half of the classical Wilson cycle or its lower-ranking analogues such as the Bertrand and Stille cycles. Signs of short-period cyclicity (50-70 and \approx 150 Ma), revealed in Archean rocks from the Karelian Craton, are similar to the characteristics of such microplate systems in recent convergence zones such as the Eastern Mediterranean, the Aleutians-Melanesia and Panama – Costa Rica in the Caribbean basin.

Similarity of Archean and recent geodynamics and a dominantly convergent regime, in which Archean GSBs in East Fennoscandia were formed and which is similar to an active microplate margin regime, are favourable factors for ore formation (Au, Cu-Mo, PGE) associated with orogenies that completed Archean geodynamic cycles. As there are no 2.7 Ga shallow-depth komatiites in the region and the manifestation of oceanic island-arc type tholeiitic andesites is suppressed, chances of discovering Kambalda-type Cu-Ni-ores and Noranda-type Cu-Zn-ores (VMS-ores) are slim. In this case, the role possibly played by epigenetic, structurally controlled mineralization for a wide spectrum of ore elements.

The study was conducted under a project in Field 3 funded by the Basic Research Programme, RAS, Earth Sciences Section-2 "Lithospheric evolution, metallogenic provinces, epochs and ore deposits: from genetic models to prediction of mineral resources" and RFBR grant 8-05-98815-p.

НОВЫЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ВОЗРАСТНЫЕ ДАННЫЕ ПО АРХЕЙСКИМ РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИМ СИСТЕМАМ В КАРЕЛЬСКОМ КРАТОНЕ

Кожевников В.Н., Кевлич В.И.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, kvn04@sampo.ru

НОВЫЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ВОЗРАСТНЫЕ ДАННЫЕ ПО АРХЕЙСКИМ РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИМ СИСТЕМАМ В КАРЕЛЬСКОМ КРАТОНЕ

Кожевников В.Н., Кевлич В.И.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, kvn04@sampo.ru

Ремобилизация и переотложение вещества, проявленные практически во всех золоторудных регионах от архея до неогей, определяют необходимость знать точный изотопный возраст рудогенных процессов. Особое значение это приобретает в архейских зеленокаменных комплексах, в которых неоднократные наложенные рудоконтролирующие структуры нередко носят унаследованный характер, и разновозрастные рудные ассоциации оказываются пространственно совмещенными. Актуальность прецизионного датирования гидротермальных событий в архейских зеленокаменных поясах (ЗКП) Карелии определяется тем, что наряду с представлениями о преобладающе архейском возрасте деформационных структур, массивов «внутренних гранитоидов» и золоторудных процессов в них [1], в последние годы появились свидетельства палеопротерозойского постсвекофеннского (1.72 Ma) возраста некоторых метасоматических процессов и ассоциаций, обоснованного Rb-Sr датированием слюд, полевых шпатов и карбонатов. Эти процессы рассматриваются данными исследователями как тотальные, проявленные на всей территории Карельского региона [2]. С более ранним (1.9-1.8 Ga) свекофеннским низкоградиентным высокобарным метаморфизмом связаны рудно-метасоматические процессы в Северной Карелии [3] и в свекофеннидах Финляндии и Приладожья. Признавая значительную роль свекофеннского метаморфизма как рудогенерирующего фактора в архейских ЗКП, авторы данной публикации связывают рудогенные, в том числе золоторудные, процессы с орогенным завершением геодинамических циклов, которыми описывается геологическая история этих архейских структур. Геологические, геолого-структурные, геохимические, изотопно-возрастные и минералогические аргументы, указывающие на архейский возраст рудно-метасоматических процессов в ЗКП, были изложены ранее [4]. В данной работе представлены новые данные по рудной минералогии, геохимии и изотопным возрастам метасоматитов в архейских ЗКП, расширяющие это положение.

В Северокарельском ЗКП (Хизоваарская, Винчевская, Ириногорская и Мошинская структуры) были получены результаты по нескольким ранее изученным [4] типам пород с аномальным содержанием рудных элементов (Au, Bi, As, Sb, Ag, Pb, Zn, Cu и др.):

- в гранат-ставролит-слюдисто-кварцевых рудных метасоматитах, рассматриваемых как продукты поствагматического изменения пород, связанного с телами кислого состава, возраст галенита определен в 2.67 млрд.лет (аналитик Г.В.Овчиникова, ИГГД РАН). Кроме галенита в породе присутствуют сфалерит, пирит, халькопирит, титаномагнетит (самостоятельный и в виде включений в галените), гринокит-CdS, как включения размером до 5 мкм в пирите и галените. В галените наблюдаются включения галеновисмутита - BiPb_2S_2 , зональные включения размером до 70 мкм, в которых ядро, представленное самородным Bi, окружено матильдитом - BiAgS_2 (см. рис.). В пирите кроме гринокита обнаруживаются включения халькопирита, рутила, кварца, а примесь Sb в пирите достигает 3% (здесь и далее приводятся масс. %);

- в маломощных горизонтах магнетитовых кварцитов в разрезе верхней мафической стратотектонической ассоциации Хизоваары, обнаружены пирит, арсенопирит, содержащий до 2.5% Ni, лёллингит - FeAs_2 , также содержащий Ni до 2.5%, самородное железо, каплевидные включения шеелита - CaWO_4 в магнетите и Ba-содержащего алюмосиликата в гематите. Подобная минеральная и элементная ассоциация типична для золоторудных систем, связанных с BIF;

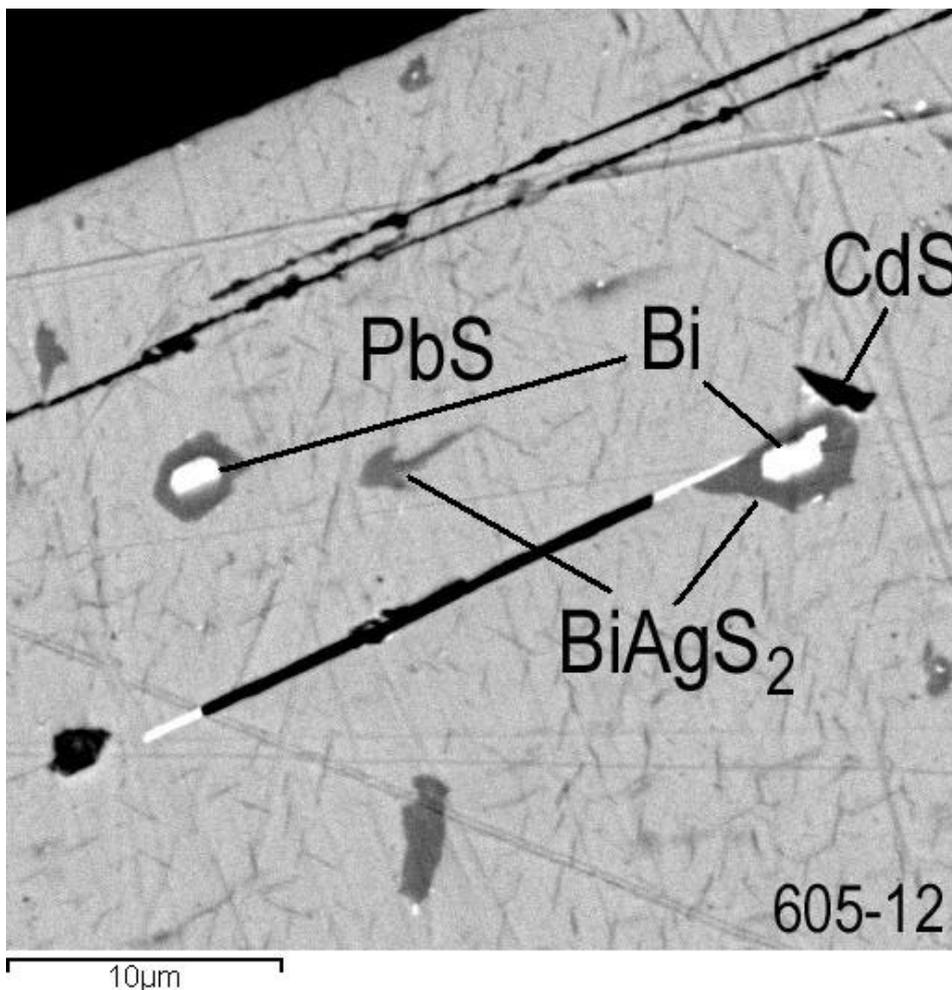


Рис. Включения самородного висмута - Bi, матильдита- BiAgS_2 и гринокита CdS в галените

- в неполосчатых железисто-кремнистых породах, слагающих гальки конгломератов, отлагавшихся в пулл-апарт бассейне, фрагменты которого сохранились в Винчевской и Ириногорской структурах, обнаружены ксенотим – YPO_4 , содержащий As, монацит, пирит, халькопирит, арсенопирит, гематит, самородное железо, самородное серебро (включения длиной до 70 мкм), ковеллин, включения барита размером до 5 мкм. Обращает на себя внимание значительное сходство минеральных и элементных ассоциаций в обоих типах железисто-кремнистых пород;

- определение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возрастов двух генераций турмалина (аналитик Н.М.Кудряшов, ГИ КолНЦ РАН) показало, что турмалин из гидротермального ореола вокруг субвулканического тела андезитов, прорывающего верхний вулканогенно - осадочный кислый разрез Хизоваары, имеет возраст 2718 ± 55 млн.лет (MSWD = 0,97), а возраст турмалина из кварц-мусковитовых поздних метасоматитов в этом разрезе, определенный по 10 точкам - 1794 ± 130 млн.лет.

В Костомукшском ЗКП в Западной Карелии микрозондовое изучение метасоматических ставролит-силлиманитовых кварцитов, залегающих на контакте Низмярвинского гранитоидного массива с возрастом 2720 ± 20 млн.лет и базальтов Западной Полосы, показало наличие в этих породах пирита, халькопирита, титано-магнетита и вольфрамита – CaWO_4 . Архейский возраст этих метасоматитов геологически обосновывается тем фактом, что они секутся маломощной, смятой в складки дайкой андезитов, имеющей позднеархейский возраст.

В Северной Карелии к северу от оз.Паанаярви в обломочном материале полимиктовых сумийских конгломератов в обломках, представленных архейскими кварцитами и песчаниками, обнаруживается типичная порфировая рудная ассоциация, в которую входят пирит, халькопирит, молибденит, галенит, содержащий 1.27% Se, барит, сидерит. В торите, включенном в халькопирит, обнаружено микронное включение Au. Гидротермальные и гидротермально-измененные цирконы обогащены Al, Fe, Ca, P.

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта в направлении 3 Программы фундаментальных исследований РАН ОНЗ-2, 2009 и гранта РФФИ-08-05-98815-р_север_a.

Литература – References

- Кожевников В.Н., Голубев А.И., Рыбаков С.И. Факторы контроля золотометалльного оруденения в архейских зеленокаменных поясах: сравнительный анализ Сьюпириор и Карельского кратонов // Отеч. геология, № 3, 1998, с. 55-64.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А., Шатагин К.Н. Палеопротерозойская золоторудная минерализация в архейских и палеопротерозойских гранитоидах Карелии // Материалы I Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Геология и геодинамика архея. СПб. 2005, с. 220-226.
- Турченко С.И. Металлогения метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита. Л.: Наука, 1978, 120 с.
- Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000, 223 с.

ДРЕВНЕЙШИЙ ЭТАП ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА КОЛЬСКОГО РЕГИОНА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО- ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В., Елизаров Д.В.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия, nik@geoksc.apatity.ru

THE OLDEST STAGE IN GABBRO-ANORTHOSITIC MAGMATISM OF THE KOLA REGION: GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC-GEOCHRONOLOGICAL DATA

Kudryashov N.M., Mokrushin A.V. and Yelizarov D.V.

Geological Institute, Kola Science Centre, RAS, Apatity, Russia, nik@geoksc.apatity.ru

Кольский полуостров является одним из классических регионов развития анортозитового магматизма. Анортозиты формировались на разных этапах развития региона и в различных структурных зонах. Они, как правило, не образуют самостоятельных массивов, а ассоциируются с породами разного состава, чаще всего с габброидами и ультрабазитами. Среди архейских габбро-анортозитов Кейвского комплекса выделяются габбро-анортозиты Цагинского, Ачинского и Медвежье-Щучьеозерского массивов, возраст которых составляет 2.7-2.6 млрд. лет [1]. Все вышеназванные массивы расположены на границах Кейвского террейна с Мурманским и Центрально-Кольским доменами в зонах глубинных разломов и выделены в качестве Кейвско-Колмозерского габбро-анортозитового комплекса. К этому же комплексу анортозитового магматизма относились Патчемварекский дифференцированный массив габбро-анортозитов и расположенный в непосредственной близости с ним - Северный массив, локализованные в зоне сочленения зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и Мурманского домена [2].

Патчемварекский массив представлен небольшими пластовыми интрузиями мощностью до двух километров и состоит главным образом из габбро-анортозитов и эндоконтактных пироксени-тов и габбро. Массив сложен весьма однообразными среднезернистыми метагаббро-анортозитами. Породы имеют типичную кумулятивную структуру и состоят из близких к идиоморфным кристаллам плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены агрегатом вторичной роговой обманки по пироксенам. Состав плагиоклаза по разрезу закономерно меняется, что свидетельствует о скрытой расслоенности. Иногда отмечается ритмичная расслоенность, образованная чередованием лейкократовых и мезомеланократовых разновидностей пород. С юго-запада, по зоне разлома, массив контактирует с гранат-ставролитовыми и двуслюдяными гнейсами зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, с северо-востока, через зону хлоритовых бластомилонитов, с мигматизированными гнейсо-гранитами Мурманского домена. Имеющиеся возрастные данные для осадочно-вулканогенных толщ пояса Колмозеро-Воронья и для гранитоидов Мурманского блока в настоящее время находятся в пределах 2.8-2.7 млрд. лет. Контакты массива тектонические.

В 1.5 км к северу от него среди гранитоидов расположен Северный массив габбро-анортозитов. С севера он прорван интрузией Колмозерских гранодиоритов. Массив сложен крупнозернистыми метагаббро-анортозитами. В его лежачем боку сохранились ультраосновные дифференциаты с наблюдаемой ритмичной расслоенностью, характеризующаяся чередованием метагабброидов и метаперидотитов.

Химический состав габбро-анортозитов Патчемварекского и Северного массивов характеризуется низкой щелочностью и более высокой магнезиальностью по сравнению с габбро-анортозитами Цагинского, Ачинского и Медвежье-Щучьеозерского массивов. Значительное отличие отмечается в исключительно высокой основности нормативного плагиоклаза. Доля анортита в плагиоклазе для Цагинского, Ачинского и Медвежье-Щучьеозерского массивов составляет в среднем 45-65 мол.%, для Патчемварекского и Северного массивов 70-85 мол.%.

Для циркона из лейкогаббро Патчемварекского массива ранее был получен U-Pb возраст равный 2925 ± 6 млн. лет, который оказался значительно древнее имеющихся возрастных данных архейских габбро-анортозитовых интрузий Кольского региона [3]. Изотопный возраст циркона из габбро-анортозитов массива Северный составил 2935 ± 8 млн. лет. Морфологические характеристики циркона и его внутреннее строение как в Патчемварекском, так и в Северном массивах свидетельствуют о кристаллизации циркона из расплава (рис. 1).

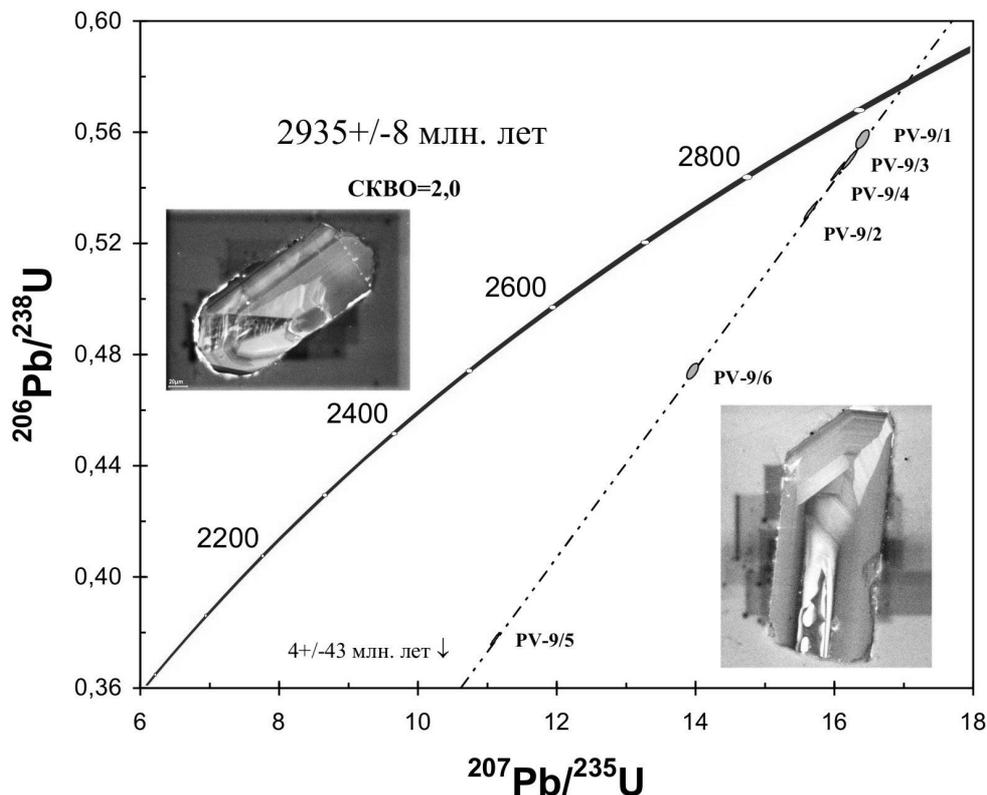


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для циркона из габбро-анортозитов массива Северный

Fig. 1. Diagram with a Concordia for zircon from Severnyy gabbro-anorthosites.

Габбро-анортозиты Патчемварекского и Северного массивов имеют весьма низкие содержания REE ($Se_n = 2.2-4.2$, $Yb_n = 1.6-2.6$), пологое распределение REE ($La/Yb_n = 1.6-2.6$) и отчетливую положительную Eu аномалию ($Eu/Eu^* = 1.97-2.24$). Комагматичные им ультраосновные дифференциаты имеют подобное распределение редких земель, но более низкие общие содержания ($Se_n = 1.2$, $Yb_n = 1.1$, $La/Yb_n = 2.8$) и не имеют Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 1.17$). Габбро-анортозиты Цагинского, Ачинского и Медвежье-Щучьеозерского массивов имеют умеренные содержания REE ($Se_n = 6.5-11$, $Yb_n = 0.5-1.2$), сильно фракционированное распределение REE ($La/Yb_n = 4-10$) и отчетливую положительную Eu аномалию ($Eu/Eu^* = 1.8-3.1$). Комагматичные им габбро-нориты имеют схожее распределение REE, но не имеют Eu аномалии (рис. 2).

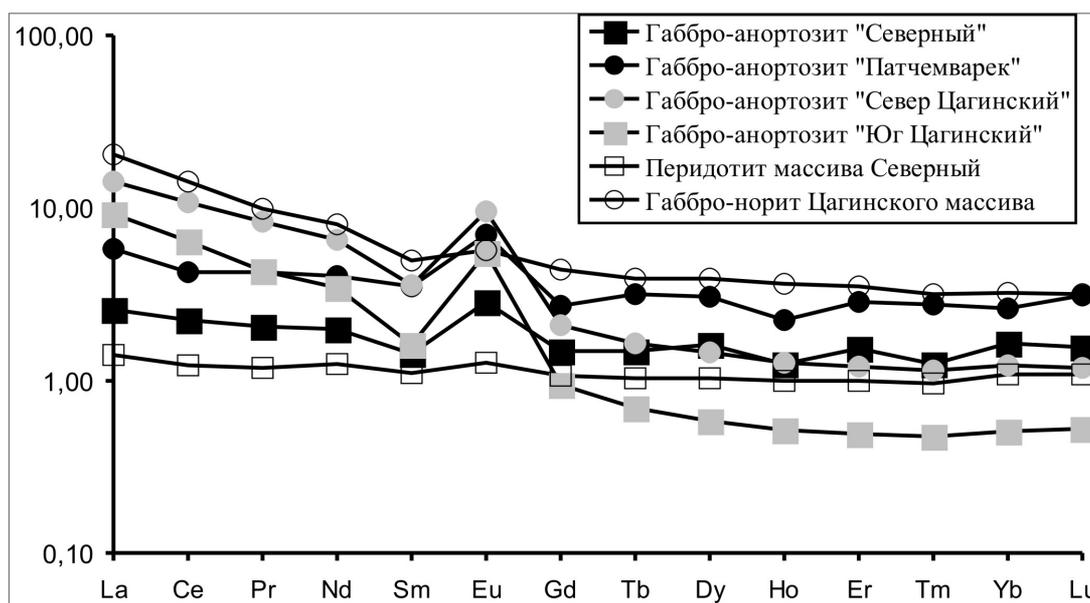


Рис. 2. Распределение хондритнормализованных REE в породах Кейвско-Колмозерского габбро-анортозитового комплекса

Fig. 2. Chondrite-normalized REE distribution in rocks from the Keivy-Kolmozero gabbro-anorthosite complex

Для габбро-анортозитов Северного массива $\epsilon_{Nd} = +2.65$, $^{87}Sr/^{86}Sr(i) = 0.70102 \pm 8$. Для габбро-анортозитов Цагинского массива $\epsilon_{Nd} = +0.26$, $^{87}Sr/^{86}Sr(i) = 0.70249 \pm 6$, габбро-анортозитов Ачинского массива $\epsilon_{Nd} = +0.20$, $^{87}Sr/^{86}Sr(i) = 0.70162 \pm 4$. Разные значения первичного изотопных отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в габбро-анортозитах позволяют предполагать существование двух мантийных источников. Один из них связан с формированием интрузий с возрастом 2.67-2.66 млрд. лет и несущих титано-магнетитовую минерализацию (Цагинский и Ачинский массивы), а другой с возрастом 2.93-2.92 млрд. лет с выплавлением габбро-анортозитов Патчемварекского и Северного массивов.

Выводы:

- Интрузии Кейвско-Колмозерского габбро-анортозитового комплекса являются специфическими образованиями шовных зон глубинных разломов, сформировавшихся в неархее;
- Формирование Цагинского, Ачинского и Медвежье-Щучьезерского массивов комплекса происходило 2.67-2.66 млрд. лет, Патчемварекского и Северного массивов - 2.93-2.92 млрд. лет;
- Петрохимические характеристики свидетельствуют о меньшей дифференциации расплава Патчемварекского и Северного массивов по сравнению с расплавами других неархейских габбро-анортозитовых массивов;
- Предполагается, что первоначальная магма анортозитов Патчемварекского и Северного массивов относится к базальтам MORB типа, характерных для начальных стадий развития зеленокаменных поясов, а первоначальная магма Цагинского, Ачинского и Медвежье-Щучьезерского анортозитовых массивов к субщелочному типу и их формирование происходило во внутриплитной обстановке.

The Kola Peninsula is a classical distribution area of anorthositic magmatism. Anorthosites were generated at different stages in the region's evolution and in different structural zones. They do not usually form independent massifs, and are associated with compositionally different rocks, most commonly with gabbroids and ultrabasic rocks. Gabbro-anorthosites from the Tsaginsky, Achinsky and Medvezhye-Shchuchyezersky massifs, dated at 2.7-2.6 Ga, were distinguished from Archean gabbro-anorthosites of the Keivy complex [1]. All of the above massifs are located at the boundaries between the Kola terrain and the Murmansk and Central Kola domains in deep-fault zones, and are referred to as the Keivy-Kolmozero

gabbro-anorthosite complex. The same igneous anorthositic complex comprised the Patchemvareksky differentiated gabbro-anorthosite complex and the nearby Severny massif located in the contact zone between the Kolmozero-Voronya greenstone belt and the Murmansk domain [2].

The Patchemvareksky massif is represented by small intrusive sheets, up to 2 km thick, and consists dominantly of gabbro-anorthosites and endocontact pyroxenites and gabbro. The massif is made up of fairly homogeneous medium-grained metagabbro-anorthosites. The rocks show a typical cumulate structure and consist of near-idiomorphic plagioclase crystals. Interstices between the crystals are filled with aggregate of secondary hornblende after pyroxene. The composition of plagioclase varies consistently upwards, which is indicative of cryptic layering. Rhythmic stratification, produced by alternation of leucocratic and mesomelanocratic rock varieties, is occasionally encountered. On the southwest, the massif is in contact along the fault zone with garnet-staurolitic and bimica gneisses of the Kolmozero-Voronya greenstone belt, and on the northeast, across a chloritic blastomylonite zone, with migmatized gneissose-granites of the Murmansk domain. The ages reported for Kolmozero-Voronya sedimentary-volcanic units and for the Murmansk block vary from 2.8 to 2.7 Ga. The massif contacts are tectonic.

1.5 km north of the above massif, the Severny gabbro-anorthosite massif is located. On the north, it is cut by Kolmozero granodiorite intrusion. The massif consists of coarse-grained metagabbro-anorthosites. Ultramafic differentiates that exhibit a rhythmic stratification, produced by alternation of metagabbroids and metaperidotites, have preserved in its flat wall.

Chemical composition. Gabbro-anorthosites from the Patchemvareksky and Severny massifs contain less alkalis and more magnesium than those from the Tsaginsky, Achinsky and Medvezhye-Shchuchyezersky massifs. A considerable difference is provided by the extremely high basicity of normative plagioclase. The share of anorthite in plagioclase is 45-65 mol.% for the Tsaginsky, Achinsky and Medvezhye-Shchuchyezersky massifs and 70-85 mol.% for the Patchemvareksky and Severny massifs.

The U-Pb age, 2925 ± 6 Ma, obtained earlier for zircon from Patchemvareksky leucogabbro, was shown to be much older than the ages of Archean gabbro-anorthosite intrusions in the Kola region [3]. The isotopic age of zircon from Severny gabbro-anorthosites was estimated at 2935 ± 8 Ma. The morphological characteristics of the zircon and its internal structure in both the Patchemvareksky and Severny massifs suggest that the zircon was crystallized from melt (Fig. 1).

Patchemvareksky and Severny gabbro-anorthosites are fairly poor in REE ($Ce_n = 2.2-4.2$, $Yb_n = 1.6-2.6$) and show a flat REE distribution pattern ($La/Yb_n = 1.6-2.6$) and a well-defined positive Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 1.97-2.24$). Their omagmatic ultramafic differentiates display a similar REE distribution pattern, but lower total concentrations ($Ce_n = 1.2$, $Yb_n = 1.1$, $La/Yb_n = 2.8$) and no Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 1.17$). Tsaginsky, Achinsky and Medvezhye-Shchuchyezersky gabbro-anorthosites contain moderate REE concentrations ($Ce_n = 6.5-11$, $Yb_n = 0.5-1.2$) and exhibit a highly fractionated REE pattern ($La/Yb_n = 4-10$) and a distinct positive Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 1.8-3.1$). Comagmatic gabbro-norites show similar REE distribution but Eu anomaly (Fig. 2).

For Severny gabbro-anorthosites $\epsilon_{Nd} = +2.65$, $^{87}Sr/^{86}Sr(i) = 0.70102 \pm 8$. For Tsaginsky gabbro-anorthosites $\epsilon_{Nd} = +0.26$, $^{87}Sr/^{86}Sr(I) = 0.70249 \pm 6$, and for Achinsky gabbro-anorthosites $\epsilon_{Nd} = +0.20$, $^{87}Sr/^{86}Sr(i) = 0.70162 \pm 4$. Different primary isotope $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in gabbro-anorthosites suggest the existence of two mantle sources. One is associated with the formation of 2.67-2.66 Ga intrusions that carry titanium-magnetite mineralization (Tsaginsky and Achinsky massifs) and the other, dated at 2.93-2.92 Ga, with melting-out of Patchemvareksky and Severny gabbro-anorthosites.

Conclusions:

- The intrusions of the Keivy-Kolmozero gabbro-anorthosite complex are distinctive units formed in the suture zones of deep faults in Neoproterozoic time.
- The Tsaginsky, Achinsky and Medvezhye-Shchuchyezersky massifs of the complex were generated 2.67-2.66 Ga ago and the Patchemvareksky and Severny massifs 2.93-2.92 Ga ago.
- Petrochemical characteristics show that melt from the Patchemvareksky and Severny massifs was less differentiated than melts from other Neoproterozoic gabbro-anorthosite massifs.
- The primary magma of Patchemvareksky and Severny anorthosites is assumed to be a MORB type characteristic of initial stages in the evolution of greenstone belts, and that of the Tsaginsky, Achinsky and Medvezhye-Shchuchyezersky anorthosite massifs a subalkaline type, and that they were generated in an intraplate environment.

Литература – References

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С-Пб.: Наука. 2004. 176 с. || Bayanova, T.B. The age of reference geological complexes in the Kola region and the duration of magmatic processes. SPb.: Nauka. 2004. 176 p.

Шарков Е.В. Анортзитовые ассоциации Кольского полуострова. В кн.: Анортзиты Земли и Луны. М.: Наука. 1984. С. 5-61. || Sharkov, E.V. Anorthositic associations of the Kola Peninsula. In.: Anorthosites of the Earth and the Moon. M.: Nauka. 1984. P. 5-61.

Кудряшов Н.М., Гавриленко Б.В., Апанасевич Е.А. Возраст пород архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья: новые U-Pb данные // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и Центра России. Материалы X Молодежной конф. К.О. Кратца. Апатиты. 1999. С. 66-70. || Kudryashov, N.M., Gavrilenko, B.V. and Apanasevich, E.A. The age of rocks from the Archean Kolmozero-Voronya greenstone belt: new U-Pb data // Geology and useful minerals of Northwest and Central Russia. Proceedings of the 10th K.O. Kratz Youth Conference. Apatity. 1999. P. 66-70.

ВОЗРАСТ АРХЕЙСКОГО ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНОГО (САНУКИТОИДНОГО) ПОРОСОЗЕРСКОГО МАССИВА ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА КОЛМОЗЕРО-ВОРОНЬЯ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Кудряшов Н.М.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия, nik@geoksc.apatity.ru

AGE OF THE ARCHEAN POROSZERO HIGH-Mg (SANUKITOID) MASSIF OF THE KOLMOZERO-VORON'YA GREENSTONE BELT, KOLA PENINSULA

Kudryashov N.M.

Geological Institute, Kola Science Centre, RAS, Apatity, Russia, nik@geoksc.apatity.ru

Высокомагнезиальные гранитоиды (санукитоиды) неoarхейского возраста имеют широкое распространение в пределах зеленокаменных поясов на докембрийских кратонах. На Балтийском щите, высокомагнезиальные гранитоиды, по составу отвечающие санукитоидам, наиболее широко распространены в Карельской и Кольско-Норвежской провинциях [1]. В пределах зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья эти образования слагают два крупных массива - Поросозерский и Колмозерский, которые расположены в юго-восточной части пояса на границах с Центрально-Кольским и Мурманским доменами.

Поросозерский массив является полифазным плутоном – первая фаза представлена дифференцированной серией: габбро-диорит, кварцевый монцодиорит, гранодиорит, плагиогранит. Вторая фаза сложена лейкогранитами и их жильными дериватами, третья – жильными лампрофирами и четвертая – пегматитами [2]. Породы главной фазы характеризуются обогащением LREE ($La=30-35$ ppm, $Ce=53-60$ ppm, $La_n/Yb_n=16-32$), щелочами ($Na_2O+K_2O=5-8\%$), высокими значениями $mg\#$ (0.5-0.6). Изотопные характеристики $\epsilon_{Nd}=+0.3+0.56$. Лампрофировые породы содержат $SiO_2=52-62\%$, $Na_2O+K_2O=5.1-7.7\%$, $mg\#=0.56-0.58$.

Для геохронологического изучения U-Pb методом по циркону были отобраны пробы из кварцевого монцодиорита (KV-47) и гранодиорита (KV-37) главной фазы массива, а также проба из жилы лампрофиров, по составу отвечающая одиниту (M-590). Акцессорный циркон в пробах кварцевого монцодиорита и гранодиорита представлен прозрачными и полупрозрачными зернами, цвет коричневый, дипирамидально-призматического габитуса. В иммерсионной жидкости внутреннее строение проявлено отчетливой тонкой зональностью роста кристаллов. Возраст циркона для кварцевого монцодиорита по верхнему пересечению с конкордией составил 2734 ± 4 млн. лет, для гранодиорита – 2733 ± 6 млн. лет (рис.1). Акцессорные цирконы в пробе одинита имеют две разные популяции. Первая представлена прозрачными короткопризматическими кристаллами цирконового типа, вторая темно-коричневыми метамиктными призматическими зернами. Цирконы второй популяции содержат высокие количества урана. Возраст циркона первой популяции по верхнему пересечению с конкордией составил 2680 ± 10 млн. лет (рис.2). Для второй популяции циркона сильно дискордантный возраст равен 2629 ± 8 млн. лет и рассматривается как время метасоматической проработки лампрофиров.

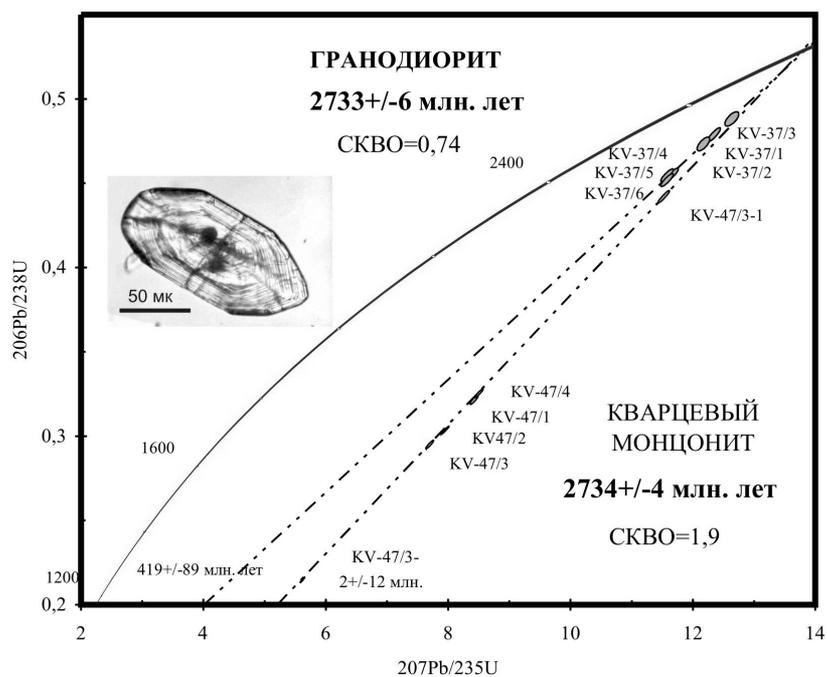


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для циркона из гранодиоритов и кварцевых монцодиоритов Поросозерского массива.

Fig. 1. Diagram with a concordia for zircon from Porosozero granodiorites and quartz monzonites

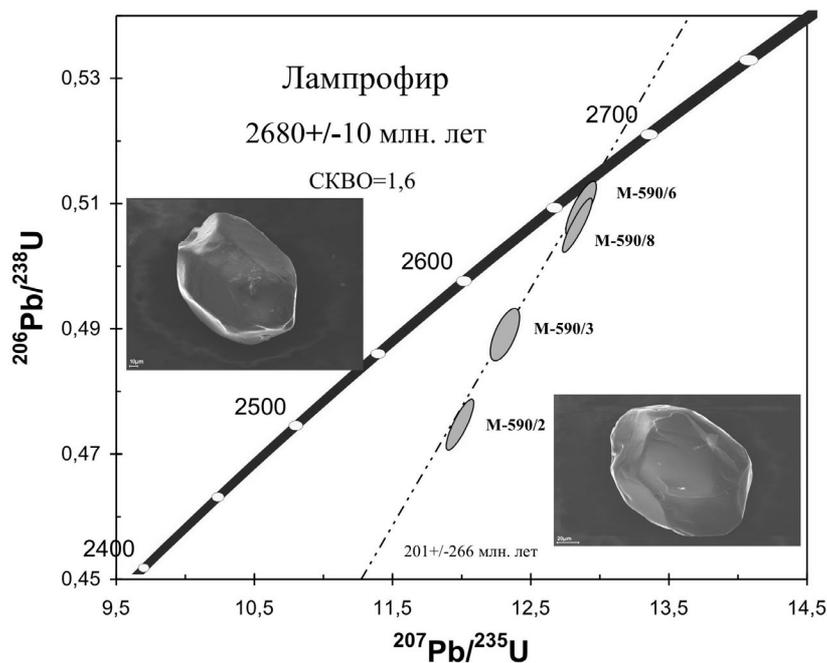


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для циркона из лампрофиров Поросозерского массива.

Fig. 2. Diagram with a concordia for zircon from Porosozero lamprophyres

Формирование полифазного Поросозерского массива происходило в короткий интервал времени с последующим внедрением лампрофировых пород. Санукитоидный магматизм Кольского региона по времени сопряжен с санукитоидным магматизмом Карельской провинции с возрастом 2.73-2.75 млрд. лет.

Neoproterozoic high-Mg granitoids (sanukitoids) are widespread in greenstone belts on Precambrian cratons. In the Baltic Shield, high-Mg granitoids, corresponding in composition to sanukitoids, are most common in the Karelian and Kola-Norwegian provinces [1]. In the Kolmozero-Voronya greenstone belt, they make up two big massifs, Porosozero and Kolmozero, located in the southeastern part of the belt at the boundary with the Central Kola and Murmansk domains.

The Porosozero massif is a polyphase pluton. Phase I is formed by a differentiated series: gabbrodiorite, quartz monzodiorite, granodiorite and plagiogranite; phase II by leucogranites and their veined derivatives; phase III by veined lamprophyres; and phase IV by pegmatites [2]. Major-phase rocks are enriched in LREE (La = 30-35 ppm, Ce = 53-60 ppm, $La_n/Yb_n = 16-32$) and alkalis ($Na_2O+K_2O = 5-8\%$) and show high mg# values (0.5-0.6). Their isotopic characteristics are: $\epsilon_{Nd} = +0.3 + 0.56$. Lamprophyric rocks contain 52-62% SiO_2 , $Na_2O+K_2O = 5.1-7.7\%$ and $mg\# = 0.56-0.58$.

To conduct geochronological study by the U-Pb zircon method, samples from quartz monzodiorite (KV-47) and granodiorite (KV-37) of the main phase of the massif and a sample from a lamprophyre vein, corresponding in composition to odinite (M-590), were collected. Accessory zircon in the quartz monzodiorite and granodiorite samples occurs as transparent and semi-transparent brown grains showing a dipyramidal-prismatic habit. In immersion liquid, its internal structure is emphasized by a well-defined thin crystal growth zoning. The age of zircon for quartz monzodiorite, estimated from the upper intersection of the concordia, is 2734 ± 4 Ma and that for granodiorite is 2733 ± 6 Ma (Fig.1). Accessory zircons in the odinite sample form two different populations; one is represented by transparent short-prismatic zircon-type crystals and the other by dark-brown metamict prismatic grains. Second-population zircons are rich in uranium. The age of first-population zircon, estimated from the upper intersection of the concordia, is 2680 ± 10 Ma (Fig.2). For zircon population II, the highly discordant age 2629 ± 8 Ma is assumed to be the time of metasomatic reworking of lamprophyres.

The formation of the Porosozero polyphase massif took a short time and was followed by the intrusion of lamprophyric rocks. The sanukitoid magmatism of the Kola region coincided in time with the 2.73-2.75 Ga sanukitoid magmatism of the Karelian province.

Литература – References

Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P. at all. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // *Lithos*. 2005. №. 79. С. 107-128.

Петровский М.Н., Виноградов А.Н. Геология позднеархейского Поросозерского массива гранитоидов (Кольский полуостров) // *Вестник МГТУ*. 2002. Т.5 №1. С. 91-98. || Petrovsky, M.N., Vinogradov, A.N. Geology of the Late Archaean Porosozero granitoid massif, Kola Peninsula // *Vestnik MGTU*. 2002. Vol.5. No.1. P. 91-98.

СВЯЗЬ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА И ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСАХ КАРЕЛИИ

Кулешевич Л.В.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, kuleshev@krc.karelia.ru

RELATIONSHIP BETWEEN GRANITOID MAGMATISM AND GOLD MINERALIZATION IN ARCHEAN GREENSTONE BELTS OF KARELIA

Kuleshevich L.V.

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, kuleshev@krc.karelia.ru

В строении наиболее древних зеленокаменных поясов – *Сегозерско-Ведлозерского, Сумозерско-Кенозерского и Южно-Выгозерского* ЗП (3,1-2,85 млрд л.) в обрамлении Водлозерского блока участвуют базит-гипербазитовые (коматииты, толеитовые базальты; 3,1-2,9 млрд л.) и андезит-дацит-риолитовые (2,89-2,86 млрд л.) комплексы. С вулканизмом (базальтовым и андезит-дацит-риолитовым разных уровней), черносланцевыми толщами связано накопление руд колчеданного

семейства с рассеянными концентрациями Au. Шилосский, Вожмозерский, Шуйский интрузивные комплексы представлены габбро, диоритами, плагиогранитами (2,86-2,84 млрд л.), порфиоровыми дайками (~2,81 млрд л.), Na-K-гранитами. В ореолах этих массивов и на контактах порфировых даек формируются зоны рассланцевания, низкотемпературного изменения (березиты, листовениты) и вкрапленно-прожилковое золото-сульфидно-кварцевое оруденение (проявления Заломаевского рудного поля, З.-Вожмозерское, Лещевское, Эльмус, Виетуккалампи).

Беломорский складчатый пояс (БСП) сложен деформированными толщами беломорской серии и мигматитами по ним, имеет покровно-складчатое строение и низкоградиентный высокобарический полифациальный метаморфизм. По данным современных исследований, доказано, что процессы вулканизма в восточной части БСП, протекали более 2,82 млрд лет назад. Ранние гранитоиды (2,86-2,82 млрд л.) прорывают и мигматизируют толщи чупинской и хетоламбинской свит. Более молодые структуры Тикшезеро-Авнеозерского ЗП (Винга-Хизоваара) формировались от 2,8 до 2,705 млрд л. Позднеархейские коллизионные процессы датированы возрастом гранитных тел ~2,7–2,65 млрд л. В палеопротерозое свекофенские деформации сопровождались складчатостью, метаморфизмом, метасоматозом, пегматитами (1,86-1,76 млрд л.). Колчеданное оруденение, сформированное на аккреционной стадии развития БСП в мезо- и неогархее на разных этапах деформаций, внедрения гранитов и пегматитов было метаморфизовано и переотложено. Небогатые проявления золота связаны с метаморфогенными метасоматитами, ргенерированными колчеданными или другими типами руд (Кив губа, Травяная, Климовское и др.); на участках Винга, Степанова Ламба, Хизоваара, в том числе, с Sb-As оруденением.

Костомукшско-Гимольский ЗП заложился и формировался в интервале времени от 2,88-2,84 до 2,7 млрд л. Развитие ЗП началось с раскрытия рифта и отложения базальтов и коматиитов (формирования океанической коры), на аккреционной стадии образовались кислые вулканы шурловарской свиты (2,8 млрд л.). На раннеколлизионной стадии вмещающие толщи были смяты и метаморфизованы в амфиболитовой фации; в обрамлении Костомукшской структуры внедрились тоналиты (~2,8-2,78 млрд л.) и сформировались подобные им массивы в ЗП Суомосалми. Были совмещены вулканогенный (контокский) и терригенный разрез гимольской серии. На поздней стадии в осевой части структуры по зонам сдвиговых деформаций ССВ и субширотного простираения внедрились небольшие интрузивы и дайки, представленные габбро, диоритами, гранит-порфирами Таловейского комплекса (Центральный, Факторный, Берендей, 2,72 млрд л.), Na-K- и K-граниты (2,7-2,68 млрд л.). Костомукшскую свиту прорывают дайки габбро и фельзиты раутаойского комплекса (~2,707 млрд л.). Рассеянные концентрации Au установлены в колчеданных рудах; гранодиориты и граниты сопровождаются Au-S-кварцевым и Cu-Mo оруденением с Bi, Te, Au. На поздней коллизионной стадии развития структуры в ССВ и субширотных шир-зонах сформировались золото-кварцевые и Au-S-As-кварцевые руды (Таловейс, Ю.-Костомукшское), им предшествовали разнотемпературные изменения пород от микроклинизации, биотитизации, грейзенизации до березитов.

В восточном обрамлении Карельского кратона в *Авнеозеро-Парандовском ЗП*, в интервале времени 2,81-2,7 млрд лет происходило последовательное накопление базальтов, андезибазальтов, андезитов, риодацитов и их туфов – окраинно-континентальных фаций над зоной субдукции ЮЗ направления. Формирование структур ЗП продолжалось на поздней коллизионной стадии и завершилось отложением косослоистых осадков и конгломератов. Строение ЗП обусловлено внедрением габбро, крупных батолитов гранодиоритов Тунгудского, Кочкомского, Шобинского (~2,81 млрд л.), затем Лобашского и Пяяварского массивов (диориты, гранит-порфиры, лейкограниты; 2,705 млрд л.). Кислый магматизм сопровождался грейзенами, биотититами, пропилитами, Cu-Mo и Au-полисульфидными (с Bi, Te, Ag) рудами - Лобаш (Лобаш, Лобаш-1) и Пяявара (Ширкоярви, Норваярви).

Пулл-апарт структуры центральной части кратона заложилась и формировались в неогархее (вероятно, от 2,72÷2,74 до 2,65 млрд л.) в связи с позднеорогенными событиями, обусловленными коллизией Карельского кратона и БСО. На поверхностном уровне это были вытянутые бассейны ССВ простираения, в которых накапливалась неогархейская моласса – песчаники, граувакки, конгломераты, сопоставимые с формациями Тимискаминг в Канаде и Шавма в ЗП Мидландс в Зимбабве. В западной Карелии в это время формировались флишевые толщи ПЖФ. Для них характерен низкий метаморфизм, отсутствие сложно-складчатых деформаций, наличие зон рассланцевания ССВ и З-В простираения. В Ц. Карелии конгломераты этих структур прорываются субщелочными телами и дайками габбро-пироксенитов, сиенитов, монзонитов (2,74-2,72 млрд л.), Na-K и K-гранитов (мас-

сивы Ондозерский, Шаравалампи, Аминдомаоя, Паданский, Сяргозеро, Хижозерский, Гармозерский), Хаутоваарский (2,67 млрд л.). Они сопровождаются микроклинизацией, биотитизацией, гумбеитами, иногда Cu-Mo или золото-сульфидно-кварцевой минерализацией. В Хаутоваарской и Эльмусской структурах к ССВ шир-зонам в них приурочены золоторудные объекты (Коруд, Новые Пески, Педролампи).

ЗП Ялонваара–Хатту–Тулос ЮЗ окраины Карельского кратона развивался над зоной субдукции СВ направления в интервале времени от 2,78 до 2,6 млрд лет. В составе островодужных ассоциаций ЗП Ялонваара–Хатту–Тулос преобладают средние-кислые вулканиты и осадки; с ними связано Cu-колчеданное оруденение. На коллизионной стадии внедрялись тела и дайки диоритов, тоналитов, гранитов: в Финляндии – массивы Силвеваара, Куйттила, Погоста (2757-2725 млн л.); в Карелии – Ялонваарский, Кадилампи, Суоярвский (2,77 млрд л.). В ЗП Кухмо–Суомосалми возраст более древних толщ 2,8-2,76, более молодых – 2,75–2,6 млрд л. Они секутся ТТГ комплексом и порфиroidными Na-K-гранитами (2678 и 2596 млн л., по данным E. Luukkanen). Первичное накопление Au во вмещающих толщах ЗП связано с Cu-колчеданными рудами. Диориты и порфиroidные граниты сопровождаются Cu-Mo, Au-Cu-W-Mo, Au-полисульфидными рудами.

Таким образом, в соответствии с развитием ЗП в раннем докембрии Карелии намечается эволюция гранитоидного магматизма (от Ca-Na до Na-K рядов), с общим увеличением щелочности и глиноземистости пород, уменьшением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, изменением железистости-магнезиальности, геохимического состава и металлогенической специализации. Происходит усложнение состава рудной минерализации от древних океанических толщ к более молодым (формирующимся на континентальной коре): увеличение в колчеданных рудах Cu и полиметаллов, смена Au-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой минерализацией, ассоциирующей с гранитоидами, на Au-Cu-Mo- или Au-Cu-W-Mo-порфиroidную с Bi, Te, Ag. Появление в самых поздних шир-зонах широкого спектра руд (разнотемпературных S-Sb-As, Bi-Te), сопровождающих золото. Выделенные разновозрастные ряды кислого магматизма являются наиболее близкими по времени образования золотому оруденению.

Работа выполнялась в связи с подготовкой докторской диссертации и по программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 2: Проект «Золоторудные системы в архейских зеленокаменных поясах: геодинамические обстановки, возрасты, минералого-геохимическая типизация». Результаты исследований автора опубликованы в ДАН, журналах РМ, Записки РМО, «Геология и полезные ископаемые Карелии» (Петрозаводск) за 1998-2008 г.

The structure of the oldest greenstone belts, namely the Segozero-Vedlozero, Sumozero-Kenozero and South Vygozero belts (3.1-2.85 Ga), located on the Vodlozero Block margin, is formed of basic-hyperbasic (3.1-2.9 Ga komatiites and tholeiitic basalts) and 2.89-2.86 Ga andesite-dacite-rhyolite complexes. Different-level basaltic and andesitic-dacitic-rhyolitic volcanism and black shale units are responsible for the accumulation of pyrite-family ores with disseminated Au concentrations. The Shilos, Vozhmozero and Shuya intrusive complexes consist of gabbro, diorites, plagiogranites (2.86-2.84 Ga), porphyry dykes (~2.81 Ga) and Na-K-granites. Schistosity zones, low temperature alteration zones (beresites and listwanites) and disseminated-stockwork gold-sulphide-quartz mineralization (Zalomaevskoye Ore Field, W. Vozhma, Leshchevskoye, Elmus and Vietukkalampi occurrences) are formed in the haloes of these massifs and at porphyry dyke contacts.

The Belomorian foldbelt (BFB) is made up of deformed Belomorian-series units and migmatites after them. It exhibits an overlapping-folded structure and low-grade high-pressure polyfacies metamorphism. Recent studies have shown that volcanic processes in the eastern BFB took place over 2.82 Ga ago. Early 2.86-2.82 Ga granitoids cut and migmatize rocks of the Chupa and Khetolambino suites. Younger structures of the Tikshozero-Avneozero GB (Vinga-Khizovaara) were formed 2.8 to 2.705 Ga ago. Late Archean collision processes were dated from the age of granite bodies ~2.7–2.65 Ga. In Paleoproterozoic time, Svecofennian deformations were accompanied by folding, metamorphism, metasomatism and pegmatites (1.86-1.76 Ga). Pyrite mineralization, formed at the accretion stage in the Meso- and Neoproterozoic evolution of BFB at different granite and pegmatite deformation and intrusion stages, was metamorphosed and redeposited. Low-grade gold occurrences are associated with metamorphogenetic metasomatic rocks and regenerated pyritic and other types of ore at Kiv Guba, Travyanaya, Klimovskoye and other localities and with Sb-As mineralization at Vinga, Stepanova Lamba and Khizovaara.

The Kostomuksha-Gimoly GB was formed and evolved in the time interval 2.88-2.84 to 2.7 Ga. The evolution of the belt began with rift opening and the deposition of basalts and komatiites (oceanic crust formation); 2.8 Ga felsic volcanics of the Shurlovaara suite were produced in the accretion stage. In the early collision stage, host units were folded and metamorphosed to amphibolite grade; ca. 2.8-2.78 Ga tonalities intruded in the Kostomuksha structure margin, and similar massifs were formed in the Suomussalmi GB. The volcanogenic (Kontokki) unit and the terrigenous unit of the Gimoly series were combined. In the late stage, small intrusive bodies and dykes, consisting of Taloveis gabbro, diorite and granite-porphyry (Tsentralny, Faktorny and Berendei, 2.72 Ga), as well as 2.7-2.68 Ga Na-K and K-granites, intruded the axial portion of the structure along NNE- and near-E-W-trending shear strain zones. The Kostomuksha suite is cut by ca. 2.707 Ga Rautajoki gabbro and felsic rocks. Scattered Au concentrations were revealed in pyrite ores; granodiorites and granites are accompanied by Au-S-quartz and Cu-Mo mineralization with Bi, Te and Au. In the late collision stage of the structure, gold-quartz and Au-S-As-quartz ores (Taloveis and S.Kostomuksha) were formed in NNE- and near-E-W-trending shear-zones. These events were preceded by rock alteration at different temperatures from microclinization, biotitization and greysenization to beresites.

On the eastern Karelian Craton margin, in the *Avneozero-Parandovo GB*, basalts, andesite-basalts, andesites, rhyodacites and tuffs thereof – continental-margin facies- accumulated consecutively 2.81-2.7 Ga ago above a SW-trending subduction zone. The formation of GB structures continued in the late collision stage and was completed by deposition of cross-bedded sediments and conglomerates. The GB structure was produced by the intrusion of gabbro, large granodiorite batholiths of the Tunguda, Kochkoma, Shobino (~2.81 Ga) and then Lobash and Pääjärvi massifs (diorite, granite-porphyry and leucogranite; 2.705 Ga). Acid magmatism was accompanied by greysens, biotitites, propylites and Cu-Mo and Au-polysulphide (with Bi, Te and Ag) ores - Lobash (Lobash, Lobash-1) and Päävaara (Shirkajärvi and Norvajärvi).

Pull-apart structures in the central part of the craton were produced and evolved in Neoproterozoic time (presumably from 2.72÷2.74 to 2.65 Ga) in connection with late orogenic events triggered by the collision of the Karelian Craton and BFB. On the surface level, they looked like elongate, NNE-trending elongate basins in which Neoproterozoic molasses (sandstone, greywacke and conglomerates), comparable with the Timiskaming Formation in Canada and the Shawma Formation in the Midlands GB, Zimbabwe, was accumulating. In West Karelia, volcanic-vent flysch facies were forming at that time. They are characterized by low-grade metamorphism, the absence of composite fold deformations and the presence of NNE- and E-W-trending schistosity zones. In Central Karelia, conglomerates of these structures are cut by subalkaline bodies and dykes of gabbro-pyroxenites, syenites, monzonites (2.74-2.72 Ga) and Na-K and K-granites (Ondozero, Sharavalmi, Amindomaoya, Padany, Syargozero, Khizhozero, Garmozero and Hautavaara massifs, 2.67 Ga). They are accompanied by microclinization, biotitization and gumbesites, sometimes by Cu-Mo or gold-sulphide-quartz mineralization. In the Hautavaara and Elmus structures, gold units (Korud, Novye Peski and Pedrolampi) are restricted to NNE-trending shear-zones.

The Jalonsvaara-Hattu-Tuulos GB at the SW end of the Karelian Craton evolved above a NE-trending subduction zone in the time interval 2.78 to 2.6 Ga. Island-arc associations in the Jalonsvaara-Hattu-Tuulos GB are dominated by intermediate to felsic volcanics and sediments; associated with it is Cu-pyrite mineralization. Bodies and dykes of diorites, tonalities and granites intruded in the collision stage, e.g. the Silvevaara, Kuittila and Pogosta massifs (2757-2725 Ma) in Finland and the Jalonsvaara, Kadilampi and Suojärvi massifs (2.77 Ga) in Karelia. In the Kuhmo-Suomussalmi GB, older units are dated at 2.8-2.76 Ga and younger ones at 2.75–2.6 Ga. They are cut by a TTG-complex and porphyreous Na-K-granites (2678 and 2596 Ma, after E. Luukkanen). Primary Au accumulation in the host units of GB is associated with Cu-pyrite ores. Diorites and porphyreous granites are accompanied by Cu-Mo, Au-Cu-W-Mo and Au-polysulphide ores.

Thus, in accordance with the Early Precambrian evolution of the GB in Karelia, granitoid magmatism evolved from Ca-Na to Na-K series with a general increase in the alkali and alumina content of rocks, a decrease in Na₂O/K₂O ratio and a change in Fe-Mg content, geochemical composition and metallogenic specialization. The composition of ore mineralization becomes more complex from old to young oceanic units formed on the continental crust: an increase in the Cu and base metal content of pyrite ores, the replacement of Au-sulphide-quartz and gold-quartz mineralization associated with granitoids by Au-Cu-Mo- or Au-Cu-W-Mo-porphyrific mineralization with Bi, Te and Ag. A wide spectrum of ores

(different-temperature S-Sb-As and Bi-Te) that accompany gold appears in the latest shear-zones. The different-aged series of acid magmatism are the closest in the time of formation to gold mineralization

The study was conducted in connection with the preparation of a Doctoral thesis and under Basic Research Programme No.2 supervised by the Earth Sciences Section, RAS: Project "Gold ore systems in Archean greenstone belts: geodynamic settings, ages and mineralogical-geochemical classification". The results of the author's study were published in DAN, RM journals, RMO Notes, "Geology and useful minerals of Karelia" (Petrozavodsk), 1998-2008.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА И ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КОСТОМУКШСКОЙ СТРУКТУРЫ (КОСТОМУКШСКО-ГИМОЛЬСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС)

Кулешевич Л.В.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, kuleshev@krc.karelia.ru

EVOLUTION OF MAGMATISM AND GOLD MINERALIZATION OF THE KOSTOMUKSHA STRUCTURE, KOSTOMUKSHA-GIMOLY GREENSTONE BELT

Kuleshevich L.V.

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, kuleshev@krc.karelia.ru

Геологическое строение Костомукшской структуры представлено породами нюкозерской толщи, контоксской и гимольской серий, образовавшихся в разных геодинамических условиях. Контокская серия включает ниemiaрвинскую, руvинваарскую и шурловаарскую свиту. Ниemiaрвинская свита сложена амфиболитами, амфиболовыми сланцами по базальтам, шурловаарская – сланцами и гнейсами по кислым вулканитам, агломератовым и слоистым туфам, туффитам, биотитовыми и углеродсодержащими сланцами, магнетитовыми кварцитами с прослоями колчеданных руд. Руvинваарская свита представлена метакоматиитами и амфиболитами по базальтам. Формирование базит-гипербазитовых (океанической коры) и островодужных комплексов приходится на интервал времени 2,88-2,84÷2,82-2,8 млрд л. (по данным исследований разных авторов 1998-2006 г.). Гимольская серия слагает флишевый тип разреза структуры и включает следующие свиты: 1 – суккозерскую, представленную конгломератами и гравелитами; 2 – костомукшскую (железистые кварциты, биотитовые, амфиболовые и черные сланцы) с основными запасами железных и прослоями колчеданных руд; и 3 – сурлампинскую (кварциты, амфибол-биотитовые сланцы). Метаморфические преобразования пород, по данным О.И. Володичева, происходили на аккреционном и коллизионном этапах развития структуры: статический метаморфизм при $P \sim 4-6$ кбар, $T=530-640^\circ\text{C}$; метаморфизм коллизионного этапа в условиях $T=590-640^\circ\text{C}$ и повышенных $P=4,4-10$ кбар и связан с формированием транспрессионных сдвиговых зон. Метасоматиты в сдвиговых ССВ и 3-В зонах формировались в условиях снижения T и P (материалы автора).

Металлогеническая специализация Костомукшской структуры определяется прежде всего наличием железистых кварцитов, горизонтов колчеданов, золота и Cu-Mo оруденения. В коматиитах установлена бедная никелевая минерализация. Золоторудные проявления связаны с орогенным этапом развития структуры, кислым магматизмом, зонами деформаций, метасоматоза и перекристаллизации ранее существовавших руд. Наибольший интерес в отношении золота имеют: 1 – вулканогенно-осадочные толщи и колчеданные горизонты шурловаарской и костомукшской свит, субвулканические тела, зоны их гидротермальной проработки и сульфидной минерализации, полосчатые железистые формации с сульфидами; 2 – таловойский (2,72 млрд л.), ниemiaрвинский, шурловаарский (2,7-2,68), раутаойский (2,705) гранитоидные комплексы, а также зоны гидротермальной проработки в ореолах массивов; 3 – сдвиговые зоны ССВ и субширотного простирания с интенсивной метасоматической проработкой. (Состав пород и содержание Au приводятся в табл. 1-2).

Table 1. Chemical compositions of felsic intrusive rocks from the Kostomuksha structure

Components	1	2	3	4	5	6	7*	8*	9	10*	11*	12	13	14*	15	16	17	18	19
SiO ₂	69.63	71.62	66.55	75.38	66.72	71.26	62.60	57.88	57.70	55.34	60.10	60.51	67.34	67.41	67.85	73.17	74.34	70.79	61.70
TiO ₂	0.30	0.39	0.42	0.10	0.11	0.09	0.63	0.77	0.58	0.74	0.59	0.52	0.33	0.37	0.45	0.19	0.12	0.28	0.27
Al ₂ O ₃	13.73	16.29	16.13	13.18	18.78	16.08	15.00	16.47	16.56	17.41	15.87	15.96	14.81	15.29	15.34	13.53	13.32	14.65	17.10
Fe ₂ O ₃	0.89	0.14	0.59	0.40	0.22	0.22	2.35	3.75	1.96	3.68	2.89	1.64	1.04	1.90	1.16	0.94	0.62	0.63	1.42
FeO	2.07	0.37	2.75	1.46	0.74	0.91	2.65	3.36	4.53	4.1	3.21	3.86	1.94	2.11	2.37	1.04	0.58	1.73	1.01
MnO	0.07	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	-	-	0.11	0.10	0.08	0.09	0.06	0.05	0.04	0.03	0.02	0.05	0.04
MgO	1.63	0.52	2.75	0.74	0.57	0.98	2.35	3.79	3.84	4.50	3.86	3.36	1.90	2.00	0.78	0.50	0.57	0.52	1.31
CaO	2.41	0.58	1.84	1.59	2.82	2.97	6.50	4.99	5.70	5.37	4.31	4.88	3.06	2.56	1.83	0.93	1.02	1.81	1.26
Na ₂ O	1.67	9.40	6.62	6.00	7.46	6.05	3.07	7.83	3.83	4.53	4.79	4.14	4.24	4.61	3.82	3.67	3.67	3.71	0.78
K ₂ O	6.13	0.05	0.69	0.46	0.97	0.81	1.20	0.19	2.26	1.94	1.76	2.39	2.98	2.32	4.91	4.86	4.92	4.86	13.93
P ₂ O ₅	0.12	0.08	0.13	0.06	0.06	0.47	-	0.28	0.31	0.09	0.16	0.29	0.16	0.17	0.24	0.11	0.07	0.20	0.09
H ₂ O	0.19	0.03	0.09	0.11	0.08	0.05	-	-	0.10	0.25	0.07	0.11	0.06	-	0.13	0.13	0.05	0.05	0.13
LOI	1.00	0.03	1.10	0.42	1.02	0.47	1.11	0.56	2.23	3.25	1.85	1.97	1.63	1.26	0.81	0.61	0.52	0.46	0.60
Total	99.79	99.54	99.68	99.91	99.60	99.96	97.41	99.87	99.70	99.82	99.53	99.75	99.62	100.05	99.72	99.79	99.79	99.71	99.64
Li ₂ O	0.0073	0.0014	0.0034	0.0013	0.0039	0.0028	-	-	0.0087	-	-	0.0073	0.0040	-	0.0038	0.0062	0.0048	0.0088	0.0022
Rb ₂ O	0.0098	0.0002	0.0027	0.0017	0.0018	0.0026	-	-	0.0077	-	-	0.0098	0.0115	-	0.0119	0.0212	0.0295	0.0202	0.0268
Cs ₂ O	0.0031	0.0002	0.0004	0.0005	0.0003	0.0005	-	-	0.0007	-	-	0.0031	0.0004	-	0.0004	0.0004	0.0006	0.0005	0.0005
NiO	0.007	0.005	0.007	0.004	0.005	0.004	-	-	0.003	-	-	0.007	0.005	-	-	0.002	-	-	0.002
CoO	0.003	0.002	0.004	0.002	0.002	0.002	-	-	0.004	-	-	0.003	0.002	-	-	0.002	-	-	0.003
CuO	0.005	0.001	0.006	0.004	0.002	0.001	-	-	0.004	-	-	0.005	0.003	-	-	0.002	-	-	0.001
Cr ₂ O ₃	0.008	0.007	0.008	0.004	0.004	0.006	-	-	0.007	-	-	0.008	0.007	-	-	0.006	-	-	0.003
V ₂ O ₅	0.026	0.009	0.018	0.013	0.010	0.007	-	-	0.024	-	-	0.026	0.018	-	-	0.016	-	-	0.010
ZnO	0.011	0.001	0.006	0.003	0.002	0.002	-	-	0.010	-	-	0.011	0.008	-	-	0.004	-	-	0.003
N	6	1	2	2	1	1	6	1	1	14	42	4	3	28	2	4	2	2	1
Na ₂ O+K ₂ O	7.8	9.45	7.31	6.46	8.43	6.86	4.27	8.02	6.09	6.47	6.55	6.53	7.22	6.93	8.73	8.53	8.59	8.57	14.71
Na ₂ O/K ₂ O	0.27	1.88	9.59	13.04	7.69	7.47	2.56	41.21	1.69	2.33	2.72	1.73	1.42	1.99	0.77	0.75	0.75	0.76	0.06
Al	2.99	15.81	2.65	5.07	12.27	7.62	2.05	1.51	1.60	1.42	1.59	1.80	3.03	2.54	3.56	5.46	7.52	5.09	4.57
Ka	1.46	1.05	1.39	1.27	1.41	1.48	2.36	1.26	1.89	1.82	1.62	1.70	1.45	1.51	1.32	1.20	1.17	1.29	1.04
Mg	0.50	0.65	0.60	0.42	0.52	0.61	0.47	0.5	0.52	0.52	0.54	0.53	0.54	0.48	0.29	0.32	0.47	0.29	0.51
A/CNK	1.18	1.01	1.21	1.22	1.18	1.19	1.22	0.93	1.19	1.2	1.16	1.15	1.14	2.23	1.55	1.11	1.08	1.12	0.97

Note: 1 = felsic volcanics of the Shurlovaara suite. 2-4 = dykes of felsic rocks and microdiorites, Taloveis prospect (2-3 = Na-rhyolites and dacites in a halo and 4 = microdiorites that cut Tsentrally massiff), 5-6 = halleflinta (Na-dacites and rhyodacites), Kostomuksha openpit mine. 7-14: 7-8 = dacite and andesite dykes, Berendei prospect; 9-10 = diorites, 11-12 = quartz diorite, 13-14 = granite-porphry. K - granitic complex. 15-18: 15 = granodiorites, Shurlovaara massiff, 16 = granites, Niemijärvi massiff, 17-18 = K-granites and apfites, Vostochny massiff. 20 = potassic metamorphic rocks, Lake Fuguroye. * - ferric and ferrous oxides were recalculated from total values; analytical data obtained by KGE.

Table 2. Noble-metal concentrations in the rocks and ores of the Kostomuksha structure

Prospect	Rock and ore mineralization (Sample no.)	N	Content (ppm)			
			Pt, Rh	Pd	Ag	Au
Southern part of the structure	Metasomatic rocks (C-16П and exp.)	8	H	0,0021-0,016	н	н-0,0077
-	Gabbro (C-16П/ 67-179)	8	H	н	н	н-0,027
-	Ore-free quartzites (southern part of the structure)	2	H	н	н	н
Western band	Pyrite ores	2	H	н-0,01	н	1-1,1
Kostomuksha ore occurrence	Iron formation and magnetite-biotite schists	4	H	н-0,0047	н	н-0,0048
	Magnetite-biotite schists with sulphides	2	H	н-0,0033	н	н-0,034
-	Carbonaceous shales with sulphides	20	H	н-0,005	н	н-0,014
	Stockwork-disseminated pyrrhotite-arsenopyrite mineralization (data obtained by the author, V.Ya. Gorkovets; KGE; Petrova & Golovnina).	2 10* *	H	н	н	1,93-2,43 0,3-20,1 0,1-30
-	Wall rock halo: K-6/5, 6/12, 6/13, 6/22	4			0,02-0,65	0,004-0,021
	Pyrrhotite-quartz veins	4	H	н-0,006	н	н-0,0034
Taloveis ore occurrence	Faktorny prospect (trenches and Boreholes)	*				0,41-1,41 1,24-6,4
	Taloveis (Tsentralny prospect and Ushkov vein)					0,5-80
	Berendei prospect					0,5-20
	Kurgelampi prospect, Vostochny prospect					0,02-2,54 0,1-2,04
SW structures	Niemijärvi prospect (K-140)					0,89-1,8
NW structures	West Ruvinväara prospect (C-422), 10-50 % sulphides					0,6-3

Note: N = number of analyses. ПП = ore field. Fire assay-spectral analytical data are presented (CNIGRI, Tula (Institute of Geology Archives, KarRC, RAS, made at the Institute of Geology, KarRC; data obtained by the author, V.Ya. Gorkovets, V.N. Kozhevnikov and V.A. Zemtsov; * generalized results of gold-spectral and fire assay analyses (data obtained by V.V. Ushkov, V.N. Furman, KGE; Petrova & Golovnina, SPbU).

Комплекс пород шурловаарской свиты – метавулканиды и туфы дацитов-ридацитов содержат SiO_2 66,6–71,08%, ср. 69,63%, имеют сумму щелочей $\text{alk}=5,79-9,17\%$ ($>7\%$, $\text{K}_2\text{O}>\text{Na}_2\text{O}$), повышенную глиноземистость, железистость (табл. 1, здесь и далее). С ними ассоциируют измененные породы западной полосы – кварц-серицитовые сланцы, углеродсодержащие горизонты, колчеданы, магнетит-биотитовые или –грюнеритовые кварциты. Для измененных вулканидов и полосчатой железистой формации с сульфидами характерен геохимический фон Au ~0,001-0,03 г/т, что является благоприятным фактором для формирования золото-сульфидного оруденения при перекристаллизации колчеданов (проявления З. Рувинваара, Ниemiaрвинское: Au до 0,6-3 г/т; табл. 2).

Субвулканические дациты–риодациты раутаойского комплекса (геллефлинты) образуют субсогласное пластовое тело (мощностью до 500 м) и дайки фельзитового или микропорфирового трахитоидного строения. На железорудном месторождении силл внедрился по сдвиговой зоне, сечет деформированные кварциты и сланцы, участвует в поздней складчатости, прорывается К-гранитами, пегматитами, кварцевыми жилами. Породы содержат SiO_2 66,72-71,26%, $\text{alk}=8,43-6,86\%$ ($\text{Na}_2\text{O}>>\text{K}_2\text{O}$), имеют повышенную al и mg. Близки им по составу дайки участка Таловейс. В ореолах силла в сланцах развита сульфидная вкрапленно-прожилковая сульфидная минерализация (10–30%, Au 0,05-2 г/т). Колчеданное оруденение, в т. ч., регенерированное, встречается в прокварцованных биотит-амфиболовых и черных сланцах, реже в железистых кварцитах. Геллефлинты подвержены поздним изменениям в субширотной шир-зоне. На них, кварциты и сланцы на железорудном месторождении по ССВ и З-В шир-зонам наложено Au-S-As-кварцевое оруденение, представленное на участке Ю.-Костомукшском пирротином, арсенипиритом, леллингитом, золотом, халькопиритом (Au 0,1-30 г/т, табл. 2).

Таловейский комплекс габбро, диоритов, кварцевых диоритов, кварц-плаггиогранит-порфиров сечет метаморфизованные вмещающие толщи в центральной части структуры – амфиболиты по базальтам, коматиитовым базальтам и метакоматииты рувинваарской свиты. На уч. Таловейс разви-

ты штоки и дайки ССВ и 3-В простираются, их образование происходило на поздней коллизионной стадии. Краевые части штоков Центрального и Факторного содержат ксенолиты вмещающих метасоматитов и ранних фаз комплекса. Массивы дифференцированы от диоритов до гранит-порфиров. Апикальная часть штока Центрального крупно-порфировая, его прорывают аплитовидные жилы подобные геллефлинтам и поздние лампроиты и лампрофиры. Состав пород гранодиоритового ряда колеблется по SiO_2 от 55,34 до 67,66%, $\text{alk}=6,09-7,22\%$ (Na_2O 3,83–4,95%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,69-2,72$). Общая щелочность, содержание CaO , редких щелочей, Ba , Sr , Zr , Cr_2O_3 и некоторых рудогенных компонентов несколько повышенные, MgO 4,50-1,9%, $\text{mg}=0,54-0,48$, что позволило отнести породы к санукитоидам (по С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаеву, А.В. Самсонову). Дайки микродиоритов и андезидацитов участка Берендей комагматичны породам комплекса. Над погруженной кровлей массива Факторного развиты биотитизация, пропицитизация вмещающих пород и прожилковая сульфидная минерализация. Ксенолиты коматиитов в гранит-порфирах интенсивно оталькованы, карбонатизированы и биотитизированы. Гранитоиды изменены и насыщены сетью разноориентированных кварцевых прожилков с пиритовой вкрапленностью (5 %). Штокверковые зоны Факторного (0,4-6,4 г/т) и Центрального (вкрапленность - 0,5–5 г/т, прожилки до 10 г/т) обогащены Au. Массив Центральный разбит шир-зоной ССВ-20°, трассируемой Главной кварцевой жилой мощностью 0,1–2 м, содержащей видимое золото (Au 0,5-60 г/т, ср. 4,5-5,6 г/т). $T_{\text{обр}}$ жилы около 380-360°. В зальбандах даек участка Берендей установлено до 0,5-20 г/т Au, при фоновых значениях и в ореоле 0,003-0,4 г/т.

Ниемиярвинский и шурловаарский комплексы Na-K и K гранодиоритов, гранитов и метасоматиты их сопровождающие. Граниты массивов Восточного (гора Таловейс) и Ниемиярвинского образуют синскладчатые тела, с ними связаны пегматиты. Позднескладчатый Шурловаарский массив сечет толщи контокской и гимольской серий, серые плагиомикроклиновые граниты и гранито-гнейсы обрамления. Граниты и аплиты массивов низкомagneзиальные, содержат SiO_2 73,46–75,26%, alk до 8,53–9% ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,75-0,77$), имеют повышенные общую щелочность, Li_2O , Rb_2O , Cs_2O . Гранодиориты Шурловаарского массива содержат 66,74-68,96% SiO_2 . Граниты и аплиты западного обрамления массива Восточного сопровождаются штокверковым окварцеванием с молибденитом, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сам. висмутом. На проявлениях Восточном и Кургелампи содержания Mo колеблются от 0,0001–0,0006 до 0,07-0,1 г/т, Au от 0,02–0,55 до 2,54 г/т. Поздние K-метасоматиты содержат до 14% K_2O (табл. 1). Тенденции изменения состава кислых пород видны из табл. 1 и рассматриваются на графиках в докладе.

Работа выполнялась в связи с подготовкой докторской диссертации и программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 2 (Проект «Золоторудные системы в архейских зеленокаменных поясах: геодинамические обстановки, возрасты, минералого-геохимическая типизация»).

The Kostomuksha structure consists of rocks of the Nyukozero unit and those of the Kontokki and Gimoly series formed in different geodynamic settings. The Kontokki series includes the Niemijärvi, Ruvinvaaara and Shurlovaara suites. The Niemijärvi suite is made up of amphibolites and amphibole schists after basalts, and the Shurlovaara suite consists of schists and gneisses after felsic volcanics, agglomerate and bedded tuffs, tuffites, as well as biotite and carbonaceous shales and magnetitic quartzites with pyrite ore interbeds. The Ruvinvaaara suite is formed of metakomatiites and amphibolites after basalts. Basic-hyperbasic (oceanic crust) and island-arc complexes were generated in the time interval 2.88-2.84÷2.82-2.8 Ga, as shown by the data obtained by various authors in 1998-2006. The Gimoly series constitutes a flysch type of section of the structure and comprises the following suites: 1) the Sukkozzero suite that consists of conglomerates and gravelstones; 2) the Kostomuksha suite composed of iron formation as well as biotite and amphibole schist and black shale with basic iron ore reserves and pyrite ore interbeds; and 3) the Surlampi suite made up of quartzites and amphibole-biotite schists. According to O.I. Volodichev, the rocks were metamorphosed at the accretion and collision stages in the evolution of the structure: static metamorphism at $P \sim 4-6$ kbar, $T = 530-640^\circ\text{C}$; collision-stage metamorphism at $T = 590-640^\circ\text{C}$ and $P = 4.4-10$ kbar and is associated with the formation of transpression shear-zones. Metasomatic rocks in NNE- and E-W-trending shear-zones were produced at low T and P (author's data).

The metallogenic specialization of the Kostomuksha structure depends primarily on the presence of iron formation, pyrite and gold horizons and Cu-Mo mineralization. Komatiites host low-grade nickel

mineralization. Gold occurrences are associated with an orogenic stage in the evolution of the structure, acid magmatism and zones of deformation, metasomatism and recrystallization of earlier ores. Of utmost interest with respect to gold are: 1 – volcanic-sedimentary units and pyrite horizons of the Shurlovaara and Kostomuksha suites, subvolcanic bodies, their hydrothermal reworking and sulphide mineralization zones and banded iron formation with sulphides; 2 – the 2.72 Ga Taloveis, the 2.7-2.68 Ga Niemijärvi, Shurlovaara and 2.705 Ga Rautajoki granitoid complexes and hydrothermal reworking zones in the haloes of the massifs; 3 – NNE- and near-E-W-trending shear-zones subjected to intense metasomatic reworking. (Rock composition and Au concentrations are shown in Tables 1-2).

The rock complex of the Shurlovaara suite – metavolcanics and dacite-rhyodacite tuffs contain 66.6-71.08% SiO₂ (aver. 69.63%), 5.79–9.17 % total alkalis (>7%, K₂O>Na₂O) and high alumina and high iron concentrations (Table 1, here and onwards). Associated with them west-band altered rocks such as quartz-sericite schists, carbonaceous horizons, pyrites and magnetite-biotite- or –grunerite quartzites. Altered volcanics and banded iron formation with sulphides typically show a geochemical Au background of ~0.001-0.03 g/t, which is a favourable factor for the formation of gold-sulphide mineralization upon recrystallization of pyrites (W. Ruvinväara and Niemijärvi occurrences: up to 0.6-3 g/t Au; Table 2).

Subvolcanic dacites-rhyodacites of the Rautajoki complex (halleflinta) form a subconcordant sheeted body, up to 500 m thick, and felsitic- or microporphyric trachytoid-textured dykes. In the iron deposit, a sill intruded along a shear-zone, cuts deformed quartzites and schists, is involved in late folding and is cut by K-granites, pegmatites and quartz veins. The rocks contain 66.72-71.26% SiO₂ and 8.43–6.86% total alkalis (Na₂O>>K₂O) and high al and mg concentrations. Dykes of the Taloveis prospect are similar to them in composition. Disseminated-stockwork sulphide mineralization (10–30%, 0.05-2 g/t Au) is widespread in sill haloes in schists. Pyrite mineralization, including regenerated mineralization, is encountered in silicified biotite-amphibole schists and black shales, less commonly in iron formation. Halleflinta was subjected to late alterations in a near-E-W-trending shear-zone. Quartzites and schists in the iron deposit are overlain along NNE- and E-W-trending shear-zones by Au-S-As-quartz mineralization represented at the S.Kostomuksha prospect by pyrrhotite, arsenopyrite, loellingite, gold and chalcopyrite (0.1-30 g/t Au, Table 2).

The Taloveis complex, made up of gabbro, diorite, quartz diorite and quartz-plagiogranite-porphry, cuts metamorphosed host units, such as amphibolites after basalts and komatiitic basalts as well as Ruvinväara metakomatiites, in the central part of the structure. NNE- and E-W-trending stocks and dykes are common at the Taloveis prospect; they were formed at a late collision stage. The Tsentralny and Faktorny stock margins contain xenoliths of host metarocks and the early phases of the complex. The massifs are differentiated from diorite to granite-porphry. The apex of the Tsentralny stock is macroporphyric, and is cut by aplite-like veins, similar to halleflinta, and late lamproites and lamprophyres. The composition of granodiorite-series rocks varies in percentage of SiO₂ from 55.34 to 67.66%, alk = 6.09-7.22% (Na₂O 3.83–4.95%, Na₂O/K₂O = 1.69–2.72). As total alkalinity and concentrations of CaO, rare alkalis, Ba, Sr, Zr, Cr₂O₃ and some ore-generating components are slightly high: 4.50-1.9% MgO, mg = 0.54-0.48, the rocks were classified as sanukitoids (after S.B. Lobach-Zhuchenko, V.P. Chekulaev and A.V. Samsonov). Microdiorite and andesite-dacite dykes at the Berendei prospect are comagmatic with the rocks of the complex. Biotitization and propylitization of host rocks and stockwork sulphide mineralization are widespread above the subsident top of the Faktorny massif. Xenoliths of komatiites in granite-porphry are intensely talcified, carbonatized and biotitized. Granitoids are altered and saturated with a network of differently oriented quartz veinlets with pyrite dissemination (5%). The stockwork zones of the Faktorny (0.4-6.4 g/t) and Tsentralny massifs (dissemination – 0.5–5 g/t, veinlets up to 10 g/t) are enriched in Au. The Tsentralny massif is cut at 20°NNE by a shear-zone traced by a 0.1–2 m thick major quartz vein that contains visible gold (0.5-60 g/t Au, aver. 4.5-5.6 g/t). T_{form.} of the vein is about 380-360°. Up to 0.5-20 g/t Au were estimated at dyke selvages in the Berendei prospect, background values and those in the halo being estimated at 0.003-0.4 g/t.

The Niemijärvi and Shurlovaara Na-K and K granodiorite-granite complexes and accompanying metasomatic rocks. Granites of the Vostochny (Mount Taloveis) and Niemijärvi massifs form synfolded bodies; associated with them are pegmatites. The late folded Shurlovaara massif cuts Kontokki and Gimoly rocks, grey plagiomicrocline granites and marginal granite gneisses. Granites and aplites from the massifs are poor in M, contain 73.46-75.26% SiO₂, up to 8.53–9% alkalis (Na₂O/K₂O = 0.75-0.77) and have a high total alkali content, Li₂O, Rb₂O, Cs₂O. Shurlovaara granodiorites carry 66.74-68.96% SiO₂. Granites

and aplites on the western Vostochny massif margins are accompanied by stockwork silicification with molybdenite, pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite and native bismuth. In the Vostochny and Kurgelampi occurrences Mo concentrations vary from 0.0001–0.0006 to 0.07–0.1 g/t and Au concentrations from 0.02–0.55 to 2.54 g/t. Late K-metasomatic rocks contain up to 14% K₂O (Table 1). The composition variation trends of felsic rocks are shown in Table 1 and are discussed using plots in a presentation.

The study was conducted in connection with the preparation of a Doctoral thesis and under Basic Research Program No.2 supervised by the Earth Sciences Section, RAS (Project “Gold ore systems in Archean greenstone belts: geodynamic settings, ages and mineralogical-geochemical classification”).

ФОРМИРОВАНИЕ КОРОНАРНЫХ СТРУКТУР ПРИ ЭКЛОГИТИЗАЦИИ ГАББРОИДОВ БЕЛОМОРСКОГО КОМПЛЕКСА

Ларикова Т.Л.

ИГЕМ РАН, Москва, Россия, larik@igem.ru

CORONA TEXTURES FORMATION DURING THE ECLOGITISATION OF GABBROIC ROCKS OF THE BELOMORIAN MOBILE BELT

Larikova T.L.

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia, larik@igem.ru

Коронарные структуры различного состава были исследованы в метагабброидах Беломорского комплекса на п-ове Толстик, островах Кивреиха, Кривой-Горелый, Лодейный, Овечий [1,2]. При исследовании разнообразных корон в друзитах были выделены обобщенные типы коронарных структур, а также принципиальное различие в составе и последовательности слоев в безоливиновых и оливин-содержащих метабазах. Формирование коронарных структур в раннепротерозойских габброидах Беломорского комплекса начинается на проградном этапе метаморфизма при $T \sim 670-690^\circ\text{C}$, $P=6-8$ кбар. Далее, в связи с повышением $P_{\text{H}_2\text{O}}$ на ретроградном этапе ($T=680-540^\circ\text{C}$, $P=6-5$ кбар) происходит амфиболизация коронитов, коронарные структуры перекристаллизуются, и друзиты превращаются в гранатовые амфиболиты [1,2].

Коронарные структуры различного минерального состава формируются по механизму диффузионного биметасоматоза при реакциях первичных темноцветных минералов (Ol, Opx, Mt, Crx) с плагиоклазом при встречной диффузии Ca и Al со стороны Pl, и Mg и Fe - со стороны Mg-Fe минералов с массопереносом через флюидную фазу. Модель подтверждается зональностью коронарных структур в соответствии с градиентами концентраций и химических потенциалов компонентов, а также экспериментальным моделированием коронарных структур [3,4]. Таким образом, формирование всех слоев в коронарных структурах происходит одновременно и различный минеральный состав и последовательность слоев в коронарных структурах определяются градиентами химических потенциалов диффундирующих компонентов.

Детально были исследованы безгранатовые короны вокруг оливина, представленные двумя слоями – внутренним ортопироксеновым и внешней каймой, сложенной симплектитом клинопироксена и шпинели. Кроме того, на контакте коронарной структуры и «запыленного» плагиоклаза (в котором содержатся многочисленные включения мелких зерен шпинели) были обнаружены клинопироксен-плагиоклазовые симплектиты и отдельные зерна калиевого полевого шпата. Мельчайшая вкрапленность шпинели во внешней клинопироксеновой короне и в плагиоклазе позволяет более подробно описать относительную подвижность алюминия в коронарной структуре по сравнению с другими диффундирующими компонентами, т.е. его инертность. Вероятно, мелкие зерна шпинели сформировались при распаде первично-магматического плагиоклаза и росте коронарной ортопироксен+клинопироксеновой ассоциации. Таким образом, по присутствию шпинели можно определить позицию первоначального контакта исходных оливина и плагиоклаза. Однако, в ортопироксеновой кайме проявлена зональность с увеличением алюминия к плагиоклазу.

Симплектиты клинопироксена и шпинели типичны для коронарных структур. Часто, при последующей амфиболизации клинопироксен замещается амфиболом, в то время как шпинель остается стабильной, и таким образом, образуется Hbl+Spr кайма на месте Crx+Spr. Интересно, что “запыление” шпинелью плагиоклаза пропадает рядом с амфиболовой каймой, т.е. шпинель образовалась несомненно раньше амфибола.

При сравнении реакционных структур коронитов (друзитов) Беломорского комплекса и протерозойских эклогитов района Гридино [5] можно оценить миграционную способность диффундирующих компонентов как на проградном, так и на ретроградном этапе метаморфизма. В эклогитах сильно проявлены ретроградные изменения - формирование амфибола, эпидота, клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов по омфациту. Ядра зерен гранатов гомогенные, а краевые части гранатов имеют ретроградную зональность. Однако, реликтовые минералы (гранат и омфацит) позволяют оценить параметры пика метаморфизма - температура 670-680°C и давление - около 13 кбар. Интересно, что отдельные части гранатовых корон в друзитах более кальциевые и магниевые, чем эклогитовые гранаты (аналогично в эклогитах комплекса Марун-Кеу, Полярный Урал).

При ретроградной амфиболизации эклогитов зерна омфацитов обычно замещаются клинопироксен-плагиоклазовыми симплектитами. С использованием компьютерного анализа изображений в отраженных электронах была посчитана площадь, занимаемая ламеллями плагиоклаза и клинопироксена. В ретроградно-измененных эклогитах отношение Pl/Crx в симплектитах по омфациту составило приблизительно 49/51. Однако Crx-Pl симплектитах, обнаруженных на границе короны и первичного плагиоклаза в коронитах это отношение составляет 70/30. Поскольку размер – толщина симплектитов определяется не только составом или P-T параметрами, а главным образом, кинетическими факторами при распаде омфацита в ходе декомпрессии эклогитов, различие в относительном количестве клинопироксена и плагиоклаза, вероятно, указывает как на различный состав микродоменов, в которых происходит формирование симплектитов этих двух типов, так и на разные скорости диффузии компонентов при их формировании. Таким образом, клинопироксен-плагиоклазовые симплектиты в коронитах были сформированы не при почти изохимическом распаде эклогитового омфацита при декомпрессии, а по реакции плагиоклаза и более глиноземистой клинопироксеновой короны (с включениями шпинели) на пике метаморфизма.

Таким образом, вероятно, и для коронитов (друзитов) и для протерозойских эклогитов Беломорского комплекса этап проградного метаморфизма (эклогитизации), и, несомненно, ретроградный этап были едиными; и формирование коронарных структур в метагабброидах связано с эклогитами региона Гридино.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ 06-05-65291); Стипендии Президента РФ молодым кандидатам наук (МК-6348.2008.5), а также SFB 574 и Hong Kong RGC 7057/08P, 7066/07P.

Литература – References

- Ларикова Т.Л. Формирование друзитовых (коронарных) структур вокруг оливина и ортопироксена при метаморфизме габброидов Северного Беломорья, Карелия. // Петрология, 2000, т.8, №4, с.430-448.
- Ларикова Т.Л. Формирование коронарных структур при метаморфизме Беломорских габброидов: особенности зональности корон // Вестн. Воронеж. Ун-та., Геология, 2001. вып.11, с.132-143.
- Ларикова Т.Л. Формирование коронарных структур при эклогитизации габброидов: особенности диффузионных процессов // Парагенетические аспекты эндогенного минералообразования, М., Наука, 2008, с.231-242.
- Larikova T.L., Zaraisky G.P. Experimental modelling of the eclogitisation: corona textures formation // Journal of Metamorphic Geology, 2009, v.28.
- 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.

ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ МЕЗОТЕРМАЛЬНЫХ ОРОГЕННЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРЕЛИИ – ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ

Ларионова Ю.О.

ИГЕМ РАН, Москва, Россия, ukalarionova@gmail.com

DATING KARELIAN MESOTHERMAL OROGENIC GOLD DEPOSITS BY ISOTOPE METHODS – OPPORTUNITIES AND CONSTRAINTS

Larionova Yu.O.

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia, ukalarionova@gmail.com

Решение проблем генезиса золоторудной минерализации в большинстве случаев неразрывно связано с точным определением возраста рудного процесса. В последнее время для ответа на этот вопрос во всем мире успешно привлекаются методы изотопной геохронологии. Единого подхода к датированию гидротермального рудоотложения не существует, для каждого конкретного месторождения эти вопросы решаются индивидуально. Чаще всего используются следующие методы:

1. U-Pb датирование гидротермальных цирконов, бадделейта.
2. Sm-Nd изохронное датирование минералов-спутников гидротермальных жил и метасоматитов: шеелитов, турмалинов, сульфидных минералов и проч.
3. Re-Os датирование молибденитов, пиритов, арсенопиритов
4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование гидротермальных мусковитов
5. Pb-Pb изохронный метод датирования галенитов, самородного золота, пиритов
6. Rb-Sr изохронное датирование метасоматитов и их минералов.

Для орогенных золоторудных объектов определение изотопного возраста рудного процесса является основой для понимания цельной картины их формирования и позиции в общей геологической эволюции регионов. Так, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Sm-Nd, U-Pb, Rb-Sr, Re-Os датирование канадских и австралийских месторождений позволило определить возраст и взаимосвязь таких процессов, как тектонизм, метаморфизм, магматизм и рудообразование. Оно показало, что формирование рудных залежей может происходить как непосредственно вслед за магматизмом, региональным метаморфизмом и деформациями, так и быть оторванным на десятки миллионов лет от орогенных событий.

Для Карельской гранит-зеленокаменной области в последние годы получено большое количество изотопно-геохронологических данных о времени формирования основных комплексов пород, слагающих область, а также данных по тектоно-термальной эволюции Карельского кратона. Однако, прямых геохронологических исследований золоторудных объектов Карельского кратона на сегодня остается крайне мало.

Каждый из вышеперечисленных методов изотопного датирования имеет свои возможности и ограничения, ни один из них нельзя признать абсолютно универсальным. Так, U-Pb датирование цирконов принято считать наиболее убедительным методом определения возраста геологических процессов. Этот метод действительно прекрасно работает при датировании процессов магматизма, метаморфизма, однако его применение для датирования мезотермальных рудных объектов является скорее исключением, поскольку главным доказательством гидротермальной природы циркона являются флюидные и минеральные включения в нем (пирита, галенита, золота и др.), которые, с методической точки зрения, серьезно затрудняют надежное изотопное датирование циркона, иногда делая его невозможным.

Re-Os данные по молибденитам и другим сульфидам позволяют напрямую изучать рудные минералы. Однако, на сегодняшний день немногочисленные для месторождений Карельского блока результаты Re-Os датирования молибденитов, определяющие архейский возраст минералов, не показывают хорошей сходимости с данными U-Pb датирования рудовмещающих пород, давая более древние (от 50 до 150 млн. лет) с учетом расчетной погрешности значения. При этом Re-Os изотопные возрасты пиритов и арсенопиритов определяют более молодые возрасты сульфидов, как правило, на 100 млн. лет моложе рудовмещающих пород и молибденитов (<http://www.gsf.fi/explor/>).

Получение Pb-Pb изохроны по минералам (галенитам, самородному золоту, пириту) являются убедительнейшим доказательством времени протекания рудных процессов, однако Pb-Pb изохроны достаточно редки для докембрийских объектов.

Формирование любого рудного гидротермального объекта сопровождается интенсивными метасоматическими преобразованиями рудовмещающих пород - формированием околорудных метасоматитов. Установив возраст синрудных метасоматитов, мы можем говорить о том, что он отвечал времени протекания рудных процессов на объекте. На большинстве объектов Карелии метасоматиты представлены березитами, которые являются привлекательным объектом для датирования с помощью Rb-Sr метода, поскольку в метасоматический парагенезис березитов входят фазы с различными Rb/Sr отношениями, что позволяет применять для них изохронную модель.

Rb-Sr изотопная система метасоматитов и руд любого гидротермального месторождения формируется в результате взаимодействия флюида с вмещающими породами. В этом взаимодействии происходит перераспределение атомов Rb и Sr между фазами системы, что в конечном счете должно привести к выравниванию различий по величине отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, существующее в начальный момент времени между флюидом и породой. Важной характеристикой процесса является то, что он происходит при сравнительно низких температурах, при которых диффузия Rb и Sr в кристаллической решетке минералов идет чрезвычайно медленно и новое изотопно-геохимическое равновесие может достигаться только в результате химических реакций между флюидом и породой. С минералогической точки зрения процесс взаимодействия между флюидом и породой выражается в образовании нового парагенезиса минералов, замещающего предшествующий (например, магматический) парагенезис.

В последние годы нами были получены результаты Rb-Sr изотопно-геохронологического изучения наиболее значимых золоторудных объектов Карелии – месторождения Таловейс, Педроламп, Фаддейн-Келья, Ялонваара, рудопроявления Пякюля. Все изотопные исследования выполнялись при детальнейшем петро-минералого-геохимическом контроле как по минеральным фракциям, так и по пробам пород в целом. Таким образом были протестированы различные подходы к датированию березитов и рудных жил с помощью Rb-Sr метода, позволившие использовать успешные разработки для определения возраста рудных процессов на изученных объектах.

Полученные в процессе проведенных исследований результаты и накопленный опыт позволяет сформулировать несколько утверждений, которые будут детально обоснованы в докладе:

1) Надежно определенный с помощью петрографических и микронзондовых исследований парагенезис минералов, слагающих образец, и четкое обоснование метасоматической природы этого парагенезиса (с указанием того, что он единственный и других более поздних преобразований не фиксируется) позволяет нам говорить, что Rb-Sr изохроны, полученные по минералам данного образца, отвечают времени протекания гидротермально-метасоматического процесса. 2) Получение статистически значимой изохроны свидетельствует о том, что в процессе метасоматоза произошло выравнивание начального изотопного состава стронция между новообразованными минеральными фазами, т.е. минералы проанализированной ассоциации действительно парагенны. 3) Интересными представляются и результаты исследований Rb-Sr системы в объеме метасоматитов, отобранных вкрест простирания рудных жил. В зависимости от степени метасоматических преобразований рудовмещающих пород, такие исследования либо позволяют фиксировать достижение нового изотопного равновесия между метасоматитами, отобранными из разных частей метасоматической колонки, что дает возможность для датирования, либо позволяют пространственно изучать движение Rb-Sr изотопной системы на пути к новому равновесию.

Problems in the genesis of gold mineralization are commonly solved by high-precision dating of an ore deposition process. Isotopic geochronology methods have lately been successfully used for that purpose all over the world. There is no common approach to dating of hydrothermal ore deposition; the use of one or another method depends on a particular deposit. The methods commonly employed are:

1. U-Pb dating of hydrothermal zircons and baddeleyite.
2. Sm-Nd isochrone dating of the accessory minerals of hydrothermal veins and metasomatic rocks such as scheelite, tourmaline, sulphide minerals etc.
3. Re-Os dating of molybdenite, pyrite and arsenopyrite
4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of hydrothermal muscovite

5. Pb-Pb isochrone dating of galena, native gold and pyrite
6. Rb-Sr isochrone dating of metasomatic rocks and their minerals.

For orogenic gold deposits, isotope dating of an ore deposition process provides a basis for a complete understanding of their formation pattern and position in the general geological evolution of regions. For example, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Sm-Nd, U-Pb, Rb-Sr, Re-Os dating of Canadian and Australian deposits has made it possible to estimate the age and relationship of some processes such as tectonism, metamorphism, magmatism and ore formation. It has shown that the formation of ore deposits can occur directly after magmatism, regional metamorphism and deformation or can be separated by tens of millions of years from orogenic events.

A lot of isotopic-geochronological data on the time of formation of the basic rocks complexes that constitute the Karelian granite-greenstone province and evidence for the tectono-thermal evolution of the Karelian Craton have been obtained in the past few years. However, few direct geochronological studies of gold deposits in the Karelian Craton have been conducted.

Each of the isotope dating methods listed above has its own potential and constraints, and none of them are recognized as general-purpose methods. For example, U-Pb zircon dating is considered to be the most convincing method to date geological processes. Indeed, it is a good method for dating igneous and metamorphic processes, but its use for dating mesothermal ore deposits is rather an exception, because the hydrothermal nature of zircon is proved basically by its fluid and mineral (pyrite, galena, gold etc.) inclusions that, from the methodical point of view, make isotope dating of zircon unreliable and sometimes impossible.

Based on Re-Os data on molybdenites and other sulphides, ore minerals can be directly studied. However, few results of Re-Os dating of molybdenites from the Karelian Block that show the Archean age of minerals are not in good agreement with the results of the U-Pb dating of ore-hosting rocks that show older (50 to 150 Ma) ages with regard for the estimation error. It should be noted that the Re-Os isotope ages of pyrites and arsenopyrites are responsible for the fact that sulphides are, as a rule, 100 Ma younger than ore-hosting rocks and molybdenites (<http://www.gsf.fi/explor/>).

A Pb-Pb isochrone from minerals (galena, native gold and pyrite) is the most convincing proof of the timing of ore processes, but Pb-Pb isochrones are fairly scarce for Precambrian deposits.

The formation of any hydrothermal ore body is accompanied by intense metasomatic alteration of ore-hosting rocks that gives rise to near-ore metasomatic rocks. Once the age of synmetallic metasomatic rocks is estimated, we can argue that it agrees with the timing of ore-forming processes in the area discussed. At most Karelian localities, metasomatic rocks are represented by beresites – the rocks good for dating by the Rb-Sr method, because the metasomatic paragenesis of beresites comprises phases with different Rb/Sr ratios, so that the isochrone model can be applied to them.

The Rb-Sr isotope system of metasomatic rocks and ores from any hydrothermal deposit is produced by fluid – host rock interaction. In the course of interaction, Rb and Sr atoms are redistributed between the system phases, and differences in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ between the fluid and the rock, which originally existed, are levelled. One essential characteristic of the process is that it occurs at relatively low temperatures, at which Rb and Sr diffusion in the crystalline lattice of the minerals is extremely slow, and a new isotopic-geochemical equilibrium can only result from chemical reactions between the fluid and the rock. From the mineralogical point of view, fluid – rock interaction gives rise to a new mineral paragenesis that replaces the previous (e.g. igneous) paragenesis.

In the past few years, we have obtained the results of Rb-Sr isotope-geochronological study of Karelia's most significant gold localities such as the Taloveis, Pedrolampi, Faddein-Kelya and Jalonvaara deposits and the Päkylä ore occurrence. All isotope studies were controlled in detail petrologically, mineralogically and geochemically for mineral fractions and rock samples. Thus, various approaches to dating of beresites and ore veins by the Rb-Sr method were tested, and the results obtained were used to date ore processes at the localities studied.

The results of the studies, together with our experience, have led the authors to some conclusions that will be discussed in detail in the presentation:

- 1) Based on the paragenesis of the mineral constituents of a sample, determined reliably by petrographic and microprobe studies, and convincing arguments in favour of the metasomatic nature of this paragenesis (showing that it is the only one and that no other later alterations have been revealed), we argue that the Rb-Sr isochrones, obtained for the mineral of the sample, agree with the timing of a hydrothermal-metasomatic process.
- 2) Obtaining a statistically significant isochrone shows that in the

course of metasomatism the initial isotope composition of strontium has leveled between newly-formed mineral phases, i.e. the minerals of the association analysed are really paragenetic. 3) Also of interest are the results of the study of the Rb-Sr system in metasomatic rock samples collected across the strike of ore veins. Depending on the degree of metasomatic alteration of ore-hosting rocks, such studies either make it possible to argue that a new isotopic equilibrium between metasomatic rocks, sampled from the different parts of a metasomatic column, has been achieved, thus providing the opportunity for dating, or to study the movement of the Rb-Sr isotope system in space on the way to a new equilibrium.

ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ И ГРАНУЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПРИСАЯНСКОГО КРАЕВОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Левицкий В.И.¹, Левицкий И.В.¹, Сальникова Е.Б.², Котов А.Б.²

¹ ИГ СО РАН, Иркутск, Россия, vlevit@igc.irk.ru

² ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, akotov@peterlink.ru

GRANITE-GREENSTONE AND GRANULITE COMPLEXES OF THE PRISAYANSKY MARGINAL SCARP OF THE SIBERIAN PLATFORM BASEMENT

Levitsky V.I.¹, Levitsky I.V.¹, Salnikova E.B.², Kotov A.B.²

¹Institute of Geochemistry, RAS, Siberian Branch, Irkutsk, Russia, vlevit@igc.irk.ru

²Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St.Petersburg, Russia, akotov@peterlink.ru

Для Присаянского (Шарыжалгайского) краевого выступа фундамента Сибирской платформы сейчас выявлена следующая последовательность формирования тоналит-трондьемитовых, зеленокаменных, гранулитовых, гранитных структурно-вещественных комплексов, развитых в Иркутском, Жидойском, Китойском, Булунском, Бирюсинском, Гарганском (Окинском) блоках, а также Урикско-Ийском протоплатформенном прогибе (грабене), слагающих единую систему определяющую геологическое строение выступа.

1) Палеоархейские низкометаморфизованные образования, представленные классическими, присущими другим регионам раннего докембрия, тоналит-трондьемитовыми ассоциациями (ТТА) с подчиненным количеством апобазальтовых (континентальных) и апотолеитовых амфиболитов, которые слагают тектонические пластины в пределах Булунского и Китойского блоков, а также Гарганского массива.

Для тоналитов и трондьемитов Китойского блока получены оценки возраста в интервале 3,2-3,4 млрд. лет (U-Pb метод по цирконам, SHRIMP метод [1,2]). При этом значения $(Rb/Sr)_0$ ТТА укладываются в диапазон, близкий ВАВ1 (0,699-0,701), а $T_{Nd}(DM)=3,5-3,6$ млрд. лет, подтверждая их отнесение к древнейшим образованиям мира. Возраст ТТА Гарганского блока составляет 2,66 млрд. лет (SHRIMP метод по цирконам).

2) Полиметаморфические комплексы гранулитовой фации (шарыжалгайская серия – в Иркутском и Жидойском блоках, китойская – в Жидойском, Китойском, Булунском блоках, хайламинская – в Бирюсинском блоках), формировавшиеся от неогархея до палеопротерозоя.

В шарыжалгайской серии преобладают двупироксеновые сланцы и плагиогнейсы (\pm роговая обманка, кварц, магнетит), протолитами которых послужили толеитовые океанические и островодужные базальты, андезиты и, реже, базальты шошонитового ряда, присущие активным континентальным окраинам (или внутриплитным обстановкам). Достаточно широко распространены биотитовые (\pm гранат, гиперстен, амфибол) гнейсы (метапелиты, метаграувакки, метасилициты). Редко встречаются кальцитовые и доломитовые мраморы и метаультрабазиты. Для шарыжалгайской серии с 80 г.г. XX века известны оценки возраста (Rb-Sr метод) в интервале от 3,4 до 3,7 млрд. лет [2]. Близкие датировки – 3,3-3,4 млрд. лет – получены недавно U-Pb SHRIMP методом по цирконам [5]. В обоих случаях эти рубежи требуют подтверждения современными методами. Более надежными

для серии являются определения, полученные ранее U-Pb методом по цирконам чарнокитов и гиперстеновых гнейсов – 2,8 млрд. лет [2,3]. Сейчас для шарыжалгайской серии нами подтверждено присутствие как неогархейских (2,56-2,65 млрд. лет), так и палеопротерозойских (1,85-1,87 млрд. лет) ассоциаций [3] в этой системе.

В китойской серии доминируют биотитовые (\pm гранат, кордиерит, силлиманит, гиперстен) гнейсы, вместе с которыми встречаются прослои андалузитовых и андалузит-силлиманитовых сланцев и гнейсов. В первом случае, при палеорекострукциях разными методами они соответствуют незрелым (граувакки, аргиллиты), а во втором – высококодифференцированным (латериты) осадкам. В разрезах китойской серии весьма велика доля кальцитовых и доломитовых мраморов, тогда как количество апотолитовых двупироксеновых плагиосланцев и плагиогнейсов составляет не более 20%. Для китойской серии Rb-Sr методом по гнейсам был установлен возраст 2,8 млрд. лет [2].

Модельные возраста $T_{Nd}(DM)$ для шарыжалгайской и китойской серий варьируют от 2,9 до 3,6 млрд. лет [наши данные, 3,4].

3) Неогархейские зеленокаменные пояса (Онотский, Таргазойский и др.), ассоциируют с палеогархейскими ТТА. Метаосадочные и метавулканические породы этих поясов выполняют троговые (палеорифтовые) структуры [2]. В зеленокаменных поясах снизу вверх выделяют: 1) малоиретскую и бурухтуйскую свиты (метавулканические породы толеит-риолитовой серии, реже метатерригенные гнейсы с мраморами и метагипербазитами); 2) камчадальскую свиту (амфиболиты, биотит-гранатовые гнейсы, доломитовые и магнезитовые мраморы); 3) свиту Соснового Байца - кварциты, амфиболиты, гнейсы (\pm биотит, гранат, силлиманит, кианит, ставролит, кордиерит). Породы этих свит метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, а также подверглись интенсивным метасоматическим постультраметаморфическим преобразованиям в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений [2].

Rb-Sr методом для амфиболитов и биотит-гранатовых гнейсов разных свит Онотского зеленокаменного пояса получены оценки возраста от 2,7 до 2,8 млрд. лет при $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0=0,70165-0,70177$ [2]. Для амфиболитов и гнейсов Онотского и Булунского модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ составляет 3,1-3,6 млрд. лет [4, наши данные].

4) Неогархейские ультраметагенные гранитоиды китойского комплекса приурочены к зонам сочленения гранулитовых и зеленокаменных структур. Как правило, они представлены гнейсовидными мигматит-гранитами, реже лейкократовыми калишпатовыми или плагиоклазовыми гранитоидами, состав которых широко варьирует в зависимости от исходного субстрата и степени его преобразования. В Иркутном блоке они слагают тела мощностью до 100 м. В Китойском блоке это уже массивы площадью до 1-2 км², а в Булунском – до 10 км². Их возраст составляет 2,53 млрд. лет в Китойском блоке и 2,65 млрд. лет в Иркутном блоке (U-Pb метод по цирконам [3,5]), а $T_{Nd}(DM)$ – 2,9-3,6 млрд. лет.

5) Палеопротерозойские протоплатформенные низкометаморфизованные вулканогенно-осадочные троговые пояса (Урикско-Ийский грабен), в которых отмечаются массивы гранитоидов саянского и игнокского комплексов, а также связанные с ними поля редкометальных пегматитов. Кроме того, в обрамлении грабена распространены ТТА.

6) Палеопротерозойские магматические образования представлены: 1) в Иркутном блоке – синколлизонными ультраметаморфическими плагио- и калишпатовыми мигматитами, теньевыми мигматитами, параавтохтонными и аллохтонными гранитами, развитыми по ТТА и породам шарыжалгайской серии (1,85-1,87 млрд. лет, U-Pb метод по цирконам) [2,3]; 2) в Китойском блоке – ультраметаморфическими гранитами и пегматитами (1,86 млрд. лет, U-Pb метод по цирконам) [2]; 3) в Иркутном и Бирюсинском блоках - посткинematическими гранитоидами саянского и шумихинского комплексов (1,85-1,87 млрд. лет, U-Pb метод по цирконам) [4]; 4) в Урикско-Ийском грабене – гранитоидами игнокского комплекса (1,86 млрд. лет, U-Pb метод по циркону).

Выявленная последовательность процессов отражает структурную и вещественную эволюцию гранит-зеленокаменных и гранулитовых систем при становлении докембрийской континентальной коры Присяянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 08-05-00322, 08-05-00351, 09-05-00563).

Tonalite-trondhjemite, greenstone, granulitic and granitic mineralogical complexes, widespread in the Irkutny, Zhidoisky, Kitoisky, Bulunsky, Biryusinsky and Gargansky (Okinsky) blocks and in the Uriksko-Iysky protoplatform basin (graben), that make up a common system, responsible for the geological structure of the Prisayansky (Sharyzhalgaisky) marginal scarp of the Siberian Platform basement, were found to have been formed in the following order:

1) Paleoarchean low-grade metamorphic rocks, represented by classical tonalite-trondhjemite associations (TTG), typical of other Early Precambrian regions, with smaller quantities of apobasaltic (continental) and apotholeiitic amphibolites that constitute tectonic slabs in the Bulunsky and Kitoisky blocks and in the Gargansky massif.

The U-PB zircon ages of tonalities and trondhjemites from the Kitoisky block were estimated at 3.2-3.4 Ga (SHRIMP method) [1, 2]. They are considered to be the world's oldest rocks, as supported by the $(Rb/Sr)_0$ values of TTA in the range close to BABI (0.699-0.701) and $T_{Nd}(DM)=3.5-3.6$ Ga. The zircon age of TTA from the Gargansky block is 2.66 Ga (SHRIMP method).

2) Granulite-facies polymetamorphic complexes (the Sharyzhalgaiskaya series in the Irkutny and Zhidoisky blocks, the Kitoiskaya series in the Zhidoisky, Kitoisky and Bulunsky blocks and the Khailaminskaya series in the Biryusinsky block) formed from Neoproterozoic to Paleoproterozoic time.

The Sharyzhalgaiskaya series is dominated by bipyroxene schists and plagiogneisses (\pm hornblende, quartz and magnetite). They were formed by metamorphism from tholeiitic oceanic and island-arc basalts, andesites and, less commonly, shoshonite-series basalts typical of active continental margins (or intraplate settings). Biotite (\pm garnet, hypersthene and amphibole) gneisses (metapelites, metagreywackes and metasilicites) are quite common. Calcitic and dolomitic marbles and metaultrabasic rocks are scarce. Rb-Sr ages of 3.4 to 3.7 Ga have been obtained for the Sharyzhalgaiskaya series since the 1980s [2]. Similar ages of 3.3-3.4 Ga have recently been obtained from zircons by the U-Pb SHRIMP method [5]. In both cases, the ages should be supported by modern methods. The age (2.8 Ga), obtained earlier by the U-Pb method for zircons from charnockites and hypersthene gneisses, is more reliable for the series [2, 3]. For the Sharyzhalgaiskaya series, the authors have proved that both Neoproterozoic (2.56-2.65 Ga) and Paleoproterozoic (1.85-1.87 Ga) associations [3] occur in this system.

The Kitoiskaya series is dominated by biotite (\pm garnet, cordierite, sillimanite and hypersthene) gneisses that occur together with andalusitic and andalusitic-sillimanitic schists and gneisses. Paleoreconstructions, carried out by various methods, have shown that in the former case they correspond to immature sediments (greywacke and argillite) and in the latter to highly differentiated sediments (laterite). In Kitoiskaya-series units, the percentages of calcitic and dolomitic marbles are quite high, whereas apotholeiitic bipyroxene plagiogneisses and plagiogneisses make up not more than 20%. A Rb-Sr age of 2.8 Ga was estimated for the Kitoiskaya series from gneisses [2].

Model ages $T_{Nd}(DM)$ for the Sharyzhalgaiskaya and Kitoiskaya series vary from 2.9 to 3.6 Ga [authors' data, 3, 4].

3) The Neoproterozoic Onotsky, Targazoisky and other greenstone belts are associated with Paleoproterozoic TTA. Metasedimentary and metavolcanic rocks of the belts fill trough (paleorift) structures [2]. The belts are subdivided from the base upwards into: 1) the Maloiretskaya and Burukhtuiskaya suites (tholeiitic-rhyolitic-series metavolcanic rocks and more scarce metaterigenous gneisses with marbles and metahyperbasic rocks); 2) the Kamchadalskaya suite (amphibolites, biotite-garnet gneisses and dolomitic and magnesian marbles); 3) the Sosnovy Baits suite consisting of quartzite, amphibolite and gneiss (\pm biotite, garnet, sillimanite, kyanite, staurolite and cordierite). Rocks of the above suites have been metamorphosed to amphibolite and epidote-amphibolite grade and have been subjected to intense metasomatic post-ultrametamorphic alterations at high pressures under amphibolite-facies conditions [2].

Rb-Sr ages of 2.7 to 2.8 Ga at $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0=0.70165-0.70177$ were obtained for amphibolites and biotite-garnet gneisses from the different suites of the Onotsky greenstone belt [2]. The model age $T_{Nd}(DM)$ for amphibolites and gneisses from the Onotsky and Bulunsky belts is 3.1-3.6 Ga [4, authors' data].

4) Neoproterozoic ultrametagenetic granitoids of the Kitoisky complex are restricted to the contact zones of granulitic and greenstone structures. They are usually represented by gneissoid migmatite-granites, less commonly by leucocratic K-feldspathic or plagioclase granitoids that vary considerably in composition, depending on the original substrate and the degree of its alteration. In the Irkutny block, they build up bodies up to 100 m in thickness. They make up massifs covering an area of up to 1-2 km² in the

Kitoisky block and up to 10 km² in the Bulunsky block. Their age is estimated at 2.53 Ga in the Kitoisky block and 2.65 Ga in the Irkutny block (U-Pb zircon method [3, 5]), and their T_{Nd} (DM) is 2.9-3.6 Ga.

5) Paleoproterozoic protoplatform low-grade metamorphic volcanic-sedimentary trough belts (Uriksko-Iysky graben) in which granitoid massifs of the Sayansky and Ignoksky complexes and associated rare-metal pegmatite fields occur. Furthermore, TTA are widespread on the graben margin.

6) Paleoproterozoic igneous rocks: 1) In the Irkutny block they are represented by syncollisional ultrametamorphic plagi- and K-feldspathic migmatites, shadow migmatites, paraautochthonous and allochthonous granites that evolved after TTA and Sharyzhalgaiskaya-series rocks (1.85-1.87 Ga, U-Pb zircon method) [2,3]; 2) in the Kitoisky block by ultrametamorphic granites and pegmatites (1.86 Ga, U-Pb zircon method) [2]; 3) in the Irkutny and Biryusinsky blocks by postkinematic granitoids of the Sayansky and Shumikhinsky complexes (1.85-1.87 Ga, U-Pb Zircon method) [4]; and 4) in the Uriksko-Iysky graben by granitoids of the Ignoksky complex (1.86 Ga, U-Pb zircon method).

The above order of processes reflects the structural and mineralogical evolution of granite-greenstone and granulitic systems upon formation of the Precambrian continental crust of the Prisayansky marginal scarp of the Siberian Platform basement.

The study was supported by the Russian Foundation for Basic Research (Projects 08-05-00322, 08-05-00351, 09-05-00563).

Литература – References

Бибикова Е.В., Туркина О.М., Кириозова Т.И. и др. Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология // Геохимия. 2006. № 3. С. 347-352. || Bibikova, E.V., Turkina, O.M., Kiriozova, T.I. et al. The oldest gneisses of the Onotsky block of the Sharyzhalgaisky Scarp: изотопная геохронология // Geokhimiya. 2006. No. 3. P. 347-352.

Левицкий В.И. Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Геос, 2005. 343 с. || Levitsky, V.I. Petrology and geochemistry of metasomatism upon formation of a continental crust. Novosibirsk: Geos, 2005. 343 p.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 4. С. 3-19. || Salnikova, E.B., Kotov, A.B., Levitsky, V.I. et al. Age boundaries of high temperature metamorphism in crystalline complexes of the Sharyzhalgaisky Scarp of the Siberian Platform basement: results of U-Pb dating of scarce zircon grains // Stratigraphy. Geological correlation. 2007. Vol. 15, No. 4. P. 3-19.

Туркина О.М., Ножкин А.Д. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 501-526. || Turkina, O.M. & Nozhkin, A.A. Oceanic and riftogenic metavolcanic associations of greenstone belts in the northwestern Sharyzhalgaisky Scarp, Lake Baikal area // Petrologia. 2008. Vol. 16. No. 5. P. 501-526.

Poller U., Gladkochub D.P., Donskaya T.V. et al. Timing of Early Proterozoic magmatism along the Southern margin of the Siberian Craton (Kitoiy area) // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 2004. V. 95. P. 215-225.

ПЕТРОЛОГИЯ И МЕТАМОРФИЗМ КОНДАЛИТОВ ЖИНИНСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРОКИТАЙСКОГО КРАТОНА

Ли К.-П.¹, Ванг Ф.¹, Джао Г.²

¹ Колледж геологических наук и техники, Шандонский Научно-технический университет, Киндао, Китай
² Факультет наук о Земле, Гонконгский университет, Гонконг

PETROLOGY AND METAMORPHISM OF KHONDALITES FROM JINING COMPLEX IN THE NORTH CHINA CRATON

Li Xu-Ping¹, Wang Fang¹, Zhao Guochun²

¹ College of Geo-sciences & Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao, China
² Department of Earth Sciences, The University of Hong Kong, Hong Kong

Фундамент Северокитайского кратона (СКК) можно разделить на Восточный и Западный Блоки и Транс-Северокитайский ороген на основе корреляции петрологических, структурных,

метаморфических процессов и изотопных возрастов. В данном исследовании упор сделан на изучении петрологии и условий метаморфизма кондалитовой серии Жининского комплекса, который находится в кондалитовой серии Западного Блока, на пересечении Западного Блока и Транс-Северокитайского орогена. Изученные кондалиты входили, главным образом, в состав гнейсов с высоким содержанием алюминия. История их метаморфизма характеризуется сначала почти изотермальной декомпрессией, затем регрессивным охлаждением с последующим допиковым и пиковым метаморфизмом. Полученные результаты позволяют предположить, что кондалитовая серия Жининского комплекса прошла путь P-T метаморфизма по часовой стрелке, на что указывают новые термодинамические вычисления в системе KFMASH.

Последовательность метаморфических преобразований, отвечающих P-T пути по «часовой стрелке», что было определено по результатам анализа псевдоразреза в системе KFMASH, позволяет предположить, что 1,92 млрд. лет назад перед окончательным становлением фундамента Северо-Китайского кратона произошла коллизия Северо-Йиншанского и Южно-Ордосского блоков.

The basement of North China Craton (NCC) can be divided into the Eastern and Western Blocks and the Trans-North China Orogen on the basis of petrological association, structure, metamorphic process and isotopic ages. This research focuses on the study of petrology and metamorphic conditions of khondalite series from Jining Complex, where lies in khondalite series of the Western Block, intersection of the Western Block and the Trans-North China Orogen. Studied khondalite rocks involved mainly in aluminum-rich silicate gneiss, which record a metamorphic history characterized by nearly isothermal decompression and then retrogressive cooling following pre-peak and peak metamorphism. Results suggest that khondalite series from Jining Complex experienced a clockwise P-T metamorphic path by using new chemical data for thermodynamic calculation and the computation of pseudosection in KFMASH system.

Quantified metamorphic stages and related clockwise P-T path derived from pseudosection analysis in the KFMASH system suggest collision of the north Yinshan block with the south Ordos block at 1.92 Ga before the final combination of the entire basement of the NCC.

TTG АРХЕЙСКИХ КРАТОНОВ: ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ, ИСТОЧНИКИ, ГЕОДИНАМИКА

Лобач-Жученко С.Б.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, lobach-zhuchenko@lanck.cards.net

TTG OF THE ARCHAEOAN CRATONS: CONTINUANCE OF ITS FORMATION, SOURCES, GEODYNAMICS.

Lobach-Zhuchenko S.B.

Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St.Petersburg, Russia, lobach-zhuchenko@lanck.cards.net

Более 60% объема коры архейских кратонов составляют породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (TTG), которые и определили появление гравитационно устойчивой континентальной коры.

Геологические особенности TTG. Гадейские цирконы Австралии продемонстрировали образование кислой коры между 4.4 и 4.0 млрд лет, т.е. вслед за образованием Земли (4567 млн лет). На этапе 4.0-3.85 Земля испытала сильную метеоритную бомбардировку, которая в значительной части стерла земную протокофу.

Тем не менее, геолого-геохронологические и изотопные работы последнего десятилетия установили (1) для многих архейских кратонов значительно более древний возраст ранней сиалической коры кратонов, чем возраст пород современного среза и (2) длительность формирования TTG. Одним из примеров являются гнейсы Акаста (4.03-3.96 млрд лет) кратона Слейв, изотопный состав Hf цирконов которых позволил рассчитать гадейский возраст протолита: тоналиты с возрастом 3.9 млрд лет являются продуктом переработки тоналитов с возрастом 4.2 млрд лет [1]. Кратон Слейв демонстрирует также длительность формирования TTG: их эволюция продолжалась 400 млн лет, при этом зеленокаменные пояса (ЗКП) на кратоне возникли на рубеже ~2.7 млрд лет. Определения возраста терригенных цирконов кратона Йилгарн показали, что слагающие его Саус Вест, Йоунами, Нарриер террейны и ИстГолдфилд супертеррейн, представленные на современном срезе (кроме Нарриер террейна) гранитоидами и зеленокаменными ассоциациями с возрастом 3.0-2.6 млрд лет, образовались на значительно более древнем фундаменте и представляли до 3.1 млрд лет единый древний кратон. [2]. Итсак гнейсовый комплекс Гренландии формировался на протяжении 250 млн лет – от 3.85 до 3.6 млрд лет. Длительность формирования и процесс переработки более древних TTG в более молодые изучен и на кратоне Каапваль: тоналитовые гнейсы с возрастом 3644 ± 4 были частично переработаны на этапах 3504 и 3433 млн лет; ксенокристы циркона в TTG и метасадках этого кратона с возрастом 3700 – 3500 млн лет отмечают наличие и более древних, в т.ч. по отношению к Барбертон ЗКП, кислых пород на этом кратоне [3]

TTG Водлозерского кратона внедрялись в течение ~ 200 млн лет на раннем этапе - от ~ 3300 до 3100 млн лет; при этом, их становление на ~100 млн лет предшествовало образованию ЗКП, а более поздний этап формирования TTG (2.8-2.7 млрд лет) возможно был синхронен с вулканизмом внутрикратонного Маткалахтинского пояса. В целом, на Фенноскандинавском щите образование TTG датировано интервалом от 3.5 до 2.6 млрд лет, при этом между 3.0 и 2.6 имеет место их непрерывное образование.

Таким образом, разновозрастность и длительность становления TTG на ограниченных по размеру площадях являются характерной геологической чертой строения древних кратонов, при этом для многих кратонов установлено их образование из много более древнего протолита, в т.ч. гранитоидного состава.

Источники TTG. Систематизация Nd изотопных данных для TTG мира и толеитов ЗКП-ов указывают, что большинство TTG не могло возникнуть при плавлении этого типа толеитов, поскольку линии эволюции ϵNd толеитов идут параллельно таковой деплетированной мантии. Изотопные данные согласуются с петрологическими расчетами и результатами сравнения природных TTG с расплавами экспериментальных работ, показавших ряд принципиальных отличий между ними [4]. Подходящим источником для TTG могут служить мафиты иного состава, характеризующиеся повышенными содержаниями ряда несовместимых элементов, в т.ч. LREE и пониженным Sm/Nd отношением (<0.28). Эти мафиты разного возраста встречены на многих кратонах: в Водлозерском [5], в древнем гнейсовом комплексе Свазиленда, среди тоналитов провинции Абитиби Канадского щита. Они же слагают наиболее древний ЗКП Нувагитук (4.28 млрд лет) на СВ Сьюпериор [6]. Линии эволюции ϵNd этих мафитов идут в том же направлении, что и для пород коры. Изотопные, также как и геохимические характеристики TTG, наилучшим образом согласуются с составами, полученными при выплавлении именно из этого типа мафитов [4].

Геодинамические модели образования TTG. Две группы представлений об образовании континентальной коры (и TTG) базируются на динамике мантии: (1) кора образовывалась на конвергентных краях плит и (2) она росла за счет внутриконтинентальных процессов, определяемых активностью плюмов. Несколько обстоятельств исключают образование TTG в зонах субдукции: (1) анализ изотопного состава Nd TTG различных кратонов демонстрирует, что большинство гранитоидов имеют TDM Nd превышающий время их кристаллизации, т.е. они не могли возникнуть при плавлении толеитов во время субдукции; (2) несоответствие изотопно-геохимических характеристик расплавов из базальтов ЗКП и TTG и (3) геологические характеристики TTG: длительность формирования и их внутренняя многократная переработка, геологические, в т.ч. временные, взаимоотношения с ЗКП. Более согласованной с изотопно-геохимическими и геологическими характе-

ристиками TTG является модель, предложенная рядом авторов [7-10 и др.] об образовании TTG при плавлении пород нижней коры за счет андерплейтинга базальтов при подъеме плюмов. В качестве протолита рассматриваются гранулиты и эклогиты нижней коры. Модель образования TTG из мафитов второго типа предполагает наличие обогащенной в отношении Nd и ряда несовместимых элементов мантии, начиная с эоархея. С этой моделью согласуется и представление о долгоживущих (> 200 млн лет) плюмах в архее [11]. Предполагается, что и первозданные TTG возникли из эклогитов в зонах прогибания первичной мафической коры [12]. Высказана гипотеза, что импульсы магматизма TTG могли быть вызваны импактами [13].

Работа выполнена по проекту РФФИ 08-05-90416Укр_а.

Tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG)-series rocks, responsible for the formation of a gravitationally stable continental crust, make up over 60% of the crust of Archean cratons.

Geological characteristics of TTG. Analysis of Hadean zircons from Australia has shown that an acid crust was generated between 4.4 and 4.0 Ga, i.e. after the Earth's formation (4567 Ma). 4.0-3.85 Ga ago, the Earth was strongly affected by meteorite bombardment that obliterated a large part of the Earth's protocrust.

However, geological-geochronological and isotopic studies conducted over the past decade have shown (1) a much older age of an early sialic crust of many Archean cratons than the age of the present-day section and (2) a long time taken for TTG formation. One example is 4.03-3.96 Ga Acasta gneisses from the Slave Craton. Based on the isotopic composition of Hf from their zircons, a Hadean age of the protolith was determined: 3.9 Ga tonalites were produced by reworking of 4.2 Ga tonalites [1]. The Slave Craton also shows that TTG formation took a long time: they were evolving for 400 Ma, greenstone belts (GSB) being formed on the craton ca. 2.7 Ga ago. The age determination of detrital zircons from the Yilgarn Craton has shown that its constituent South West, Younami and Narrier terranes and East Goldfield Superterrane, represented in the present section (except the Narrier terrane) by 3.0-2.6 Ga granitoids and greenstone associations, were formed on a much older basement and existed as a common old craton before 3.1 Ga [2]. The Itsac gneiss complex, located in Greenland, was forming for 250 Ma – from 3.85 to 3.6 Ga. A long time of formation and reworking of older to younger TTG have also been studied in the Kaapvaal Craton: 3644±4 Ma tonalite gneisses were partly reworked at 3504 and 3433 Ma stages; zircon xenocrysts in 3700-3500 Ma TTG and metasediments from this craton point to the occurrence of felsic rocks on the craton, including those older than the Barberton GSB [3]

TTG of the Vodlozero Craton were intruding for ca. 200 Ma at an early stage from ca. 3300 to 3100 Ma; they were formed ca.100 Ma before GSB, and a later stage in TTG formation (2.8-2.7 Ga) was probably simultaneous with volcanism of the Matkalahta intracratonic belt. In the Fennoscandian Shield, TTG formation is generally dated at 3.5 to 2.6 Ga; in the interval between 3.0 and 2.6 Ga they were forming continuously.

Thus, a difference in the age of TTG and a long time taken for their formation in small areas are typical of the geological structure of old cratons. In many cratons they were produced from a much older, e.g. granitoid, protolith.

Sources of TTG. Nd isotopic data for TTG of the world and tholeiites from GSBs shows that most TTGs could not have been produced through melting of this type of tholeiites, because the evolution lines of ϵ_{Nd} tholeiites are parallel to those of a depleted mantle. The isotopic data agree with petrological calculations and the results of comparison of natural TTG with experimental melts that showed some principal differences between them [4]. A favorable source for TTG could be provided by compositionally different mafic rocks with high percentages of some incompatible elements, including LREE, and a low Sm/Nd ratio (<0.28). Such different-aged mafic rocks have been encountered on many cratons, e.g. in the Vodlozero Craton [5], in the old gneiss complex of Swaziland and among tonalities in the Abitibi province, Canadian Shield. They make up the oldest (4.28 Ga) Nuwuagitic GSB in the NE Superior province [6]. The ϵ_{Nd} of these mafic rocks and that of crustal rocks evolve in the same direction. The isotopic and geochemical characteristics of TTG perfectly agree with the compositions obtained by melting-out from this very type of mafic rocks [4].

Geodynamic models of TTG formation. There are two groups of concepts regarding the formation of a continental crust (and TTG) based on mantle dynamics: (1) the crust was produced on convergent plate margins; and (2) crust growth was favoured by intracontinental processes dependent on plume activity. There are several circumstances that exclude TTG formation in subduction zones: (1) analysis of the isotopic composition of Nd of TTG from different cratons has shown that most granitoids have TDM Nd that exceeds their crystallization time, i.e. they could not have been formed upon melting of tholeiites during subduction; (2) disagreement of the isotopic-geochemical characteristics of melts from GSB and TTG basalts and (3) geological characteristics of TTG such as a long time of formation and their multiple internal reworking, as well as geological (e.g. temporal) relationships with GSBs. A model of TTG formation through partial melting of lower crust lithologies, caused by underplating of basalts from plume events, was proposed by some authors [7-10 et al.]. This model is in better agreement with the isotopic-geochemical and geological characteristics of TTG. Lower crust granulites and eclogites are considered to be a protolith. The assumption that the mantle, enriched in Nd and some incompatible elements, had existed since Eoarchean time follows a model of TTG formation from type-II mafic rocks.

The concept of long-lived (> 200 млн лет) plumes in Archean time also agrees with the model [11]. Initial TTG, too, are assumed to have been derived from eclogites in the sagging zones of the primary mafic crust [12]. Some authors [13] believe that impulses of TTG magmatism could have been caused by impacts [13].

This research was supported by RFFI grant № 08-05-90416-Ukr_a

Литература – References

Iizuka T., Komiya T., Maruyama S. The Early Archean Acasta gneiss complex: geological, geochronological and isotopic studies and implications for early crustal evolution. In (eds.M.Van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C.Bennett) *Earth's Oldest Rocks*. 2007. P.127-148.

Wyche S. Evidence of Pre-3100 Ma crust in the Younami and South West Terranes, and Eastern Goldfields Superterrane, of the Yilgarn Craton. In: (eds.M.Van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C.Bennett) *Earth's Oldest Rocks*. 2007. P.113-124.

Poujol M. An overview of the pre-Mesoarchean rocks of the Kaapvaal craton, Shouth Africa. In: (eds.M.Van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C.Bennett) *Earth's Oldest Rocks*. 2007. P.453-464.

Lobach-Zhuchenko S.B., Kovalenko A.V., Krylob I.N. et al. Geochemistry and petrology of the ancient Vygozero granitoids, Southeastern Karelia // *Geochemistry International*. 2000. V.38. S.1. P.584-599.

Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Sergeev et al. Archean rocks from Southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // *Prec/Res*. 1993. V.62. P.375-397.

O'Neil J., Carlson R.W., Francis D., Stevenson R.K. Neodymium-142 evidence for hadean mafic crust // *Science*. 2008. V.321. P.1828-1831.

Barker F, Arth J.G. Generation of trondhjemite-tonalite liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt series // *Geology*. 1974. V.4. P.596 -600.

Atherton M.P., Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust // *Nature*. 1993. V.362. P.144-146.

Condie K.C. TTG's and adakites: are they both slab melts? // *Lithos*. 2005. V.80. P.33-44.

Petford N., Gallagher K. Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by peridotitic influx of basaltic magma // *EPSL*. 2001. V.93. P.483-499.

Condie K.C. Supercontinents and superplume events: distinguishing signals in the geological records // *Physics of the Earth Planetary Interiors*. 2004. V.146. P.319-332.

Davis G.F. Dynamics of the Hadean and Archean mantle. In: (eds.M.Van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C.Bennett) *Earth's Oldest Rocks*. 2007. P.61-74.

Glikson A. Field evidence of Eros-scale asteroids and impact –forcing of Precambrian geodynamic episodes, Kaapvaal (South Africa) and Pilbara (Western Australia) Cratons // *EPSL*. (in press).

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ Hf ПО ЦИРКОНАМ И Nd ПО ПОРОДАМ КАК ИНСТРУМЕНТ КОРРЕКТНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ И ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ ИНТРУЗИЙ ОСНОВНОГО СОСТАВА.

Лохов К.И.^{1,2}, Капитонов И.Н.¹, Богомолов Е.С.¹, Пресняков С.Л.¹, Шевченко С.С.¹, Бережная Н.Г.¹, Салтыкова Т.Е.¹, Сергеев С.А.^{1,2}

¹ Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия, Kirill_Lokhov@vsegei.ru

² Геологический факультет СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

GEOCHEMISTRY OF Hf ISOTOPES FROM ZIRCONS AND Nd ISOTOPES FROM ROCKS AS A TOOL FOR CORRECT INTERPRETATION OF U-Pb GEOCHRONOLOGICAL INFORMATION AND EVALUATION OF THE ORE POTENTIAL OF MAFIC INTRUSIONS

Lokhov K.I.^{1,2}, Kapitonov I.N.¹, Bogomolov E.S.¹, Presnyakov S.L.¹, Shevchenko S.S.¹, Berezhnaya N.G.¹, Saltykova T.E.¹, Sergeyev S.A.^{1,2}

¹ Centre for Isotopic Studies, VSEGEI, St.Petersburg, Russia, Kirill_Lokhov@vsegei.ru

² St.Petersburg State University, Department of Geology, St.Petersburg, Russia.

Современная изотопная локальная аппаратура (SIMS SHRIMP, LA-ICPMS) позволяет определять U-Pb возраст отдельных зон роста цирконов. В докембрийских полиметаморфических породах, как правило, цирконы имеют древние ядра и одну или несколько относительно более молодых оболочек. Каждая из зон роста минерала может быть датирована, однако существует трудность привязки полученной датировки к конкретному геологическому событию. Как правило возраст древних ядер отождествляется в возрастом кристаллизации породы, а оболочек – с временем преобразования породы. Это положение не очевидно и требует доказательства. Кроме того, основные и ультраосновные интрузивные тела небольшого размера обычно содержат ксеногенные захваченные цирконы, а магматические породы кислого состава – унаследованные из протолита зерна. Ситуация еще более усложняется, когда геохронологическое опробование осуществлено по керну скважин, т.е. у геолога нет возможности изучить структурные и текстурные особенности породы, ее взаимоотношения с другими породами в масштабах хотя бы одного обнажения.

Для решения генетических задач с нашей точки зрения особенно эффективно комплексное изучение U-Pb системы и начального изотопного состава гафния $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ в цирконе и начального изотопного состава неодима $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в породе. При магматической дифференциации в мантии и коре эти величины за счет синхронного изменения Lu/Hf и Sm/Nd отношений в дифференциатах и рестилах коррелированы, образуя «Земную совокупность» - “terrestrial array”, где $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = 1,5 \epsilon_{\text{Nd}}(T) + 3$ [1,2 и др.]. Таким образом аутигенность циркона магматическому этапу выявляется в случае принадлежности соответствующих параметров “terrestrial array”. При наложенных метаморфических событиях можно ожидать значимые и локальные вариации $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ в зонах роста циркона. При перекристаллизации исходных минералов будет происходить сброс радиогенного гафния из минералов с высоким Lu/Hf отношением (гранат, ортопироксен), т.е. новые зоны циркона будут обладать повышенными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$. Наоборот, при сбросе циркония и нерадиогенного гафния из минералов с низкими Lu/Hf отношениями (например, случай амфиболитизации клинопироксен содержащих пород) или в случае гранитизации основных пород следует ожидать привнос циркония и нерадиогенного гафния в новообразованные оболочки цирконов (пониженные величины $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$).

Современная изотопная аппаратура позволяет осуществлять такие комплексные исследования: локальное SIMS U-Pb датирование цирконов, LA-ICPMS определение $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ в тех же локальных точках и TIMS определение $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ по породе. Данные комплексные исследования находят широкое применение в ЦИИ ВСЕГЕИ как для решения геохронологических задач по программе создания госгеолкарт нового поколения ГК-1000/3, так и при металлогенических исследованиях.

Первый пример применения такого методического подхода - геохронологические исследования пород фундамента Курской гранит-зеленокаменной области Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Нами был изучен керновый материал, представляющий амфиболиты обоянского

комплекса и прорывающие тела габбридов из относительно мелких массивов смородинского, белогорьевского и мамонского комплексов. Для каждой из проб было отмечено как минимум два конкордантных кластера цирконов, причем не всегда отмечен случай древние ядра – молодые обрастания: в пробах присутствовали и относительно гомогенные цирконы без видимой ростовой зональности, но принадлежащие к различным возрастным кластерам. Результаты исследований представлены на Рис.1 и заключаются в следующем:

1) Проба из амфиболитов обоянского комплекса содержит магматические цирконы с возрастом 3667 и 3540 млн.лет и метаморфические цирконы с возрастом 3475 млн.лет. Первые две группы могут отвечать магматическим цирконам основной породы и магматическим цирконам при ее инъекционной мигматизации гранитоидным расплавом. Обоянский комплекс является палеоархейским;

2) Проба габбро смородинского комплекса не содержит аутигенных цирконов. Цирконы с возрастом 3540 млн.лет могли быть захвачены из пород обоянского комплекса, а с возрастом 3507 млн.лет являются метаморфогенными. Габброиды смородинского комплекса гораздо моложе и скорее всего неоархейские;

3) Проба габбро белогорьевского содержит аутигенные цирконы с возрастом 2830 млн.лет и захваченные с возрастом 3460 млн. лет, по видимому из пород обоянского комплекса. Белогорьевский комплекс имеет неоархейский возраст;

4) Проба габбро мамонского комплекса содержит аутигенные цирконы с возрастом 2080 млн.лет и метаморфогенные цирконы с возрастом 1975 млн.лет. Мамонский комплекс палеопротерозойский и испытал метаморфические преобразования вскоре после становления.

Второй пример использования данной систематики – комплексное изотопное изучение интрузий Норильской группы для выявления изотопных критериев их рудоносности. Были изучены промышленно рудоносные интрузии Норильск-1, Талнах, Хараелах, слабо (непромышленно) рудоносные Вологочан, Черногорская, перспективная Микчандга и нерудоносные Зеленогривенская и Нижний Талнах [3,4].

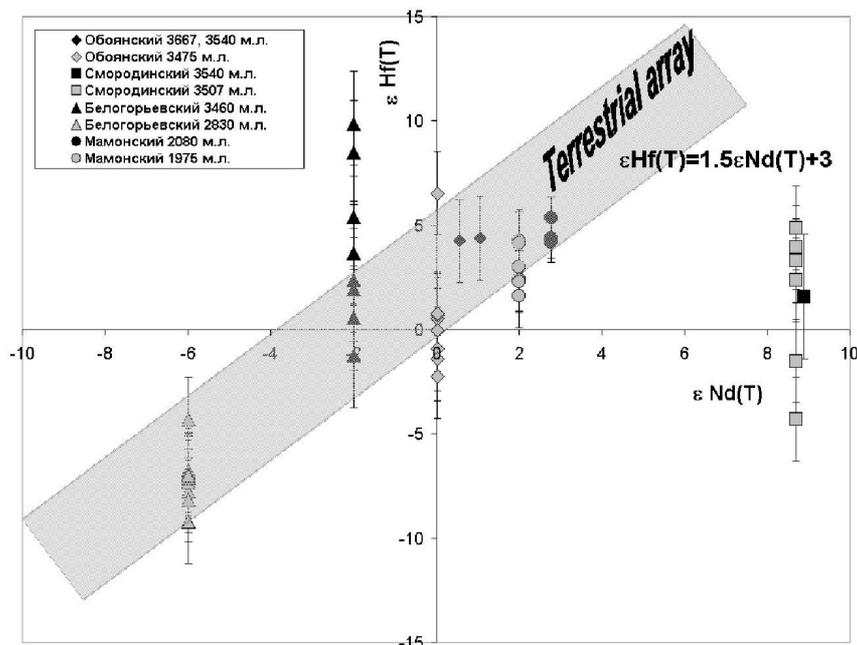


Рис.1. Гафний – неодимовая изотопная систематика в породах ВКМ.

Fig.1. Hafnium – neodymium isotope systematics in VCM rocks.

Результаты Hf-Nd систематики приведены на Рис.2. В данном случае возраст всех изученных цирконов отвечает интервалу времени кристаллизации интрузий 241 –265 млн. лет, однако для большинства из них характерен избыточный радиогенный гафний, т.е. фигуративные точки в большинстве случаев не принадлежат “terrestrial array”, и $\epsilon_{\text{Hf}}(T) > 1,5 \epsilon_{\text{Nd}}(T) + 3$. Данный эффект наиболее значимо проявлен для промышленно рудоносных интрузий. На Рис. 3. представлены усредненные

данные по интрузивам в координатах возраст кристаллизации по U-Pb системе в цирконе – избыток радиогенного гафния в цирконе: $\delta Hf(T) = \epsilon Hf(T) - 1,5\epsilon Nd(T) + 3$. Из этого построения следует простой изотопный критерий рудоносности: максимальный возраст кристаллизации, не менее 250 млн.лет при величине $\delta Hf(T) > 5$.

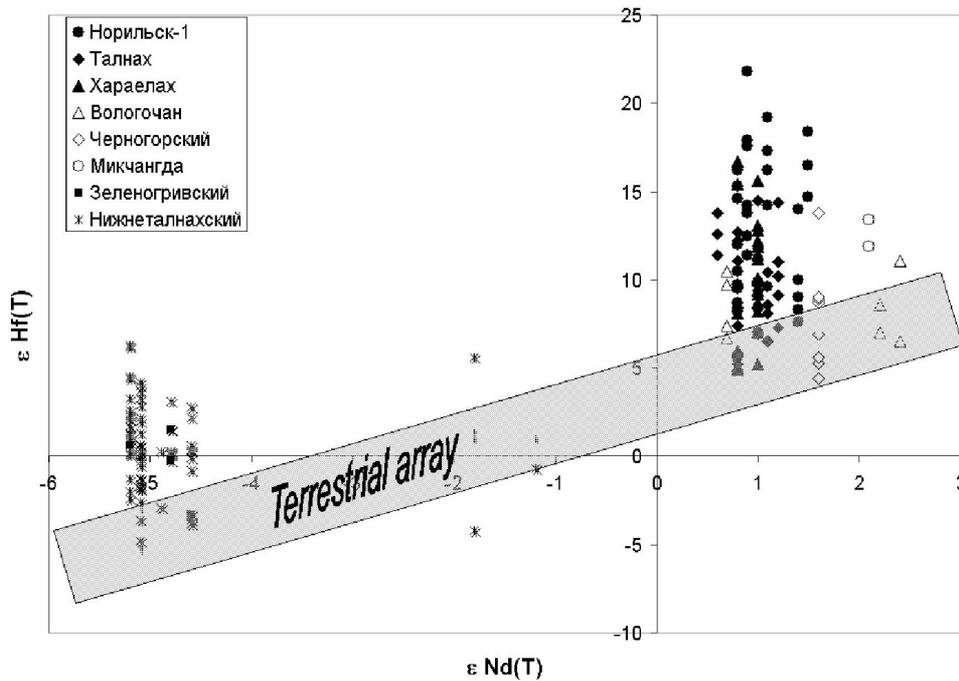


Рис. 2. Гафний – неодимовая изотопная систематика в интрузиях Норильской группы.

Fig. 2. Hafnium – neodymium isotope systematics in Norilsk group intrusions.

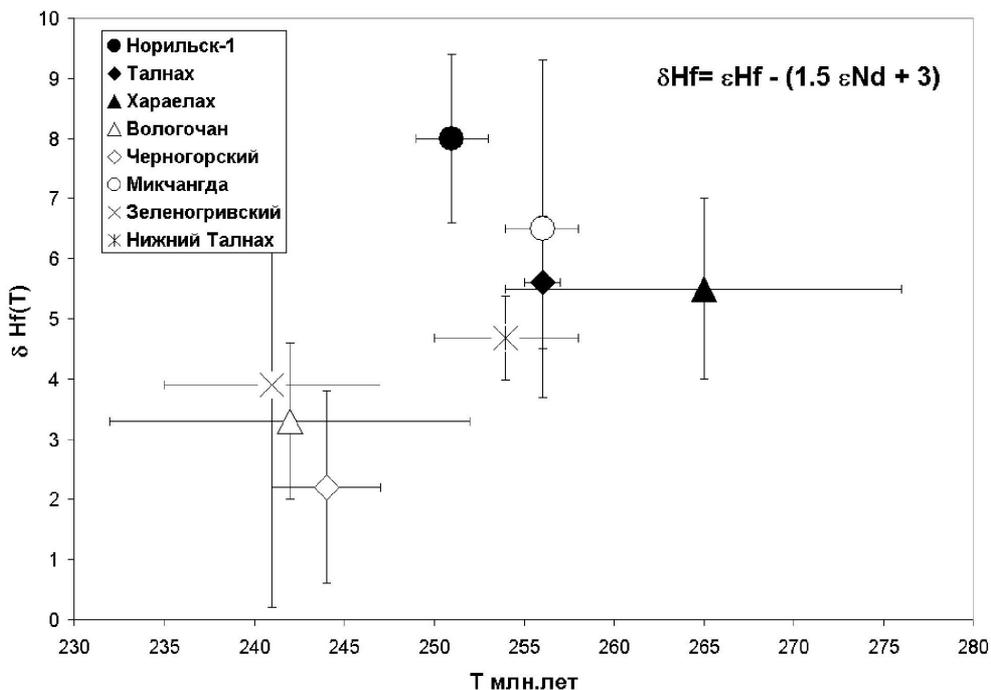


Рис. 3. Усредненные параметры избытка радиогенного гафния в зависимости от возраста кристаллизации интрузий Норильской группы.

Fig. 3. Averaged parameters of excessive radiogenic hafnium, depending on the crystallization age of Norilsk group intrusions.

Помимо феноменологического критерия рудоносности возможно сделать и ряд важнейших генетических выводов:

1) В породах всех массивов присутствует экзотическая компонента с аномально радиогенным гафнием ($\delta\text{Hf}(T) > 2$);

2) Наибольшая доля экзотической компоненты присутствует в рудоносных массивах начального пульса основного магматизма (более 250 млн. лет);

3) В нерудоносных массивах присутствует значимая компонента корового силикатного вещества, а в рудоносных практически она отсутствует (согласно величинам $\epsilon\text{Nd}(T)$);

4) Экзотическая компонента с $\delta\text{Hf}(T) > 2$ могла быть заимствована только из относительно древнего источника с аномально высоким Lu/Hf отношением и низкой концентрацией умеренно легких РЗЭ, в частности Sm и Nd. Другой вариант – величины Sm/Nd в экзотическом источнике близкие к таковым в деплетированной мантии DM, и поэтому по величине $\epsilon\text{Nd}(T)$ они не различаются.

Источник экзотической компоненты может быть либо глубинный типа EHID [5], либо поверхностный – древние хемогенные осадки с глинистым материалом [6]. Учитывая, что рудоносные интрузии, где вклад аномальной компоненты максимален, характеризуются и наиболее изотопно-тяжелой серой ($\delta^{34}\text{S} > +8 - +10\%$), наименьшей долей мантийного гелия, и наибольшей – воздушно-го аргона [7], экзотическая компонента имеет поверхностное происхождение, а именно хемогенные и глинистые осадки.

Приведенный комплексный методический подход показал свою эффективность, и в настоящее время большинство исследований в ЦИИ ВСЕГЕИ осуществляется по приведенной схеме.

Работа была выполнена в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ на инициативной основе и частично при финансовой поддержке Роснедра по Государственным контрактам АЛ-02-06/35 от 14 мая 2005 г и 7Ф-ТАО/2005 от 27 апреля 2005 г..

Modern local isotopic instruments, such as SIMS SHRIMP, LA-ICPMS, are used to estimate the U-Pb age of individual growth zones of zircons. In Precambrian polymetamorphic rocks, zircons commonly have old cores and one to several younger shells. Each mineral growth zone can be dated, but it is difficult to connect the date obtained with a certain geological event. The age of old cores is commonly understood as the age of rock crystallization and that of the shells as the timing of rock alteration. This concept is not obvious and should be proved. Furthermore, small mafic and ultramafic bodies usually contain trapped xenogenic zircons, and felsic igneous rocks carry grains inherited from the protolith. Things become more complicated when core samples are used for geochronological study, so that a geologist cannot study the structural and textural characteristics of rock and its relationship with other rocks in at least one outcrop.

In our opinion, genetic problems can be efficiently approached by integrated study of the U-Pb system and the initial isotopic composition of hafnium, $\epsilon\text{Hf}(T)$, in zircon and the original isotopic composition of neodymium, $\epsilon\text{Nd}(T)$, in the rock. Upon magmatic differentiation in the mantle and in the crust, these values are correlated because of simultaneous variation in Lu/Hf and Sm/Nd ratios in differentiates and restites to form a “terrestrial array”, where $\epsilon\text{Hf}(T) = 1.5 \epsilon\text{Nd}(T) + 3$ [1, 2 et al.]. Thus, if relevant parameters belong to the “terrestrial array”, then zircon came into existence in the magmatic stage. In the case of multiple metamorphic events, significant and local variations in $\epsilon\text{Hf}(T)$ in zircon growth zones can be expected. Upon recrystallization of primary minerals, radiogenic hafnium will be removed from minerals with a high Lu/Hf ratio (garnet, orthopyroxene), i.e. new zircon zones will exhibit high $\epsilon\text{Hf}(T)$ values. On the contrary, upon removal of zirconium and non-radiogenic hafnium from minerals with low Lu/Hf ratios (e.g., in the case of amphibolization of clinopyroxene-bearing rocks) or upon granitization of mafic rocks zirconium and non-radiogenic hafnium are expected to be added to newly-formed zircon shells (low $\epsilon\text{Hf}(T)$ values).

Modern isotopic instruments are used to conduct integrated studies such as local SIMS U-Pb zircon dating, LA-ICPMS estimation of $\epsilon\text{Hf}(T)$ at the same local points and TIMS estimation of $\epsilon\text{Nd}(T)$ from the rock. Such integrated studies are carried out on a large scale at the VSEGEI Centre for Isotopic Studies to solve geochronological problems under a programme for production of a new generation of state geological maps GK-1000/3 and to conduct metallogenic studies.

One example of the application of the above method is provided by the geochronological study of basement rocks from the Kursk granite-greenstone province of the Voronezh crystalline massif (VCM).

We have studied core samples of amphibolites from the Oboyansky complex and those of cross-cutting gabbroid bodies from relatively small massifs of the Smorodinsky, Belogoryevsky and Mamonsky complexes. At least two concordant zircon clusters were revealed for each sample. It should be noted that old cores overgrown with young matter were not always revealed: the samples also contained relatively homogeneous zircons that showed no visible growth zoning but belonged to different age clusters. The results of the studies, shown in Figure 1, are as follows:

1) An amphibolite sample from the Oboyansky complex contains igneous zircons dated at 3667 and 3540 Ma and metamorphic zircons dated at 3475 Ma. The first two groups are consistent with igneous zircons from a mafic rock and with igneous zircons upon its injection migmatization by granitoid melt. The Oboyansky complex is Paleoproterozoic;

2) A gabbro sample from the Smorodinsky complex does not contain authigenic zircons. Zircons, dated at 3540 Ma, could have been trapped from Oboyansky rocks, and those dated at 3507 Ma are metamorphogenic. Gabbroids from the Smorodinsky complex are much younger and are most probably Neoproterozoic;

3) A gabbro sample from the Belogoryevsky complex contains 2830 Ma authigenic zircons and 3460 Ma zircons trapped presumably from Oboyansky rocks. The Belogoryevsky complex is Neoproterozoic;

4) A gabbro sample from the Mamonsky complex carries 2080 Ma authigenic zircons and 1975 Ma metamorphogenic zircons. The Mamonsky complex was formed in Paleoproterozoic time and was metamorphosed shortly after its formation.

Another example of the use of the above systematics is integrated isotopic study of Norilsk-group intrusions to reveal the isotopic criteria of their ore potential. Economic metalliferous Norilsk-1, Talnakh and Kharaelakh intrusions, poorly metalliferous (non-economic) Vologochan and Chernogorskaya intrusions, prospective Mikchandga intrusion and nonmetalliferous Zelenogrivenskaya and Nizhny Talnakh intrusions were studied [3, 4].

The results of Hf-Nd systematics are shown in Figure 2. In this case, the age of all the zircons studied is consistent with the intrusion crystallization time interval 241–265 Ma, but an excess of radiogenic hafnium is characteristic of most of them, i.e. in most cases figurative points do not belong to the “terrestrial array” and $\epsilon_{\text{Hf}}(T) > 1.5 \epsilon_{\text{Nd}}(T) + 3$. This effect is most conspicuous for economic metalliferous intrusions. Figure 3 shows averaged data for intrusions in the coordinates: crystallization age from the U-Pb system in zircons – an excess of radiogenic hafnium in zircon: $\delta_{\text{Hf}}(T) = \epsilon_{\text{Hf}}(T) - 1.5\epsilon_{\text{Nd}}(T) + 3$. The simple isotopic criterion of ore potential that follows from the above construction is: the maximum age of crystallization is not less than 250 Ma at $\delta_{\text{Hf}}(T) > 5$.

In addition to the phenomenological criterion of ore potential, some essential genetic conclusions can be drawn:

1) Rocks from all of the massifs have an exotic constituent with an anomalously radiogenic hafnium ($\delta_{\text{Hf}}(T) > 2$);

2) The largest share of the exotic constituent is present in metalliferous massifs produced by the initial impulse of basic magmatism (over 250 Ma);

3) Nonmetalliferous massifs have a significant crustal silicate matter constituent, and metalliferous massifs have actually no such constituent (as shown by $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ values);

4) An exotic constituent with $\delta_{\text{Hf}}(T) > 2$ could only have been inherited from a relatively old source with an anomalously high Lu/Hf ratio and a low moderately light REE, particularly Sm and Nd, concentration. Other option: as Sm/Nd ratios in the exotic source are similar to those in the depleted mantle DM, they do not differ in $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ value.

The exotic constituent could have been derived from either a deep EHD-type source [5] or a surface source such as old chemogenic sediments with argillaceous material [6]. Considering that ore-bearing intrusions, where the contribution of an anomalous constituent is maximum, are characterized by the most isotopically heavy sulphur ($\delta^{34}\text{S} > +8 - +10\%$), the smallest share of mantle helium and the largest share of air argon [7], the exotic constituent was derived from surface rocks, namely chemogenic and argillaceous sediments.

The integrated methodical approach has proved its efficiency, and most studies at the VSEGEI Centre for Isotopic Studies are conducted on the basis of the above scheme.

The study was carried out at the VSEGEI Centre for Isotopic Studies on the initiative basis with financial support from Rosnedra under State Contracts AL-02-06/35 of 14 May, 2005 and 7F-TAO/2005 of 27 April, 2005 .

Литература – References

- Salters V.J.M., White W.M. Hf isotope constrains on mantle evolution. // *Chemical Geology*, 1998, 145, p. 447-460.
- Vervoort J.D., Blichert-Toft J. Evolution of depleted mantle: Hf evidence from juvenile rocks through time. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, v.63, n3/4, p.533-556.
- Отчет «опытно-методические работы по разработке прогнозно-поискового изотопно-геохимического комплекса на металлы платиновой группы, золото, медь. Никель. Кобальт в расслоенных массивах севера центральной Сибири» Госконтракт №7Ф-ТАО/2005, научн. Рук. О.В.Петров, ВСЕГЕИ, 2008, кн.3, прил.2. // Report “Experimental and methodical work for development of a prognostic-prospecting isotopic-geochemical complex for PGM, gold and copper. Nickel. Cobalt in layered massifs in northern Central Siberia” State Contract No.7F-TAO/2005, Scientific Supervisor O.V. Petrov, VSEGEI, 2008, Book.3, Suppl. 2.
- Malich K., Belousova E., Griffin W., Pearson N., Khalenev V. Hf-isotope constrains on contrasting magma sources in economic ultramafic-mafic intrusions of the Noril’sk area (Russia)// 33 Int. Geol. Congress, Oslo 6-14 aug., 2009, Abstr. CD, MPC-01, 2p.
- Лохов К.И., Капитонов И.Н., Прасолов Э.М., Сергеев С.А. Экстремально радиогенный гафний в цирконах из докембрийских кальцифиров.// *ДАН*, 2009, т.425, №5, с.1-4. // Lokhov, K.I., Kapitonov, I.N., Prasolov, E.M. and Sergeev, S.A. Extremely radiogenic hafnium in zircons from Precambrian calciphyres.// *DAN*, 2009, Vol. 425, No. 5, p.1-4.
- Van de Fliert T., Goldstein S.L., Hemming S.R., Roy M., Frank M., Halliday A.N. // *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, v.259, p. 432-441.
- Халенев В.О., Прасолов Э.М., Петров О.В., Груздов К.А., Лохов К.И., Сергеев С.А. Перспективы использования изотопов благородных газов для дифференциации интрузий Норильского района по их рудоносности.//Тез. Докл. XVIII Симпозиума по геохимии изотопов, Москва, ГЕОХИ, 2007, с.278. // Khalenev, V.O., Prasolov, E.M., Petrov, O.V., Gruzdev, K.A., Lokhov, K.I. and Sergeev, S.A. Prospectives in the use of noble gas isotopes for differentiation of intrusions in the Norilsk area on the basis of their ore potential.//Abstr. paper at the 18th Symposium on Isotope Geochemistry, Moscow, ГЕОХИ, 2007, p.278.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ВОЗРАСТЕ СОРТАВАЛЬСКОЙ СЕРИИ, СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ

Матреничев А.В., Матреничев В.А.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, matrenichev@gmail.com

NEW DATA ON THE STRUCTURE AND AGE OF THE SORTAVALA SERIES, NORTHERN LAKE LADOGA AREA

Matrenichev A.V. and Matrenichev V.A.

¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St.Petersburg, Russia, matrenichev@gmail.com

Впервые образования, сопоставимые с сортавальской серией, были выделены Седерхольмом в 1916 году, разделившим ладожский комплекс на верхнюю песчано-сланцевую и нижнюю карбонатно-амфиболитовую толщи. К.О. Кратц отнес верхнюю толщу ладожского комплекса к ладожской серии, а нижнюю - к сортавальской серии [1]. В состав сортавальской серии объединены вулканогенно-осадочные породы, залегающие в основании разреза раннепротерозойских отложений Раахе-Ладожского зоны Сфекофеннского подвижного пояса. Вулканогенно-осадочные образования сортавальской серии залегают либо на нижнепротерозойских породах ятулийского надгоризонта, либо непосредственно на гранитоидах фундамента [4]. По возрастной позиции они соответствуют людиковийскому надгоризонту (2100±50 млн. лет до 1920±50 млн. лет) корреляционной стратиграфической схемы архейских и нижнепротерозойских отложений Карело-Кольского региона, принятой РМСК в 2002 г [3].

Целью исследований являлось уточнение имеющейся схемы стратиграфического расчленения пород сортавальской серии [2] на основании детального геологического картирования и изучения вещественного состава вулканогенно-осадочных образований. На первой стадии работ в пределах Сортавальского поднятия было установлено, что наиболее полные и представительные разрезы вулканитов характерны для северо-восточного обрамления Кирьяволахтинской куполовидной структуры. Несмотря на высокую степень регионального метаморфизма, отвечающего амфиболитовой фации, вулканогенно-осадочные породы данного участка, как правило, сохраняют первичные литологические признаки. В излившихся вулканитах хорошо различимы реликты подушечной, кластолаваковой, миндалекаменной и порфириковой текстур лавовых потоков, в вулканогенно-осадочных образованиях - бомбовые текстуры туфов, слоистые текстуры туффитов и терригенных пород [2].

Геологические взаимоотношения и химический состав позволяют разделить вулканы сортавальской серии на четыре свиты – питкярантскую, петсеваарскую, харлу и тенъярви.

Питкярантская свита. Название для нижней питкярантской свиты связано с исторически сложившимся названием этих пород в литературе. В основании свиты залегают слоистые карбонатные породы, которые перекрываются углеродсодержащими алевролитами переслаивающимися с аркозовыми песчаниками. Выше залегают метабазалты метаморфизованные до крупнозернистых амфиболитов. Эти породы интродуцированы метагаббро. Вулканические породы питкярантской свиты по содержанию главных породообразующих компонентов могут быть отнесены к высокотитанистым базальтам. Для них характерно содержание $MgO = 4,6 - 8,5\%$ и $TiO_2 = 1,4 - 1,9\%$ (рис. 1). Содержание и соотношения редких элементов характеризуются плоским спектром распределения редкоземельных элементов с обогащением легкими лантаноидами ($[Ce/Yb]_N = 1,2 - 3,5$) при содержании тяжелых редкоземельных элементов на уровне 10–14 нормированных единиц. Ti/Zr отношение изменяется от 90 до 100.

Петсеваарская свита. Выше залегают породы петсеваарской свиты. Название обусловлено тем, что наиболее представительный разрез находится на горе Петсеваара. В основании свиты находятся аркозовые кварциты и кварцито-песчаники, которые перекрываются углеродсодержащими алевролитами, переслаивающимися с граувакками. Выше залегают базальты с подушечной отдельностью. На классификационной диаграмме вулканы свиты петсеваара располагаются в поле базальтов. Для них характерна обогащённость $MgO = 7,5 - 11\%$ и обеднённость $TiO_2 = 0,9 - 1,2\%$ по отношению к вулканитам питкярантской свиты. Количество SiO_2 варьирует в пределах 47 – 52%. Содержание и соотношения REE характеризуются плоским спектром распределения, с небольшим обеднением LREE ($[Ce/Yb]_N = 0,5 - 0,8$) при содержании тяжелых на уровне 8 – 8,5 норм. ед. $Ti/Zr = 147 - 167$.

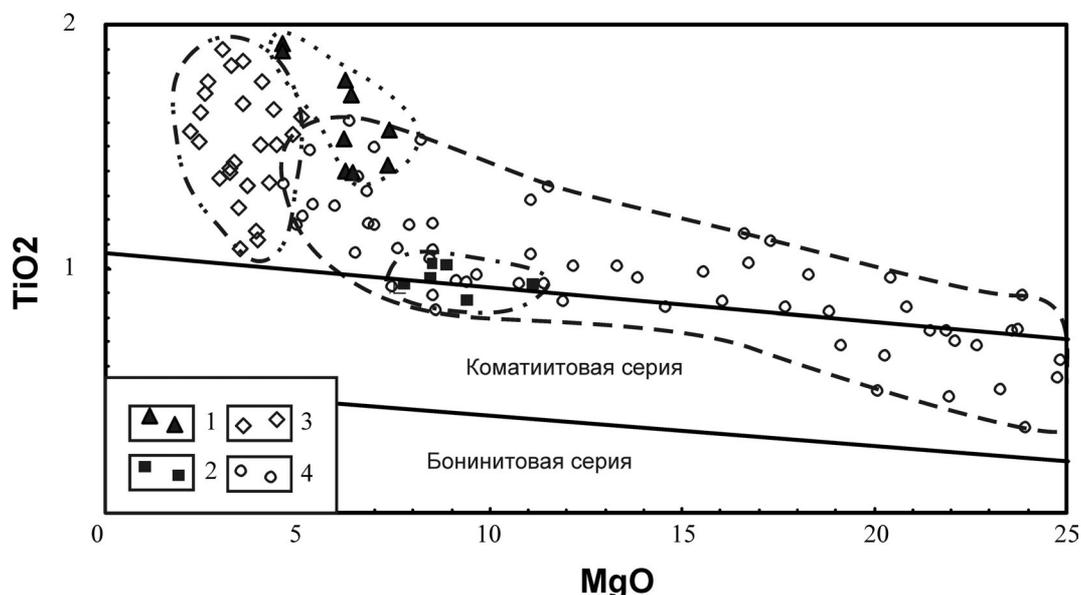


Рис. 1. Химический состав вулканических пород сортавальской серии: 1 – высокотитанистые метабазалты питкярантской свиты, 2 – метабазалты петсеваарской свиты, 3 – метатрахиандезибазальты свиты харлу, 4 – метабазалты, коматиитовые метабазалты и метакоматииты свиты тенъярви.

Fig. 1. Chemical composition of volcanic rocks (sortavala group): 1 – highly titaniferous metabasalts (pitkyaranta suite), 2 – metabasalts (petsevaara suite), 3 – metatrachyandesibasalts (kharlu suite), 4 – metabasalts and metakomatiites (tenjarvi suite).

Свита харлу. На породах петсеваарской свиты, с признаками размыва залегают породы свиты харлу. Название свиты связано с тем, что наиболее полный и представительный разрез находится вблизи поселка Харлу. В основании разреза залегают вулканогенно-осадочные породы основного состава с линзами туфокогломератов и полимиктовых конгломератов. Состав излившихся и вулканокластических пород варьирует от трахиандезибазальтов до трахитов, с преобладанием трахиандезитов и трахитов вблизи эруптивного центра. Вулканы свиты харлу заметно обогащены LREE ($[Ce/Yb]_N = 4 - 5$) при содержании тяжелых лантаноидов на уровне $Yb = 9 - 14$ норм. ед. $Ti/Zr = 60 - 95$.

Свита тенъярви. На породах свиты харлу залегают вулканогенно-осадочные породы свиты тенъярви. Название свите дано по названию озера, на северном берегу которого находится наиболее изученный разрез. В разрезе свиты тенъярви преобладают метаморфизованные лавы и туфы основного и ультраосновного состава, среди которых по содержанию MgO, могут быть выделены коматииты, коматиитовые базальты и базальты. Базальты отличаются от вулканитов аналогичного состава питкяррантской и петсеваарской свит повышенной щелочностью, обогащенностью LREE ($[Ce/Yb]_N = 2-4$) и более высоким содержанием HREE ($Yb = 10-14$ норм.ед.). Лантаноиды в коматиитах характеризуются пониженным содержанием LREE ($[Ce/Yb]_N = 0.7-1.1$) при концентрации тяжелых на уровне 4-8 единиц нормированного содержания. Коматиитовые базальты близки к базальтам по степени обогащения LREE ($[Ce/Yb]_N = 2-4$), но отличаются по содержанию HREE ($Yb = 6-8$ норм.ед.).

Для определения возрастов пород свит харлу и тенъярви была изучена Sm-Nd изотопная система. Возраст вулканитов свиты харлу составляет 2069 ± 31 млн. лет при $\epsilon Nd = -4$ (рис. 2). Изохронные возрасты вулканитов свиты тенъярви составляют 2096 ± 73 млн. лет при $\epsilon Nd = 2$ и 2083 ± 31 млн. лет при $\epsilon Nd = 0,7$. Значения возрастов свиты тенъярви древнее, чем для пород свиты харлу, хотя и перекрываются в пределах ошибки. Но геологические взаимоотношения свидетельствуют об обратном. Следовательно, вулканизм свиты харлу не был оторван во времени от проявлений высокомагнетизального коматиитового вулканизма свиты тенъярви. Область перекрытия датировок представляет собой интервал 2100 – 2052 млн. лет и, соответственно, возраст вулканизма можно представить, как 2076 ± 24 млн. лет.

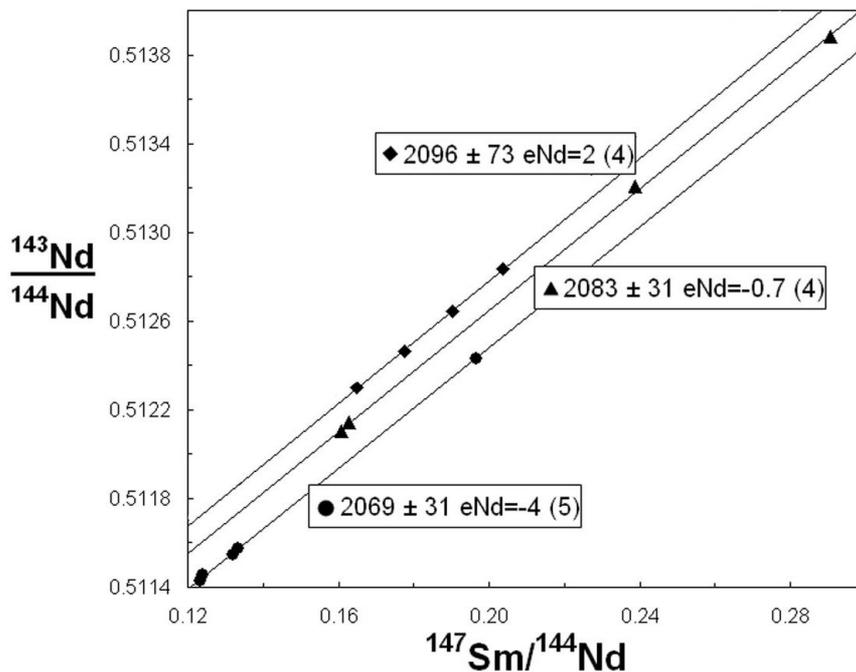


Рис. 2. Диаграмма Sm-Nd для вулканитов свит харлу и тенъярви сортавальской серии.

Fig. 2. Sm-Nd isochrone for kharlu and tenjarvy volcanites (sortavala group).

Таким образом, в рамках сортавальской серии выделено 4 свиты, вулканогенные породы которых резко отличаются по химическому составу. Установлены непосредственные стратиграфические взаимоотношения между породами этих свит.

Rocks, correlatable with the Sortavala series, were first identified in 1916 by Sederholm, who divided the Ladoga complex into an upper sandy-schist unit and a lower carbonate-amphibolite unit. K.O. Kratz understood the upper unit of the Ladoga complex as a part of the Ladoga series and the lower unit as a part of the Sortavala series [1]. The Sortavala series comprises volcanic-sedimentary rocks that occur at the base of the Early Proterozoic rock unit of the Raahe-Ladoga zone of the Svecofennian mobile belt. Sortavala volcanic-sedimentary rocks rest either on the Lower Proterozoic rocks of the Jatulian

superhorizon or directly on basement granitoids [4]. Their age agrees with that of the Ludicovian superhorizon (2100±50 Ma to 1920±50 Ma) in the Stratigraphic Correlation Scheme of Archean and Lower Proterozoic Rocks in the Karelian-Kola Region accepted by RMSC in 2002 [3].

The goal of the present study was to improve the scheme of stratigraphic subdivision of Sortavala rocks [2] by detailed geological mapping and by studying the mineralogical composition of volcanic-sedimentary rocks. In stage I, the study was carried out in the Sortavala Uplift. The most complete and representative volcanic sequences were found to be typical of the northeastern margin of the Kirjavolahti dome-like structure. In spite of high-grade (amphibolite-facies) regional metamorphism, volcanic-sedimentary rocks at this locality usually retain primary lithological characters. Relics of the pillow, clastic lava, amygdaloidal and porphyric textures of lava flows are well-defined in discharged volcanics, and the bomb textures of tuffs and the layered textures of tuffites and terrigenous rocks are discernible in volcanic-sedimentary rocks [2].

Based on geological relations and chemical composition, Sortavala volcanics are divided into four suites: Pitkäranta, Petsevaara, Harlu and Tenjärvi.

Pitkäranta suite. The name chosen for lower Pitkäranta suite is the historically established name of the rocks used in the literature. The base of the suite is made up of bedded carbonate rocks overlain by carbonaceous siltstones interbedded with arkoses. Resting on them are metabasalts metamorphosed to coarse-grained amphibolites. The rocks are intruded by metagabbro. Based on the concentrations of major rock-forming components, Pitkäranta volcanic rocks can be classified as high-Ti basalts. They typically contain 4.6 – 8.5% MgO and 1.4 – 1.9% TiO₂ (Fig. 1). Their rare-element concentrations and ratios show a flat REE distribution spectrum with enrichment in light lanthanides ([Ce/Yb]_N = 1.2 – 3.5), HREE concentration being 10 – 14 normalized units. The Ti/Zr ratio varies from 90 to 100.

Petsevaara suite. Occurring higher in the section are rocks of the Petsevaara suite. The suite was named so because the most representative unit is on Mount Petsevaara. The base of the suite consists of arkosic quartzites and quartzitic sandstones overlain by carbonaceous siltstones interbedded with graywacke. Resting on them are basalts that show a pillow jointing. On the classification diagram, Petsevaara volcanics lie in the basalt field. They contain more MgO (7.5-11%) and less TiO₂ (0.9-1.2%) than Pitkäranta volcanics. SiO₂ varies from 47 to 52%. REE concentrations and ratios exhibit a flat distribution pattern with a slight depletion in LREE ([Ce/Yb]_N = 0,5-0,8), HREE concentration being 8 – 8.5 norm. units. The Ti/Zr ratio is 147 – 167.

Harlu suite. Petsevaara rocks are overlain with signs of scour by Harlu rocks. The suite was named Harlu because the most complete and representative rock sequence is located near the Town of Harlu. The base of the unit consists of mafic volcanic-sedimentary rocks with lenses of tuff conglomerates and polymictic conglomerates. Discharged and volcanoclastic rocks vary in composition from trachyandesite-basalt to trachyte; trachyandesites and trachytes dominate near the eruptive centre. Harlu volcanics are markedly enriched in LREE ([Ce/Yb]_N = 4-5), heavy lanthanide (Yb) concentrations being 9-14 normative units. The Ti/Zr ratio is 60-95.

Tenjärvi suite. Harlu rocks are overlain by volcanic-sedimentary rocks of the Tenjärvi suite. The suite was named so because the best-studied rock sequence is located on the northern shore of Lake Tenjärvi. The suite is dominated by metamorphosed mafic and ultramafic lavas and tuffs in which, based on MgO concentration, komatiites, komatiitic basalts and basalts can be distinguished. The basalts contain more alkalis, are more enriched in LREE ([Ce/Yb]_N = 2-4) and carry higher HREE (Yb = 10-14 normative units) concentrations than compositionally similar Pitkäranta and Petsevaara volcanics. Lanthanides in the komatiites are poor in LREE ([Ce/Yb]_N = 0.7-1.1), HREE concentration being 4-8 normative units. The komatiitic basalts are similar to basalts in the degree of LREE enrichment ([Ce/Yb]_N = 2-4) but differ in HREE concentration (Yb = 6-8 normative units).

To estimate the ages of Harlu and Tenjärvi rocks, a Sm-Nd isotopic system was studied. The age of Harlu volcanics was estimated at 2069±31 Ma at εNd = -4 (Fig. 2). The isochrone age of Tenjärvi volcanics is 2096±73 Ma at εNd = 2 and 2083±31 Ma at εNd = 0.7. The ages of Tenjärvi rocks are older than those of Harlu rocks, although they overlap within the error. However, geological relationships suggest the reverse pattern. Consequently, Harlu volcanism was not separated in time from high-Mg Tenjärvi komatiitic volcanism. As the ages overlap in the range 2100 – 2052 Ma, volcanism is dated at 2076±24 Ma.

To sum up, the Sortavala series is divided into four suites in which volcanics differ considerably in chemical composition. Direct stratigraphic relations between the rocks of the above suites were ascertained.

Литература – References

Кратц К.О. Геология карелид Карелии. АН СССР. 1963 || Kratz, K.O. Geology of the Karelides from Karelia. Academy of Sciences of the USSR. 1963

Матреничев В.А., Степанов К.И., Пупков О.М. Стратиграфия и особенности вещественного состава раннепротерозойских вулканитов Сортавальского поднятия. (Северное Приладожье) // Вест. СПбГУ. 2004. Вып.2. С.31-44. || Matrenichev V.A., Stepanov, K.I. and Pupkov, O.M. Stratigraphy and mineralogical composition of Early Proterozoic volcanics from the Sortavala Uplift, northern Lake Ladoga area // Vest. SPbSU. 2004. Issue.2. P.31-44.

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты. 2002. 13 с. || General Stratigraphic Scale of the Lower Precambrian in Russia. Explanatory note. Apatity. 2002. 13 p.

Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 711 с || Early Precambrian of the Baltic Shield. SPb: Nauka, 2005. 711 p.

ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЕ ГРАНИТЫ И МЕТАВУЛКАНИТЫ РУКЕРСКОЙ ОБЛАСТИ (ГОРЫ ПРИНС-ЧАРЛЬЗ, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА): ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ДАТИРОВАНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Михальский Е.В.¹, Ковач В.П.², Лайба А.А.³

¹ВНИИОкеангеология им. академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия, evmikhalsky@mail.ru

²ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия; ³ПМГРЭ, Ломоносов, Россия

NEOARCHAEN GRANITES AND METAVOLCANIC ROCKS IN THE RUKER TERRANE (THE PRINCE CHARLES MOUNTAINS, EAST ANTARCTICA): PRELIMINARY U–Pb TIMS DATING AND GEOCHEMICAL FEATURES

Mikhalsky E.V.¹, Kovach V.P.², Laiba A.A.³

¹ All-Russia Research Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean, , St Petersburg, Russia, evmikhalsky@mail.ru

² Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St Petersburg, Russia,

³ Polar Marine Geosurvey Expedition, Lomonosov, Russia

Рукерская область находится в южной части гор Принс-Чарльз и была выделена в качестве гранит-зеленокаменной области [1]. Однако, взаимоотношения гранитоидов и зеленокаменных вулканогенных и осадочных толщ, имеющих сравнительно ограниченное распространение, до сих пор надёжно не установлены. На горе Рукер развиты две толщи различного состава зеленосланцевой фации метаморфизма (серия Рукер): предположительно нижняя вулканическая толща и верхняя вулканогенно-осадочная толща [2]. На северо-востоке этого горного массива вскрыты в различной степени деформированные роговообманково-биотитовые гранитоиды. Гранитоиды имеют массивную или слабполосчатую текстуру и сланцеватую структуру; направление полосчатости не совпадает с таковой в метаморфических породах серии Рукер. В пределах плутона гранитоидов встречаются редкие дайки ультрамафического состава, не обнаруженные в метаморфитах.

Вулканогенная толща сложена преимущественно мафическими зелёными сланцами, реже – фельзическими сланцами (метавулканиты) и филлитами. Мафические хлорит-актинолитовые сланцы (метабазальты, метадолериты) обычно имеют мелкозернистую лепидогранобластовую структуру, местами наблюдаются реликты грубозернистой офитовой или долеритовой структур. В пределах этой толщи встречаются крупные силлы метагабброидов.

Вулканическо-осадочная толща сложена магнетит-слюдисто-кварцевыми сланцами (метапеллитами), хлорит-слюдисто-кварцевыми сланцами (метаморфизованные туффиты, туфогенные песчаники), хлорит-кальцит-слюдисто-плагиоклаз-кварцевыми сланцами (фельзические вулканические породы), кварцитами, диамиктитами.

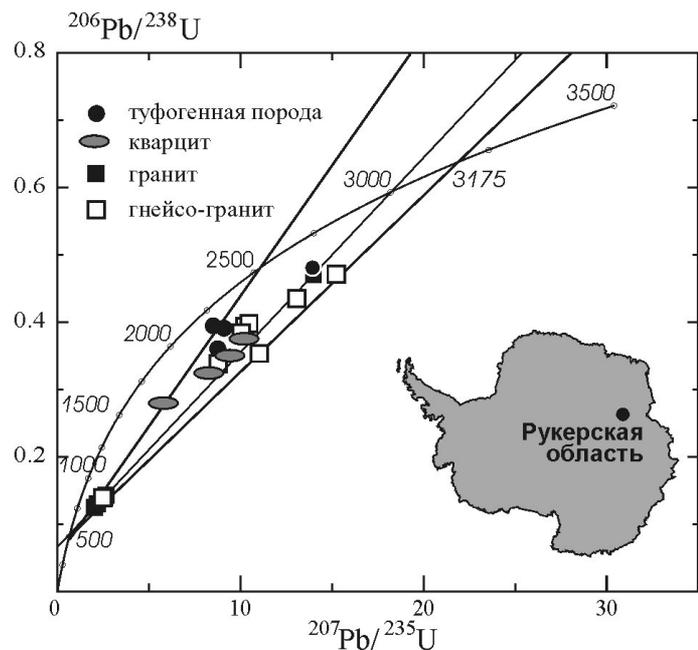
Была выполнена U–Pb датировка (TIMS в ИГГД РАН) фракций циркона из двух образцов гранитоидов (не деформированный гранит и огнейсованный гранит) и двух образцов метаморфических

пород верхней толщи (туфогенный альбит-хлорит-слюдисто-кварцевый сланец и кварцит). Циркон в граните представлен типичными магматическими зёрнами, а в гнейсо-граните – метамиктными, округленными зёрнами без кристаллических форм. В метаморфических породах циркон представлен округлыми, ксеноморфными зёрнами или слегка перекристаллизованными фрагментами зёрен, сходными с цирконом из деформированных гранитов. Следовательно, гранитное основание было, вероятно, главным источником сноса для осадочной толщи, хотя округленная форма зёрен указывает на то, что они подверглись тому же метаморфическому событию, что и деформированные граниты.

Фракции циркона проявляют значительный разброс изотопных соотношений и дискордантность (рис. 1), что предполагает происхождение обломочного циркона из разных источников и, возможно, многостадийные потери U при последующих событиях. Циркон в гранитоидах испытал значительные потери U на рубеже 515±20 млн лет. Кристаллизация плутона может быть в первом приближении оценена рубежом 3000 млн лет. В деформированных гранитоидах отмечаются признаки вещества циркона с возрастом не менее 3175 млн лет. Циркон из метаморфических пород также кристаллизовался между 3000 и 2500 млн лет назад; возраст 2500 млн лет может представлять минимальную оценку времени метаморфизма.

Рис. 1 U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из гранитоидов и метаморфических пород Рукерской области.

Fig. 1. U-Pb diagram with Concordia for zircon fractions from Mt Ruker granitoids and metamorphic rocks.



Модельный Sm-Nd возраст T_{DM} гранитоидов составляет порядка 3300–3400 млн лет, что указывает на мезоархейский возраст земной коры этого региона. Фельзитические метавулканогенные и осадочные породы имеют модельный возраст преимущественно в диапазоне от 2800 до 3000 млн лет; $\epsilon_{Nd}(t=2500)$ -1 – -3. Это указывает на дополнительный импульс корообразования в неархейское время.

Выполнены Sm-Nd анализы метавулканитов основного состава и метагаббро, входящих в состав нижней толщи. Четыре образца метавулканитов образуют изохрону, отвечающую возрасту 2916±120 млн лет (MSWD = 0,175), $\epsilon_{Nd}(t) = -8$; три образца метадолеритов и минералы (биотит, плагиоклаз) дают изохронный возраст 2878±65 млн лет (MSWD = 0,64), $\epsilon_{Nd}(t) = -20$; габбро, клинопироксен и плагиоклаз 2365±65 млн лет (MSWD = 1,80), $\epsilon_{Nd}(t) = -12$. Эти данные указывают на то, что вулканическая толща была сформирована и, вероятно, метаморфизована на рубеже 2800–2900 млн лет назад. Внедрение мафических силлов имело место на рубеже около 2400 млн лет назад. Необходимо отметить чрезвычайно низкие значения параметра $\epsilon_{Nd}(t)$, указывающие на резко обогащенный характер мантийного субстрата.

Метавулканические породы имеют широкие вариации химических составов, от ультраосновных до кислых. На большинстве диаграмм соотношений основных и малых элементов мафические породы образуют тренды, предполагающие ко-генетическое происхождение. Отношения Ti/Zr, P/Zr и Y/Zr существенно ниже, чем в хондритах, что предполагает происхождение материнской магмы

из богатого Zr мантийных источников, в то время как соотношения Nb/Zr близки к хондритовым. Для большинства пород характерна относительная обогащённость LILE (50–100 раз выше примитивной мантии) и заметная отрицательная аномалия Nb.

Мафические метавулканисты имеют гладкий характер распределения REE лишь с небольшой аномалией Eu и слабым обогащением LREE, $(La/Yb)_n$ между 2,3 и 4,6. Это может отражать частичное плавление обогащенного мантийного источника, а высокое содержание тяжелых REE ($Yb_n \sim 10$) указывает на отсутствие граната в мантийном субстрате.

Некоторые породы имеют высокие содержания MgO (10–25%), Cr (1530–5390 ppm), и Ni (385–1445 ppm), а также относительно низкие содержания TiO₂, Na₂O, P₂O₅ и HFSE. На диаграмме Al–(Fe+Ti)–Mg [3] (рис. 2), лишь два образца отвечают перидотитовым коматиитам, в то время как большинство образцов попадают в поля толеитов и базальтовых коматиитов. Необходимо отметить, что петрографических признаков пород коматиитовой группы не выявлено. Высокомагнезиальные породы имеют отношения главных и редких элементов, в целом отличающиеся от типичных хондритовых или коматиитовых значений. Отношения Zr/Y (3–5) – выше, а Ti/Zr (30–57), CaO/TiO₂ (6–20) и CaO/Al₂O₃ (0,4–0,8) – ниже. Геохимические особенности пород, таким образом, не позволяют отнести их к типичным вулканистам зеленокаменных поясов.

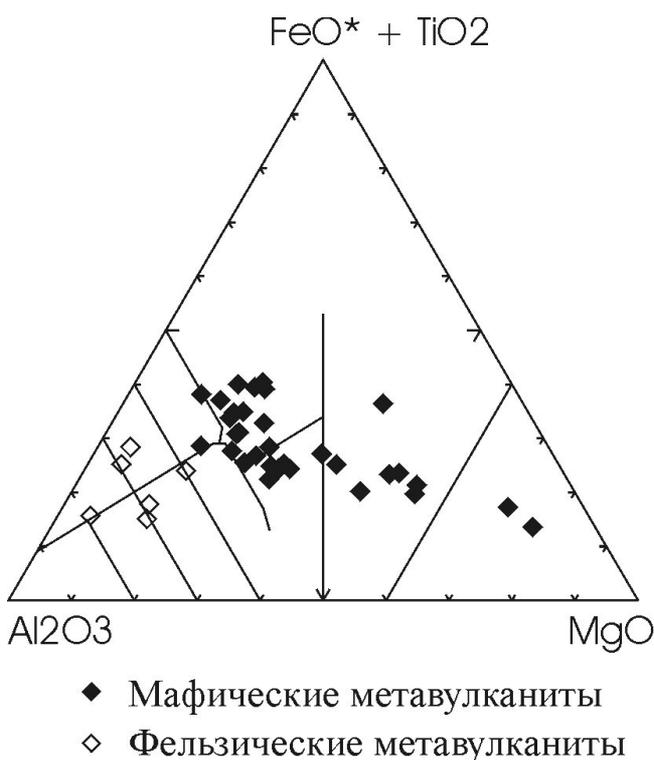


Рис. 2 Классификационная диаграмма Йенсена (Jensen, 1976) для метавулканистов Рукерской области.

Fig. 2. Classification cation Al–(Fe+Ti)–Mg diagram of Jensen (1976) for Mt Ruker metavolcanic rocks.

Имеющиеся геологические данные свидетельствуют о том, что гранитоиды и зеленосланцевые толщи Рукерской области имеют, скорее всего, взаимоотношения типа фундамент–чехол, что не является характеристическим признаком архейских гранит–зеленокаменных областей. Значительно обогащенный характер мантийных источников также является довольно необычной для таких структурных провинций геохимической чертой.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 07-05-01001.

The Ruker Terrane is situated in the southern Prince Charles Mountains and was described as a granite-greenstone province [1]. However, the relationships of granitoids and greenschist facies volcanic and sedimentary rocks, which are of relatively restricted occurrence, have not been firmly established so far. Two compositionally distinct greenschist facies sequences (the Ruker Series) may be distinguished in Mt Ruker: supposedly lower volcanic and upper volcanic-sedimentary sequences [2]. In the north-east of this mountain block variously deformed hornblende-biotite granitoids crop out. The granitoids have

massive of banded texture and may have schistose structure, the foliation does not correspond with the neighbouring Ruker Series metamorphic rocks. Rare ultramafic dykes occur within the granitoid pluton, but are apparently lacking from the metamorphics.

The volcanic sequence is mainly composed of mafic green schist, less frequently – felsic schist (metavolcanics) and phillite. Mafic chlorite-actinolite schist (metabasalt, metadolerite) commonly have fine-grained lepidoblastic texture, and sometimes relict large-grained ophitic or doleritic texture can be discerned. Thick metagabbro sills occur within this sequence.

The volcanic-sedimentary sequence is composed of magnetite-mica-quartz schist (metapelite), chlorite-mica-quartz schist (metamorphosed tuffaceous rocks), chlorite-calcite-mica-plagioclase-quartz schist (metamorphosed felsic volcanic rocks), quartzite, diamictite.

We have conducted U–Pb (TIMS with IGGP RAN, St Petersburg) analyses of zircon fractions recovered from two granitoid samples (undeformed granite and gneissic granite) and two metamorphic rock samples from the upper sequence (tuffaceous albite-chlorite-mica-quartz schist and quartzite). Zircon from granite is represented by typically magmatic-shape grains, and in gneissic granite zircon grains are metamict and rounded without well defined facets. Metamorphic rocks contain rounded detrital grains or slightly recrystallized grain particles akin to the zircon from gneissic granite. Thus, the granitic rocks may serve the source for the volcanic-sedimentary sequence, although the rounded grain shape indicate that both the deformed granites and metamorphics experienced the same metamorphic overprint.

The zircon fractions show wide variations in the isotopic ratios and are variously, but generally highly discordant (Fig. 1). That implies that the detrital zircon was incorporated from different sources and possibly a multi-stage U loss during the subsequent events. Zircon in the granites underwent essential U loss at ca 515±20 Ma, and time of the pluton crystallization may be approximated at ca 3000 Ma. In the deformed granite there are indications of zircon matter as old as at least 3175 Ma. Zircon from the metamorphic rocks also crystallized between 3000 Ma and 2500 Ma; the date of 2500 Ma may be a minimum age of metamorphism.

The granitoids have model Sm–Nd T_{DM} age mostly in the range 3300–3400 Ma, which points out to a Mesoarchaean age of the crust in this region. Felsic metavolcanic and metasedimentary rocks have T_{DM} ages between 2800–3000 Ma; $\epsilon_{Nd}(t=2500)$ -1 – -3. This reflects an additional crust-forming event during the Neoarchaean.

We have conducted Sm–Nd analyses of the whole rock and mineral separates of mafic metavolcanic rocks and metagabbro from the lower volcanic sequence. Four metavolcanic rocks form a regression line corresponding to the age of 2916±120 Ma (MSWD = 0,175), $\epsilon_{Nd}(t) = -8$; three metadolerites and minerals (biotite, plagioclase) give an isochron age of ca 2878±65 Ma (MSWD = 0,64), $\epsilon_{Nd}(t) = -20$; gabbro, clinopyroxene and plagioclase give 2365±65 Ma (MSWD = 1,80), $\epsilon_{Nd}(t) = -12$. These data show that the volcanic sequence was formed and most likely nearly contemporaneously metamorphosed at ca 2800–2900 Ma. Mafic sills were probably emplaced at ca 2400 Ma. It must be noted that the studied mafic rocks were derived from extremely enriched mantle source(s) as evidenced by the low $\epsilon_{Nd}(t)$ values.

The chemical compositions of the metavolcanic rocks vary in wide ranges from ultrabasic to acidic. In most major and trace element plots mafic rocks form trends suggestive of their co-genetic origin. Ti/Zr, P/Zr and Y/Zr are essentially lower than chondritic, which implies they were derived from Zr-enriched mantle source, while Nb/Zr are akin to chondritic values. Most rocks are relatively enriched in the LILEs (50–100 times chondritic) and prominent negative Nb anomaly.

Mafic metavolcanics have smooth REE chondrite-normalised patterns with small Eu anomalies and slight LREE enrichment with $(La/Yb)_n$ between 2.3 and 4.6. This reflects partial melting of an enriched mantle source, and high concentrations of the HREEs ($Yb_n \sim 10$) point to derivation from garnet-free source.

Some rocks have high MgO (10–25%), Cr (1530–5390 ppm), and Ni (385–1445 ppm), and relatively low TiO₂, Na₂O, P₂O₅, and HFSE. In Jensen's [3] cation Al–(Fe+Ti)–Mg diagram (Fig. 2) only two samples plot within the peridotitic komatiite field, while the major part of the group correspond to the tholeiite and basaltic komatiite fields. It must be noted that no petrographic indications of komatiite was so far found. High-Mg rocks have major and trace element ratios basically different from those typical for chondrite and komatiite. Thus, Zr/Y (3–5) are higher, and Ti/Zr (30–57), CaO/TiO₂ (6–20), and CaO/Al₂O₃ (0,4–0,8) – lower. The geochemical features of these rocks do not argue for their similarities with the typical granite-greenstone belt volcanic rocks.

Available geological data suggest that the granitoids and greenstone-facies volcanic and sedimentary rocks of the Ruker Terrane may have basement–cover type relationships. That is not a feature of the Archaean granite–greenstone terrains. The observed strongly enriched mantle sources are also an unusual geochemical feature of such provinces.

The work was supported by RFBR grant 07-05-01001.

Литература – References

- Иванов В.Л., Каменев Е.Н. (ред.). Геология и минеральные ресурсы Антарктиды. М. Недра. 1990. 242 с. || Ivanov V.L., Kamanev E.N. (eds.) The geology and mineral resources of Antarctica [in Russian]. Moscow, Nedra, 1990. 242 p.
Mikhalsky EV, Sheraton JW, Laiba AA et al. Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica // AGSO Bulletin. 2001. V. 247. 209 p.
Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper 66.

ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ГНЕЙСЫ УРАГУБСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ АРХЕЯ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ (ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, U-Pb ВОЗРАСТ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ)

Мыскова Т.А.¹, Милькевич Р.И.¹, Бережная Н.Г.², Скублов С.Г.¹

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, admin@ad.igpp.ras.spb.ru

²ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

ALUMINA GNEISSES OF THE ARCHEAN URAGUBIAN GREENSTONE STRUCTURE, KOLA PENINSULA: GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS, U-Pb AGE AND GENESIS

Myskova T.A.¹, Milkevich R.I.¹, Berezhnaya N.G.², Skublov S.G.¹

¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St.Petersburg, admin@ad.igpp.ras.spb.ru

²A.P. Karpinsky All-Russian Geological Research Institute, St.Petersburg

В последнее время тундровая серия рассматривается в составе Урагубско-Титовской структуры, которая является фрагментом позднеархейского Северо-Кольского зеленокаменного пояса [1]. Хорошо изучены в этой структуре ультраосновные и основные метавулканы, однако по составу и возрасту глиноземистых гнейсов опубликовано очень мало данных. По наличию реликтов градиционной слоистости они отнесены к метаосадкам.

В настоящем сообщении приводятся результаты новых изотопно-геохимических исследований гнейсов и обсуждается первичная природа и возраст этих образований.

Разрез тундровой серии (мощностью 1.5 км) изучен в бассейне среднего течения р.Ура и сложен преимущественно (на 70%) биотитовыми, гранат-биотитовыми (иногда со ставролитом и андалузитом), реже амфибол-биотитовыми гнейсами, в подчиненном количестве присутствуют актинолит-тремолитовые сланцы и амфиболиты, идентифицированные как метакоматииты и metabазальты. Породы испытали метаморфизм среднетемпературной амфиболитовой фации (T=600-620, P=4 кбар) с незначительной мигматизацией и слабо выраженным диафторезом низкотемпературной амфиболитовой фации.

На классификационной диаграмме А.Н.Неелова (1980) для осадков точки составов гнейсов попадают в поле граувакковых алевролитов. Они умеренно-щелочные, K–Na, незначительно дифференцированы по глиноземистости и меланократовости. В то же время все эти составы располагаются в пределах тренда магматических пород (поле дацитов, отчасти липарито-дацитов). На вариационных диаграммах Харкера обозначились 2 группы пород с разными трендами геохимической дифференциации. Для интерпретации этих трендов был использован статистический метод главных компонент (факторный анализ).

Главный фактор пород I группы характеризуется полярным расположением SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O с одной стороны и Fe_2O_3 общ., TiO_2 , MgO , CaO – с другой, что можно интерпретировать как кислотно-основной (боуэновский) тренд магматической дифференциации Л.Н.Дуденко (1981). Для этой группы пород характерно низкое значение химического индекса выветривания CIA (50-52), свойственное неизменным магматическим породам, и преобладание CaO над MgO . Средний состав пород I группы: SiO_2 67.92, TiO_2 0.55, Al_2O_3 14.58, Fe_2O_3 общ. 4.66, MgO 2.16, CaO 2.91, Na_2O 3.93, K_2O 2.11, Rb 90, Sr 290, Y 15, Zr 149, Ba 514, V 85. Возможные аналоги: кисло-средние вулканиды известково-щелочного ряда вороньегундровской свиты (А.Б. Вревский, неопубликованные данные), а также вулканиды группы F1 К.Конди (1983), представленной во многих зеленокаменных поясах мира (в канадской провинции Сьюпириор, в блоке Пилбара Австралии и др.) [2, 3] и отражающей ранний этап эволюции вулканидов известково-щелочной серии.

Главный фактор для ассоциации пород II группы характеризуется противостоянием SiO_2 с одной стороны и Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , Fe_2O_3 общ. – с другой и может быть интерпретирован как тренд гранулометрической дифференциации. Слабая геохимическая дифференциация пород по глиноземистости в сочетании с меланократовостью характерна для незрелых граувакк или туффигов, близких по составу к магматическим породам. Более высокие значения CIA (54-59) по сравнению с породами I группы и преобладание MgO над CaO могут свидетельствовать о том, что породы рассматриваемой ассоциации подверглись дезинтеграции и незначительному химическому выветриванию. Средний состав пород II группы: SiO_2 63.64, TiO_2 0.77, Al_2O_3 15.78, Fe_2O_3 общ. 6.40, MgO 3.17, CaO 2.32, Na_2O 3.90, K_2O 2.62, Rb 105, Sr 243, Y 16, Zr 146, Ba 530, V 128. Возможные аналоги: метаграувакки канадской провинции Сьюпириор (Понтиак, Куэтико, Инглиш-Ривер), костомукшской свиты, Карелия [4].

Изотопные данные (U-Pb, SHRIMP-II) получены по цирконам из пробы метадацита. В ней выделены 2 типа циркона. Цирконы I группы (составляют 70% монофракции) представлены светлыми субидiomорфными призматическими кристаллами с коэффициентом удлинения 2.5 – 3 с хорошей сохранностью вершин и тонкой осцилляторной зональностью. Профили распределения РЗЭ характеризуются четкими Се максимумами и Eu минимумами с обеднением легкими РЗЭ, что характерно для цирконов магматического происхождения. Возраст этих цирконов (2828 ± 23 млн. лет) рассматривается нами как возраст вулканизма и как время образования изученных пород. Цирконы II типа представлены похожими призматическими кристаллами, только частично перекристаллизованными, с реликтовой магматической зональностью в центральных частях зерен и трещиноватостью по краям. Возраст их 2774 ± 12 млн. лет интерпретируется как возраст метаморфизма. По сравнению с цирконами I типа они более темные в катодолюминесценции, обогащены легкими РЗЭ, что может свидетельствовать о привносе вещества при метаморфизме.

The tundra series has lately been discussed as a part of the Uragubian-Titovan structure, which is a fragment of the Late Archean North Kola greenstone belt [1]. Ultramafic and mafic metavolcanics of the structure have been thoroughly studied, but available data on the composition and age of alumina gneisses are scanty. As they contain relics of graded bedding, they are classified as metasediments.

In the present paper the results of new isotopic-geochemical studies of gneisses are reported, and their primary nature and age are discussed.

The 1.5 km thick tundra-series unit was studied in the middle Ura river basin. It consists dominantly (70%) of biotite-, garnet-biotite (sometimes with staurolite and andalusite) and less common amphibole-biotite gneisses. Actinolitic-tremolitic schists and amphibolites, identified as metakomatiites and metabasalts, are less abundant. The rocks were metamorphosed to amphibolite grade at medium temperatures ($T=600-620$, $P=4$ kbar) with insignificant migmatization and poorly defined low temperature amphibolite-facies diaphthoresis.

On Neyelov's classification diagram (1980) for sediments, the composition points of gneisses are in the greywacke siltstone field. They are moderately alkaline, K-Na, and are slightly differentiated in alumina content and the percentage of mafic minerals required for the rock to be classified as melanocratic. At the same time, all of the compositions lie within the igneous rock trend (dacite and partly liparite-dacite field). On Harker's variation diagrams there are two groups of rocks that exhibit different geochemical differentiation trends. To interpret the trends, the statistical major component method (factor analysis) was used.

The major factor of group-I rocks typically shows a polar arrangement of SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O and K_2O on one side of the diagram and Fe_2O_3 tot., TiO_2 , MgO and CaO on the other. This could be interpreted as L.N. Dudenko's (1981) acid-basic (Bowen) magmatic differentiation trend. This group of rocks typically has a low chemical index of alteration (CIA) value (50-52), characteristic of unaltered igneous rocks, and the dominance of CaO over MgO . The average composition of group-I rocks is: SiO_2 67.92, TiO_2 0.55, Al_2O_3 14.58, Fe_2O_3 tot 4.66, MgO 2.16, CaO 2.91, Na_2O 3.93, K_2O 2.11, Rb 90, Sr 290, Y 15, Zr 149, Ba 514 and V 85. Possible analogues are felsic to intermediate, calc-alkaline-series volcanics of the Voronya tundra suite (A.B. Vrevsky, unpublished data) and volcanics of C. Condie's group F1 (1983) that occur in many greenstone belts of the world, such as the Superior province, Canada, the Pilbara Block, Australia, etc.) [2, 3], and reflect an early stage in the evolution of calc-alkaline-series volcanics.

The major factor for a group-II rock association is characterized by the opposition of SiO_2 on one side and Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 and Fe_2O_3 tot on the other, and could be interpreted as a grain-size differentiation trend. Poor geochemical differentiation of rocks in alumina content and the percentage of mafic minerals required for the rock to be classified as melanocratic are characteristic of immature graywackes or tuffites similar in composition to igneous rocks. Higher CIA values (54-59) than those of group-I rocks and the dominance of MgO over CaO suggest that the rocks of the association discussed probably have been subjected to disintegration and small-scale chemical weathering. The average composition of group-II rocks is: SiO_2 63.64, TiO_2 0.77, Al_2O_3 15.78, Fe_2O_3 tot 6.40, MgO 3.17, CaO 2.32, Na_2O 3.90, K_2O 2.62, Rb 105, Sr 243, Y 16, Zr 146, Ba 530 and V 128. Possible analogues are metagraywackes from the Superior province, Canada (Pontiac, Quetico and English River), and the Kostomuksha suite, Russian Karelia [4].

Isotopic data (U-Pb, SHRIMP-II) were obtained for zircons from a metadacite sample. Two types of zircons were identified in the sample. Zircons of group I make up 70% of the monofraction and occur as light subidiomorphic, prismatic crystals with the index of elongation of 2.5 – 3, with well-preserved peaks and fine oscillatory zoning. REE distribution profiles exhibit distinct Ce maxima and Eu minima with LREE depletion characteristic of magmatically generated zircons. We understand the age of the zircons (2828 ± 23 Ma) as the age of volcanism and the time of formation of the rocks studied. Zircons of type II occur as similar but partly recrystallized prismatic crystals with a relict magmatic zoning in the central parts of grains and fracturing along their margins. Their age of 2774 ± 12 Ma is interpreted as the age of metamorphism. They are darker in cathode luminescence than zircons of type I and are enriched in LREE, suggesting addition of matter upon metamorphism.

Литература – References

- Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Изд-во «Наука». 2005. 711 с. || The Early Precambrian of the Baltic Shield. SPb.: Nauka Publishers. 2005. 711 p.
- Barley M.E., Loader S.E., McNaughton N.J. 3430 to 3417 calc-alkaline volcanism in the McPhee Dome and Kelly Belt, and growth of the eastern Pilbara Craton // Precamb. Res. 1998. V. 88. P. 3-23.
- DiMarco M.J., Lowe D.R. Stratigraphy and sedimentology of an Early Archean felsic volcanic sequence, Eastern Pilbara Block, Western Australia, with special reference to the Duffer Formation and implications for crustal evolution // Precamb. Res. 1989. V. 44. P. 147-169.
- Милькевич Р.И., Мыскова Т.А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса). // Литология и полезные ископаемые. 1998. №2. С. 177-194. || Milkevich R.I., Myskova T.A. Late Archean metaterrigenous rocks from West Karelia: lithology, geochemistry and source areas. // Litologia i poleznye iskopaemye. 1998. No. 2. P. 177-194.

ПРОБЛЕМА НЕОАРХЕЯ КАРЕЛО-КОЛЬСКОЙ СТРАТОТИПИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Негруца В.З.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия, negrutsa@geoksc.apatity.ru

PROBLEM IN THE NEOARCHEAN KARELIAN-KOLA STRATOTYPIC DOMAIN OF THE LOWER PRECAMBRIAN UNIT OF NORTHERN EURASIA

Negrutsa V.Z.

Geological Institute, Kola Science Centre, RAS, Apatity, negrutsa@geoksc.apatity.ru

Проблема неоархея, как хронометрического подразделения Международной стратиграфической шкалы (МСШ), длительностью 300 млн. лет, объединяет широкий круг вопросов причинно-следственных закономерности смены архея и протерозоем [3, 5]. Ключевыми являются конкретные реперы, возраст и событийное содержание естественноисторических структурно-вещественных подразделений, образованных 2800-2500 млн лет назад, соотношение, взаимосвязь и сущность овеществленных в них эндогенных и экзогенных процессов образования и преобразования внутренних и внешних геосфер, причинно-следственные закономерности перестроек денудационно-седиментогенных и биогенных систем в этой переломной эпохе истории ранней Земли.

В Международной стратиграфической шкале (МСШ) границы абиотических подразделений архейской части сводного разреза стратисферы определены стандартами изотопного возраста образований первых четырех, древнейших структурно-вещественных подразделений континентов: 1) древнее 3600 млн лет – *эоархей*, «серогнейсовое» тоналит-грандъемит-гранодиоритовое основание; 2) 3600-3200 млн лет – *палеоархей*, первая, нижняя генерация зеленокаменных прогибов (ЗП), 3) 3200-2800 млн лет – *мезоархей*, вторая, средняя генерация ЗП, 4) 2800-2500 млн лет – *неоархей*, третья, верхняя генерация ЗП. Тем самым установлен изотопно-хронологический принцип периодизации абиотической истории Земли – определение глобального стандарта изотопного возраста (ГССВ), как абстрактной цифры астрономического времени безотносительно к какому либо естественноисторическому геохронологическому реперу.

Докембрийская часть Общей стратиграфической шкале России (ОСШ) [6], построена по канонам фанерозойской периодизации геологической истории: структурно-вещественный и изотопно-геохронологический подходы использованы во взаимодополняющем неразрывном единстве исходя из приоритета историко-геологической геохронологии. С учетом сравнительной продолжительности времени образования естественноисторических подразделений соподчиненных рангов, архей, как подразделение I ранга возведен в категорию акрона. Архейский акрон подразделен на две эонотемы - соподчиненных стратиграфических подразделений II ранга, фиксированных стратотипами: нижнеархейское (саамское, древнее 3200 млн лет) и верхнеархейское (лопийское, 3200-2500 млн лет). Нижнеархейская (саамская) эонотема по совокупности структурно-вещественных характеристик и положению в сводном разрезе соответствует эоархею. Верхнеархейская (лопийская) эонотема объединяет три стратиграфические единицы III ранга - эратемы: нижнелопийскую, среднелопийскую и верхнелопийскую. Эратемы выделены в объемах типовых региональных стратиграфических надгоризонтов и/или серий. Образования, определенного стратиграфического положения, древнее 3200 млн лет, в Карело-Кольском регионе достоверно неизвестны. Поэтому граница между нижнеархейской (саамской) и верхнеархейской (лопийской) эонотемами - нижним, «серогнейсовым» и верхним «зеленокаменным» структурно-вещественными этажами архея датирована возрастом 3200 млн лет. Таким образом, палеоахейские и эоархейские образования Карело-Кольского стратотипа объединены в одну нижнеархейскую (саамскую) эонотему; мезоархейской эратеме МСШ соответствуют нижнелопийская и среднелопийская эратемы ОСШ, неоархейской эратеме - верхнелопийская эратема и таким образом, возраст хроностратиграфического подразделения завершающего архей в обе шкалы определен временным интервалом 2800 - 2500 млн лет.

Сходство и отличие двух сравниваемых шкал в части периодизации и установления геохронометрических реперов границ основных подразделений архея – естественное следствие статусов

этих шкал. Если МСШ представляет глобальную метрику архейской истории всей Земли, то ОСШ проявляет закономерности геологических процессов и событий в архее на сравнительно ограниченной территории Северной Евразии. Это - во-первых. Во-вторых, в МСШ рубежи геохронологических подразделений определены заданным глобальным стандартом изотопного возраста, а подразделения ОСШ закреплены стратотипами – носителями конкретных естественноисторических сведений о процессах и пространственно-временных закономерностях овеществления времени. Таким образом, в первом случае стратиграфическая шкала представляет условную (без эмпирико-теоретического обоснования) измерительную систему (глобальный хронометрический календарь) возраста изотопно-геохимических систем исследуемых геологических образований. Во втором случае шкала представляет структурно-вещественную основу дальнейшего мультидисциплинарного исследования закономерностей овеществления геологических явлений в их реальных пространственно-временных естественноисторических связях и взаимообусловленности.

Карело-Кольскому региону среди перспективных полигонов совершенствования знаний сущности перехода от архея к протерозою и установления точки глобального стандарта стратиграфического возраста границы между ними принадлежит одно из приоритетных мест. Здесь установлены и достаточно хорошо изучены две отличные друг от друга структурно-фациальные зоны, где сравнительно полно, без крупных перерывов, овеществлены процессы и события протекавших в т. н. неоархейское (на переходе от архея к протерозою) время 2800-2500 млн лет назад: Пана-Выгозерский пояс (ПВП) карлид северо-восточной Карелии и Кейвский структурно-вещественный ансамбль (КСА) Кольского полуострова [2, 5]. В ПВП проблема неоархея охватывает совокупность хорошо известных по многочисленным публикациям хроностратиграфических неопределенностей стратиграфии и геохронологии типовой геохронологической последовательности лопийско-сумийско-сарийских метаосадочно-вулканогенных отложений зоны сочленения карелид и беломорид. В КСА неоархейскому времени, по совокупности изотопно-геохронологических данных и историко-геологических характеристик, соответствует гнейсо-сланцевая стратиграфическая последовательность пород лебяжинской и кейвской серий. И в первом, и во втором случаях все хроностратиграфические неопределенности проистекают из объективно многовариантного определения критерия главного историко-геологического рубежа между археем и протерозоем и относительного ранга границ стратиграфических подразделений отложений. Объективной причиной такого положения является то, что наблюдаемые стратиграфические последовательности в обоих случаях характеризуют условия относительно непрерывного трансгрессивно-регрессивного морского осадконакопления динамически активных континентальных окраин, в пределах которых отсутствуют однозначно трактуемые признаки структурно-метаморфических и палеогеографических перестроек, а разновозрастные стратиграфические подразделения и границы между ними существенно не отличаются друг от друга. Однако именно такого типа разрезы, соответствующие фанеразойским канонам наиболее важны, для установления стратотипов естественноисторических границ геохронологических подразделений, поскольку в них перерывы в овеществлении геологических процессов исчезающе малы или отсутствуют вообще. Применительно к непрерывным разрезам фундаментальное значение при установлении и историко-геологическом обосновании границ стратиграфических подразделений имеет хронсобытийная седиментология. Переломное событие в истории архей-раннепротерозойской седиментации, проявляет первое появление в сводном разрезе докембрийской стратисферы коры выветривания крайней степени химического разложения алюмосиликатов и/или продуктов её осадочного переотложения: уран-золотоносных мономиктовых кварцевых метапесчаников, кварцевых конгломератов, высокоглиноземистых метапелитов.

В пределах Карело-Кольской стратотипической провинции начало образования высококремлевых терригенных отложений связано со структурно-метаморфической и палеогеографической перестройкой фиксируемой несогласием между лопием и сумием. К этой перестройке приурочено качественное изменение литогенеза трассируемого окуневской свитой стратотипа архей-протерозойской границы в Карелии и червуртской свитой кейвской серии на Кольском полуострове [2]. Образование обоих этих свит соответствует геодинамическим процессам протекавшим $2,7 \pm 0,5$ млрд лет назад, когда «была сформирована единая ахейская плита» [7], «шло интенсивное химическое выветривание пород и снос их в заложившиеся бассейны седиментации, частью унаследованные от архейских прогибов» [4]. 2.7 млрд лет, завершились плейт-тектонические процессы в архейских доменах [1]. Связанные с этим события протекали не одновременно и не одинаково, как это нередко

принимается, а в разное время и существенно, по-разному в разных геодинамических обстановках. Поэтому установление ГССВ остается задачей сугубо теорико-методологической: использование хронометрической технологии МСШ в практике региональной геологии и геохронологии не столько содействует, сколько запутывает познание закономерностей геологического овеществления астрономического времени и дезориентирует исследования связанных с этим проблем. Важнейшей в кругу таких проблем является **установление пространственно-временных границ наслоений и конкретных раннедокембрийских прогибов перспективных для поисков месторождений Витватерсрандского золото-уранового генотипа и его аналогов в других регионах мира.**

Литература – References

- Лобач-Жученко С. Б. 2700 млн лет – важнейший рубеж в истории архея. Геология и геодинамика архея. СПб, 2005. С.231-235.
- Негруца В. З. Раннепротерозойские этапы развития Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.
- Негруца Т. Ф. Граница архея и протерозоя на Балтийском щите. Апатиты, 1988. 80 с.
- Негруца Т. Ф. Точки стратотипов границ сумия и сариолия: рубеж архея и протерозоя – 2500 или 2700 млн. лет назад? Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты, 2000. С. 197-200.
- Негруца В. З. Негруца Т. Ф. Обстановки седиментогенеза и стратотипы дорифея. СПб, 96 с.
- Решение III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия. // Стратиграфия. Геологич. корреляция. 2001. Т. 9. №3. С. 101-106.
- Чекулаев В. П. Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентальной коры Балтийского щита. Автореферат докт. Дис., СПб, 1996. 42с.

ОСТРОВОДУЖНАЯ КОЛЛИЗИЯ В НЕО-ТЕТИЧЕСКИХ ДОМЕНАХ И ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ТЕРРЕЙНАХ: СРЕДНЯЯ ЮРА КАВКАЗА И МЕЗОАРХЕЙ ПИЛБАРЫ

Рубан Д.А.^{1,2,3}

¹Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, Россия, ruban-d@mail.ru
²университет Претории, Претория, ЮАР
³Швейцарская ассоциация нефтяных геологов и инженеров, Швейцария

ISLAND ARC COLLISION IN NEO-TETHYAN DOMAINS AND GRANITE-GREENSTONE TERRANES: THE MIDDLE JURASSIC CAUCASUS AND THE MESOARCHEAN PILBARA

Ruban D.A.^{1,2,3}

¹Southern Federal University, Rostov-na-Donu, Russia, ruban-d@mail.ru

²University of Pretoria, Pretoria, South Africa

³Swiss Association of Petroleum Geologists and Engineers, Switzerland

Островодужная коллизия типична для фанерозойской геодинамики и потому рассмотрение ее особенностей в глубоком геологическом прошлом представляет большой интерес. Прямое сравнение архейских и фанерозойских особенностей тектонической эволюции является эффективным способом их обсуждения и распознавания общих тенденций в глобальной геодинамике на протяжении истории Земли. Это было продемонстрировано на примере интерпретации геологии Макрана [3].

В течение мезозоя Кавказ представлял собой крупный структурный домен, расположенный на северной окраине океана Нео-тетис. В нем доминировали островные дуги, разделявшие вытянутые задуговые бассейны. Коллизия типа "дуга-дуга" установлена в средней юре [4,5]. Наиболее вероятно, она началась еще в аалене, усилилась в байосе и достигла своего максимума в бате. Северо-Закавказская островная дуга столкнулась с Южно-Закавказской островной дугой, тогда как разделявший их крупный океанический бассейн, получивший название Черноморско-Каспийского, закрылся. Результатом этой коллизии стало формирование единой Закавказской островной дуги. С этим тектоническим событием было связано усиление вулканической активности в байосе и пере-

рыв в осадконакоплении в бате. В мезоархейской геодинамической истории Западно-Пилбарского гранит-зеленокаменного террейна установлено существование внутриокеанической островной дуги с интенсивным протеканием магматической деятельности [1,2]. Несогласие в основании свиты Лизард-Хиллс (~3 млрд. л.) и внедрение магматических интрузий явились следствием коллизии типа "дуга-континент" [2]. Однако сходство с коллизией типа "дуга-дуга" в современных условиях также обсуждалось для мезоархейской истории Западно-Пилбарского гранит-зеленокаменного террейна [1]. Коллизионное событие охватило временной интервал 3190-3020 млн. л., за чем последовало проявление пост-коллизионной активности [2].

Сравнение островодужной коллизии в средней юре Кавказа и мезоархее Западно-Пилбарского гранито-зеленокаменного террейна свидетельствует о сходстве особенностей их проявления. В обоих случаях устанавливается угловое несогласие между мощными глубоководными осадочными последовательностями с большим количеством вулканических образований и крупнообломочными отложениями небольшой или средней мощности, накопление которых было связано со смывом с близкорасположенной суши, а также затухание вулканической активности и установление тренда к региональной геодинамической стабилизации. В пределах Западно-Пилбарского гранит-зеленокаменного террейна найдено четкое структурное свидетельство левосторонних сдвиговых деформаций [2]. Это движения последовали непосредственно за коллизионным событием. Интересно, что гипотеза об активности в средней юре крупной шовной зоны с левосторонними смещениями высказывалась и для Кавказа [5]. Хотя такая гипотеза предлагалась как альтернатива модели коллизии типа "дуга-дуга", их противопоставление лишено смысла. Различие между среднеюрским Кавказом и мезоархейской Пилбарой касается происхождения сдвиговых деформаций. В первом случае они связываются с глобальной и, возможно, ранее существовавшей и долгоживущей шовной зоной [5], тогда как во втором случае они были связаны с локальным коллизионным и/или пост-коллизионным режимом. [2].

Время проявления островодужной коллизии должно быть обсуждено отдельно. В пределах Кавказа коллизия типа "дуга-дуга" охватила максимально 8 млн. л., но могла быть значительно короче - порядка 3-4 млн. л. В пределах Западно-Пилбарского гранит-зеленокаменного террейна коллизия типа "дуга-континент" длилась до 170 млн. л. Следовательно, несмотря на сравнимые размеры рассматриваемых регионов, устанавливается огромное различие в длительности островодужной коллизии. Является ли это случайным результатом весьма частного исследования или же отражает общие изменения интенсивности геодинамических процессов с архейского времени? Для подходящего ответа требуются дополнительные сравнительные анализы.

В целом, проведенное изучение не указывает на принципиальное различие островодужной коллизии (за исключением длительности ее проявления) между археем и фанерозоем.

Автор выражает признательность С. Кекава (Япония) и Дж. МакКоллу (Австралия) за помощь с литературой.

An island arc collision is typical for the Phanerozoic geodynamics, and it seems to be intriguing to trace its signatures in the Earth's deep Past. A direct comparison of the Archean and the Phanerozoic patterns of tectonic evolution is an efficient way to discuss both of them as well as to recognize some general trends in the global geodynamics through the geologic history. This was demonstrated by an example of interpretation of the Makran geology [3].

During the Mesozoic, the Caucasus was a large structural domain located on the northern margin of the Neo-Tethys Ocean. It was dominated by an activity of island arcs, which divided elongated back-arc basins. An arc-arc collision is recognized to occur in the Middle Jurassic [4,5]. Most probably, it initiated in the Aalenian, accelerated in the Bajocian, and culminated in the Bathonian. The Northern Transcaucasian Island Arc collided with the Southern Transcaucasian Island Arc, whereas a large oceanic basin between them, namely the Black Sea-Caspian Sea Basin, was closed. A result of this arc-arc collision was a formation of the unique Transcaucasian Island Arc. This tectonic event was associated with an intense volcanic activity in the Caucasus in the Bajocian and a dramatic interruption of sedimentation in the Bathonian. The Mesoarchean geodynamic history of the West Pilbara Coastal Granite-Greenstone Terrane is interpreted to recognize an intraoceanic island arc with an intense magmatic activity [1,2]. An unconformity at the base of the Lizard Hills Formation (~3 Ga) and magmatic intrusions were resulted from an arc-continent collision [2]. However, a similarity with the arc-arc collision in the modern setting was also discussed for the Mesoarchean record of the West Pilbara

Coastal Granite-Greenstone Terrane [1]. The collision event occurred during 3190-3020 Ma to be followed by some post-collisional tectonic activity [2].

A comparison of the island arc collisions in the Middle Jurassic Caucasus and the Mesoarchean West Pilbara Coastal Granite-Greenstone Terrane suggests a similarity of their patterns. In both cases, one can document an angular unconformity between a thick deep-marine sequence with abundant volcanics and a sequence of coarse-grained siliciclastics derived from the neighbour landmasses with a little-to-moderate thickness, a decrease in volcanic activity, and a trend toward a stabilization of the local geodynamics. A strong structural evidence for sinistral strike-slip deformations in the West Pilbara Coastal Granite-Greenstone Terrane was found [2]. These movements followed the collision event immediately. Surprisingly, an activity of a major shear zone with sinistral displacements was also hypothesized for the Middle Jurassic evolution of the Caucasus [5]. Although this hypothesis was proposed as an alternative to the arc-arc collision model, there is no any reason to oppose these constraints. A difference between the Middle Jurassic Caucasus and the Mesoarchean Pilbara concerns the origin of the strike-slip deformations. In the first case, they are related to a global-scale and probably pre-existing long-lived shear zone [5], whereas they were associated with a local collisional to post-collisional regime in the second case [2].

The timing of the island arc collisions should be discussed. In the Caucasus, the arc-arc collision took place within 8 myr at maximum, but it might have been much shorter - about 3-4 myr. In the West Pilbara Coastal Granite-Greenstone Terrane, the arc-continent collision lasted up to 170 myr. Thus, despite of a comparable size of the considered regions, a great difference in a duration of island arc collision events is reported. Is this an occasional result of a very particular study or an expression of general changes in the intensity of geodynamic processes since the Archean? Additional comparisons are required to give a proper answer.

Generally, this case study does not indicate any fundamental difference in island arc collisions, except probably their duration, between the Phanerozoic and the Archean.

The author gratefully thanks S. Kiyokawa (Japan) and G.J.H. McCall (Australia) for their help with literature.

Литература – References

Kiyokawa S., Taira A. The Cleaverville Group in the West Pilbara Coastal Granitoid-Greenstone Terrain of Western Australia: an example of a Mid-Archean immature oceanic island-arc succession // *Precamb. Res.* V. 88. P. 109-142.

Kiyokawa S. et al. Structural evolution of the middle Archean coastal Pilbara terrane, Western Australia // *Tectonics.* 2002. V. 21. P. 1-24.

McCall G.J.H. A critique of the analogy between Archean and Phanerozoic tectonics based on regional mapping of the Mesozoic-Cenozoic plate convergence zone in the Makran, Iran // *Precamb. Res.* 2003. V. 127. P. 5-17.

Ruban D.A. The Palaeogeographic Outlines of the Caucasus in the Jurassic: The Caucasian Sea and the Neotethys Ocean // *Geološki anali Balkanskoga poluostrva.* 2006. V. 67. P. 1-11.

Ruban D.A. Major Paleozoic-Mesozoic unconformities in the Greater Caucasus and their tectonic re-interpretation: a synthesis // *GeoActa.* 2007. V. 6. P. 91-102.

ПОЗНЕДОКЕМБРИЙСКАЯ ПРЕДЫСТОРИЯ ФАНЕРОЗОЙСКИХ ОКЕАНОВ И ВОПРОСЫ ГЕОДИНАМИКИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Русин А.И.

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, Россия, rusin@igg.uran.ru

LATE PRECAMBRIAN PREHISTORY OF PHANEROZOIC OCEANS AND PROBLEMS IN EARLY PRECAMBRIAN GEODYNAMICS

Rusin A.I.

Institute of Geology and Geochemistry, RAS, Uralian Branch, Ekaterinburg, Russia, rusin@igg.uran.ru

Тектонические концепции, основанные на парадигме теплового сжатия Земли, отводили ведущую роль в развитии земной коры обстановкам тангенциального сжатия. Региональный метамор-

физм, гранитные батолиты и накопление моласс считались бесспорными свидетельствами складчатого орогенеза, завершающего тектонические циклы (каледонский, герцинский и т.д.). Повторяемость во времени таких циклов, впервые намеченная в конце XIX в. М. Бертраном, составила основу полициклической концепции развития подвижных поясов неогей. Однако уже в начале 60-х годов прошлого века было установлено, что полная повторяемость событий в ранних циклах отсутствует, а развитие земной коры в фанерозойских областях имеет скорее направленный ("моноклический") характер. Предполагалось, что моноклическое развитие свойственно крупным временным интервалам (450-600 млн. лет) и может осложняться импульсами повышенной тектонической активности с периодичностью 30-40 и 150-200 млн. лет. Абсолютные оценки разномасштабной циклическости, намеченные более полувека назад на материалах по фанерозойским областям, сохраняются до настоящего времени. Предпринимаются попытки наполнить их новым содержанием и экстраполировать на всю или большую часть геологической истории Земли [4]. Правомерность таких построений представляется спорной.

Открытие цикла Уилсона положило начало дискуссии о времени включения механизмов тектоники плит. Проблематичность обнаружения докембрийских офиолитов и островодужных комплексов позволила А. Крёнеру высказать предположение об иных формах проявления тектоники плит в докембрии, контролируемых эволюционирующей во времени конвекцией и А-субдукцией в энсиалических орогенах. Однако эти представления не получили дальнейшего развития. Более востребованными оказались построения Ч.Б.Борукаева, основывающиеся на модели периодической смены одноячейстой структуры конвекции двуячейстой, обуславливающих расхождение и схождение сиалических масс. В настоящее время эта идея составляет основу популярной гипотезы "суперконтинентальных циклов". Важным элементом этой гипотезы является признание связи континентального рифтинга с мантийным плюмовым мафит-ультрамафитовым магматизмом. Однако доказательства того, что литосферное растяжение в докембрийских палеорифтовых структурах неизбежно приводит к разрыву плит, отсутствуют. Очень неопределенными являются границы "суперконтинентальных циклов", количество которых у различных исследователей колеблется от 4-5 до 7-10. Иногда они совпадают с главными рубежами хронологических шкал докембрия либо проводятся внутри крупных подразделений. В обоснованиях же коллизионных событий, с которыми связывается слияние континентальных масс, принимается система доказательств, использовавшихся геосинклинальной гипотезой для "складчатого орогенеза". Такой подход представляется упрощенным, так как все "индикаторные" признаки складчатого орогенеза обнаруживаются и в континентальных рифтах [1]. Палеореконструкции, не учитывающие современного уровня знаний о специфике проявления деформационных, метаморфических и гранитообразующих процессов в обстановках коллизионного сжатия и литосферного растяжения, вряд ли могут считаться корректными.

Развитие представлений о докембрийской истории Земли во многом определяется успехами в изучении фанерозойских областей. Смена парадигм, вызванная тектоникой плит, требовала полного отказа от представлявшихся фундаментальными основ гипотезы орогенических циклов. Однако этого не произошло. В моделях, постулирующих периодичность проявления в докембрии циклов Уилсона сохраняются некоторые прежние постулаты. Критический анализ, обосновывающий неправомерность подобного подхода, был впервые выполнен С.Н.Ивановым и получил дальнейшее развитие в концепции эволюционно направленного развития литосферы фанерозойских поясов [5]. Было показано, что в позднекембрийской предыстории океанов, повторяющиеся во времени трансгрессивные ряды осадочных формаций являются следствием рифтогенного развития земной коры. Их формирование было вызвано денудацией предрифтовых поднятий ("энсиалических орогенов"). Энсиалические орогены не завершают, а предшествуют формированию осадочных бассейнов и в этом состоит одно из их принципиальных отличий от коллизионных орогенов. Пульсационное функционирование суперплюмов на протяжении всего рифея и венда, отмечаемое проявлениями мантийного мафит-ультрамафитового магматизма (дайковые рои, силлы, расслоенные интрузии), позволяет предполагать неизбежность проявления сухого андерплейтинга в условиях литосферного растяжения и связанную с ним генерацию анорогенных гранитов, а также рифтовый метаморфизм на различных литосферных уровнях [1]. Никаких данных, которые бы указывали на то, что преобладающее на протяжении миллиарда лет литосферное растяжение в предыстории палеозойских океанов прерывалось обстановками тангенциального сжатия (коллизии) не существует. Правомер-

ность такого заключения легко обнаруживается при критическом анализе аргументации коллизионных событий при формировании "Родинии" и менее известного палеопротерозойского "суперконтинента" [3].

Несомненное сходство по многим параметрам нижнепротерозойских и рифей-вендских подвижных поясов позволяет предполагать близкую геодинамику их формирования. Возможность возникновения в протерозое расколов красноморского типа вполне допустима, но проявление при этом надсубдукционных процессов с андезитоидным магматизмом обосновать практически невозможно. Андезиты и дациты могут быть следствием плавления кристаллического фундамента. Рифтовая предыстория Северной Атлантики [2], с литосферным растяжением в течение 350 млн. лет, наглядный тому пример. Ограничением в представлениях о значительном латеральном перемещении в протерозое континентальных масс может служить хорошая сопоставимость контуров архейских кратонных блоков, очень выразительно проявленная на Африканском континенте. Общей особенностью всех протерозойских поясов Земли является отсутствие в них проявлений индикаторного для коллизионных орогенов высоко/сверхвысокобарического эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма. Гранулитовые пояса повышенных давлений (Гренвиллский, Свеконорвежский, Лапландский и др.), которые часто интерпретируются как индикаторы коллизионных процессов, обладают многими специфическими особенностями. Сопряженность их формирования с анорогеном анорозит-рапакивигранитным магматизмом, широкое развитие сдвиговых деформаций, указывающих на метаморфические преобразования в условиях пластичной (хрупко-пластичной) деформации, сохранность реликтовых парагенезисов гранулитов умеренных давлений и другие более согласуются с представлениями о принадлежности гранулитов повышенных давлений к глубоким срезам континентальных рифтов.

Мне представляется, что ключ к пониманию геодинамики раннего докембрия следует искать в протерозойских поясах, выделение циклов Уилсона в которых было и остается проблемой.

In tectonic concepts, based on the Earth's thermal compression paradigm, the leading role in the evolution of the Earth's crust is played by tangential compression settings. Regional metamorphism, granitic batholiths and molasses accumulation were considered undisputable evidence for folded orogenesis that completed the Caledonian, Hercynian and other tectonic cycles. The recurrence of such cycles in time, first revealed by M. Bertrand in the late 19th century, provided a basis for a polycyclic evolution concept of Neogaeon mobile belts. However, it was found as early as the early 1960s that the recurrence of events in early cycles is incomplete and that the evolution of the earth crust in Phanerozoic provinces rather shows a directed ("monocyclic") pattern. Monocyclic evolution was assumed to be typical of long time intervals (450-600 Ma), and can be complicated by high tectonic activity impulses with a periodicity of 30-40 and 150-200 Ma. Absolute estimates of different-scale cyclicity, obtained over half a century ago from data on Phanerozoic provinces, are valid to this day. Attempts have been made to reinterpret and extrapolate the estimates for the entire or a larger part of the Earth's geological history [4]. However, the correctness of such reconstructions is open to debate.

The opening of the Wilson cycle gave rise to discussion of the time when plate tectonic mechanisms were switched on. Problems in the discovery of Precambrian ophiolites and island-arc complexes have led A. Kröner to assume that in Precambrian time plate tectonics manifested itself in different forms controlled by convection, which evolved in time, and A-subduction in ensialic orogens. However, these concepts were not developed farther. Ch.B. Borukaev's reconstructions, based on a model of periodic succession of a unicellular convection structure by bicellular, responsible for the convergence and divergence of sialic masses, proved to be in greater demand. This idea now provided a basis for a popular "supercontinental cycle" hypothesis. An essential constituent of the hypothesis is recognition of a relationship between continental rifting and mantle plume mafic-ultramafic magmatism. However, the assumption that lithospheric extension in Precambrian paleorift structures inevitably results in the rupture of plates has not been proved. The boundaries of "supercontinental cycles" are very obscure, and scientists are not unanimous as to the number of cycles that varies from 4-5 to 7-10. Sometimes the boundaries overlap major boundaries in Precambrian time scales or marked within large units. A system of proofs, used in a geosynclinal hypothesis for "folded orogenesis", accepted as an argument in favour of collision events responsible for the coalescence of continental masses. Such an approach seems simplified because all

“indicators” of folded orogenesis are also encountered in continental rifts [1]. Paleoreconstructions, made without considering the present knowledge of the distinctive patterns of deformation, metamorphic and granite-forming processes in collisional compression and lithospheric extension environments, are hardly correct.

The development of our concepts of the Earth’s Precambrian evolution depends largely on success in the study of Phanerozoic provinces. The change of paradigms, caused by plate tectonics, required full rejection of the orogenic cycle hypothesis believed earlier to be a firm basis. However, this did not happen. Some earlier postulates persist in models that postulate the periodicity of occurrence of the Wilson cycles in Precambrian time. Critical analysis that shows the incorrectness of such an approach was first made by S.N. Ivanov and was further developed in a concept of the directed lithospheric evolution of Phanerozoic belts [5]. It has been shown that in the Late Precambrian prehistory of oceans the transgressive sequences of sedimentary formations that recur in time were produced by the riftogenic evolution of the Earth’s crust. Their formation was caused by the denudation of subrift uplifts (“ensialic orogens”). Ensialic orogens precede, rather than complete, the formation of sedimentary basins; it is one of their principal differences from collisional orogens. The pulse-like functioning of superplumes throughout the entire Riphean and Vendian, marked by mantle mafic-ultramafic magmatic events (dyke swarms, sills and layered intrusions), suggest the inevitable manifestation of dry underplating under lithospheric extension conditions, the related generation of anorogenic granites and rift metamorphism on different lithospheric levels [1]. There are no data showing that lithospheric extension in the prehistory of Paleozoic oceans, which dominated over one billion years, was interrupted by tangential compression (collision) settings. The validity of such a conclusion is easily checked by critical analysis of arguments in favour of collision events upon formation of Rodinia and the less known Paleoproterozoic “supercontinent” [3].

The undoubtable similarity of Lower Proterozoic and Riphean-Vendian mobile belts suggests in many parameters suggests that they are similar in formation geodynamics. Red Sea-type rifts could well have emerged in Proterozoic time, but it is practically impossible to support the assumption that they were accompanied by suprasubduction processes with andesitoid magmatism. Andesites and dacites could have been produced by melting of a crystalline basement. The rift prehistory of the North Atlantic [2] with lithospheric extension for 350 Ma is a demonstrative example. A constraint in our knowledge of large-scale lateral migration of continental masses in Proterozoic time can be provided by a good correlatability of the outlines of Archean cratonic blocks, very distinct on the African continent. A common characteristic of all Proterozoic belts of the Earth is the absence of high/superhigh pressure eclogite-glaucophane-schist metamorphic events – an indicator for collisional orogens. The Grenville, Sveco-Norwegian, Lapland and other high pressure granulite belts, often interpreted as indicators of collision processes, have many distinctive characteristics. The association of their formation with anorogenic anorthositic-rapakivi granitic magmatism, widespread shear strains indicative of metamorphic alteration under ductile (brittle-ductile) deformation conditions, the preservation of the relict parageneses of moderate pressure granulites etc. are in better agreement with our knowledge of high pressure granulites as rocks formed on deep levels in continental rifts.

It seems to me that a key to understanding of Early Precambrian dynamics should be sought in Proterozoic belts in which it is still a problem to identify Wilson cycles.

Литература – References

- Иванов С.Н., Русин А.И. Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника. 1997. №1. С.6-19. || Ivanov, S.N. and Rusin, A.I. Continental rift metamorphism // Geotektonika. 1997. No.1. P. 6-19.
- Меланхолина Е.Н. Тектонотип вулканических пассивных окраин в Норвежско-Гренландском регионе // Геотектоника. 2007. № 3. С. 73-96. || Melankholina, E.N. Tectonotype of volcanic passive margins in the Norwegian-Greenland region // Geotektonika. 2007. No. 3. P. 73-96.
- Ми́нц М.В. Палеопротерозойский суперконтинент: возникновение и эволюция аккреционных и коллизионных орогенов (на примере северных кратонов) // Геотектоника. 2007. № 4. С. 3-29. || Mints, M.V. Paleoproterozoic supercontinent: generation and evolution of accretionary orogens (examples from northern cratons) // Geotektonika. 2007. № 4. С. 3-29.
- Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // Геотектоника. 2000. № 6. С. 3-14. || Khain, V.E. Large-scale cyclicality in the Earth’s tectonic evolution and its possible causes // Geotektonika. 2000. No. 6. P. 3-14.
- Ivanov S.N., Rusin A.I. Model for the evolution of the linear folds in the continents: example of the Urals // Tectonophysics, 1986. N127. P.383-397.

ТОНАЛИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА И САНУКИТОИДЫ КАК ПРОДУКТЫ ЭВОЛЮЦИИ АРХЕЙСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ (НА ПРИМЕРЕ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА)

Самсонов А.В.

ИГЕМ РАН, Москва, Россия, samsonov@igem.ru

TONALITE-GREENSTONE BELTS AND SANUKITOIDS AS PRODUCTS OF AN ARCHAEOAN ISLAND ARC SYSTEM EVOLUTION (AN EXAMPLE OF KARELIAN CRATON)

Samsonov A.V.

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, samsonov@igem.ru

Актуалистические подходы при тектонических реконструкциях в раннем докембрии должны учитывать снижение температуры мантии на протяжении геологической истории Земли, что могло определять особенности геодинамики и стиля тектоники ранних этапов эволюции нашей планеты. Это, в частности, касается проблемы тектоники литосферных плит в архее, динамика которой, согласно теоретическим моделям, существенно отличалась от тектоники более поздних эпох [1]. Специфика архейской тектоники литосферных плит устанавливается и при сравнении строения и состава палеоостроводужных систем фанерозоя и их архейских аналогов - гранит-зеленокаменных областей (ГЗО), которые рассматриваются в докладе на примере Карельской области Балтийского щита. Здесь, как и в аналогичных областях, ключевыми тектоническими реконструкциями служат два структурно-вещественных комплекса пород: тоналит-зеленокаменные пояса и санукитоидные батолиты, каждый из которых имеет как черты сходства, так и отличий в сравнении с породными ассоциациями разных стадий формирования фанерозойских островодужных систем.

Тоналит-зеленокаменные пояса объединяют вулканогенно-осадочные и плутонические ассоциации, сформированные в ходе двух разновременных эпизодов 2.94-2.85 и 2.84-2.78 млрд. лет, и рассматриваются как ядра аккреционных орогенов, в которых совмещены разные по тектонической принадлежности породные ассоциации, включая фрагменты надсубдукционных офиолитовых комплексов, океанических плато и островных дуг. Эти ассоциации, обладая чертами сходства, имеют также и специфику состава пород по сравнению с ассоциациями аккретированных островных дуг фанерозоя.

Так, среди мафических вулканитов тоналит-зеленокаменных поясов широко представлены необычные для фанерозоя коматииты и магнезиальные базальты, что является прямым свидетельством более высоких температур архейской мантии.

Среди кислых пород тоналит-зеленокаменных поясов резко доминируют риолиты-дациты и тоналит-трондьемит-гранодиоритовые (ТТГ) гранитоиды с адакитовыми геохимическими характеристиками. Такие породы, представляющие продукты плавления базальтов погружающихся океанических плит, в фанерозое маркируют островные дуги, где субдуцирует молодая (т.е. горячая) океаническая кора или кора увеличенной мощности. В отличие от фанерозоя, для архейских островных дуг такие параметры погружающихся океанических плит, вероятно, были доминирующими, поскольку более высокие температуры архейской мантии должны были обеспечивать формирование более мощной океанической коры [2], увеличение скорости конвекции и температуры субдуцируемой океанической коры. При таких параметрах погружающиеся плиты в архейских зонах субдукции должны были выполаживаться на глубинах 100-150 км [3]. Частичное плавление субдуцируемой океанической коры с генерацией адакитовых расплавов началось с глубин 40-45 км в равновесии с амфибол-гранатовым реститом и продолжалось на больших глубинах в области устойчивости эклогитовой минеральной ассоциации [4]. Значительный объем надсубдукционных кислых магм и небольшая мощность мантийного клина с одной стороны облегчали поступление расплавов к поверхности, а с другой – уменьшали возможность взаимодействия этих расплавов с мантийным материалом, обеспечивая более высокую кремнекислотность и более низкие концентрации MgO, Sr и Ni в архейских адакитах по сравнению с их фанерозойскими аналогами

[5]. Одновременно с этим миграция кислых расплавов через породы мантийного клина обеспечила интенсивные метасоматические преобразования последнего, который далее служил источником расплавов для санукитоидов.

Санукитоиды, магнезиальные субщелочные гранитоиды диорит-гранодиоритового ряда, в разных частях Карельской ГЗО слагают небольшие массивы и гигантские композит-батолиты площадью в тысячи км². Эти массивы датируются возрастными 2.75-2.70 млрд. лет, и их внедрению предшествовали структурно-тектоническая переработка, метаморфизм и мигматизация вмещающих их субдукционных ассоциаций тоналит-зеленокаменных поясов. Отличительной особенностью санукитоидов является двойственная геохимическая природа: высокая магнезиальность ($mg\# > 0.5$) и повышенные содержания MgO, Cr, Ni и Co указывают на ведущую роль мантийного субстрата в их генезисе, а резкое обогащение крупно-ионными литофильными и легкими редкоземельными элементами предполагает вклад корового материала. Эта дилемма разрешима в рамках модели генерации санукитоидных магм за счет мантийного субстрата, который был метасоматизирован адакитоидными расплавами в ходе предшествовавших субдукционных процессов [6].

По геолого-структурной позиции, составу и петрогенезису санукитоиды сопоставимы с позд-неорогенными субщелочными гранитоидами фанерозойских складчатых поясов, генерация которых связывается с плавлением верхней мантии и коры при подъеме мантийного диапира, инициированного отрывом субдуцированной плиты или деламинацией литосферного корня. Для Карельской ГЗО значительный (~ 100 млн. лет) временной разрыв между субдукционным магматизмом тоналит-зеленокаменных поясов и санукитоидным магматизмом делает более вероятной модель деламинации литосферного корня. Этот механизм для архея, по-видимому, имел свою специфику из-за пологой субдукции, при которой погружающиеся плиты захораниваются в верхней мантии. Несколько субдукционных эпизодов, отвечающих формированию разновозрастных островодужных тоналит-зеленокаменных поясов, могли сделать из верхней мантии «слоенный пирог», состоящий из интенсивно переработанного мантийного вещества и «отжатых» в ходе дегазации и частичного плавления метабазальтов захороненных океанических плит. Сформированные таким образом участки «слоенной» и, вероятно, утолщенной литосферной мантии, вероятно, были гравитационно нестабильны. Снятие этой нестабильности за счет отрыва и погружения тяжелых фрагментов литосферной мантии должно было инициировать подъем астеносферного диапира, что привело к плавлению метасоматизированной верхней мантии и коры и обеспечило пестрый спектр магматических пород постзеленокаменного этапа эволюции Карельской ГЗО. В результате к концу этого этапа был сформирован блок стабильной континентальной коры.

Таким образом, анализ данных по магматическим комплексам Карельской ГЗО показывает, что тектоника плит в неорархейское время существенно отличалась от современной, во-первых, пологими углами погружения плит и, во-вторых, масштабным плавлением субдуцируемой океанической коры. Соответственно отличались и породные комплексы как субдукционной стадии эволюции Карельской ГЗО, представленной ТТГ-зеленокаменными поясами, так и орогенной стадии эволюции этого кратона, представленной в частности породами санукитоидной серии.

Tectonic reconstruction of Early Precambrian events should be approached actualistically with regard for the fact that mantle temperature was decreasing during the Earth's geological evolution, which could be responsible for the geodynamic characteristics and tectonic style of early stages in the Earth's evolution. This applies, in particular, to Archaean plate tectonics, which, according to theoretical models, differed substantially in dynamics from plate tectonics in later epochs [1]. A distinctive pattern of Archaean plate tectonics is also revealed by comparing the structure and composition of Phanerozoic island-arc systems and their Archaean analogues – granite-greenstone provinces (GGP) discussed in a presentation with examples from the Karelian province of the Baltic Shield. Here, like in similar provinces, a key for tectonic reconstruction is provided by two structural-mineralogical rock complexes: 1) tonalite-greenstone belts and sanukitoid batholiths, each complex differing from and being similar to rock associations produced at different stages in the formation of Phanerozoic island-arc systems.

Tonalite-greenstone belts combine volcanic-sedimentary and plutonic associations formed during two episodes, 2.94-2.85 and 2.84-2.78 Ga, and are understood as the cores of accretionary orogens, where

tectonically different rock associations, including fragments of suprasubduction ophiolite complexes, oceanic plateaus and island arcs, occur together. In spite of being similar, these associations have a distinctive rock composition, as compared to that of accreted Phanerozoic island-arc associations.

For example, komatiites and Mg-rich basalts, uncommon to Phanerozoic units, are widespread among mafic volcanics from tonalite-greenstone belts, providing evidence for higher temperatures of the Archaean mantle.

Felsic rocks of tonalite-greenstone belts are clearly dominated by rhyolite-dacites and tonalite-trondhjemitic-granodioritic (TTG) granitoids with adakitic geochemical characteristics. Such rocks, produced by melting of subsiding oceanic plate basalts, mark island arcs in Phanerozoic time, where a young (i.e. hot) oceanic crust or a thickened crust is subducted. Unlike Phanerozoic island arcs, such parameters of subsiding oceanic plates were probably dominant for Archaean island arcs, because high Archaean mantle temperatures must have contributed to the formation of a thicker oceanic crust [2] and to more rapid convection and higher temperature of the subducted oceanic crust. At such parameters, subsiding plates in Archaean subduction zones must have been flattened out at a depth of 100-150 km [3]. Partial melting of the subducted oceanic crust that gave rise to adakitic melts began at a depth of 40-45 km in equilibrium with amphibole-garnet restite and continued at great depths in the stability range of an eclogitic mineral association [4]. On one hand, a considerable volume of suprasubduction acid magma and a small thickness of the mantle wedge facilitated the supply of melt to the surface and, on the other, reduced the opportunity of interaction between the melts and mantle material, providing higher silicic acid and lower MgO, Cr and Ni concentrations in Archaean adakites than those in Phanerozoic analogues [5]. Simultaneous migration of acid melts through mantle wedge rocks provided intense metasomatic alteration of the wedge that later supplied melts for sanukitoids.

Sanukitoids, Mg-rich subalkaline diorite-granodiorite-series granitoids constitute small massifs and gigantic composite batholiths that cover an area of thousands of square kilometers in some parts of the Karelian GGP. The massifs are dated at 2.75-2.70 Ga, and their intrusion was preceded by structural-tectonic reworking, metamorphism and migmatization of host subduction associations of tonalite-greenstone belts. A distinctive characteristic of sanukitoids is a dual geochemical nature, namely high Mg concentration ($mg\# > 0.5$) and high MgO, Cr, Ni and Co concentrations indicative of the leading role of mantle substrate in their genesis, and considerable enrichment in large-ion lithophile and light rare-earth elements suggests a contribution of crustal matter. This dilemma can be solved using a model of sanukitoid magma generation at the expense of mantle substrate, which was metasomatized by adakitic melts during preceding subduction [6].

Sanukitoids are comparable in geological-structural position, composition and petrogenesis to late orogenic subalkaline granitoids from Phanerozoic foldbelts generated by melting of the upper mantle and the crust upon ascent of a mantle diapir initiated by the detachment of a subducted slab or the delamination of a lithospheric root. For the Karelian GGP, a long (~ 100 Ma) time interval between the subduction magmatism of tonalite-greenstone belts and sanukitoid magmatism makes a lithospheric root delamination model more probable. This mechanism seems to have had its own distinctive pattern in Archaean time because of gentle subduction upon which subducting slabs are buried in the upper mantle. Several subduction episodes that correspond to the formation of different-aged island-arc tonalite-greenstone belts could have turned the upper mantle into a "layered pie" consisting of intensely reworked mantle matter and buried oceanic slabs compressed during degassing and partial melting of metabasalts. Zones of the "layered" and probably thickened lithospheric mantle thus formed seem to have been gravitationally unstable. Removal of this instability by detachment and subsidence of heavy fragments of the lithospheric mantle must have triggered the uplift of an asthenospheric diapir, which led to the melting of the metasomatized upper mantle and the crust and provided a diverse spectrum of igneous rocks at the postgreenstone stage in the evolution of the Karelian GGP. As a result, a stable continental crust block had been formed by the end of this stage.

To sum up, analytical data on igneous complexes of the Karelian GGP show that plate tectonics in Neoproterozoic time differed substantially from modern plate tectonics in gentle plate subsidence angles and large-scale melting of the subducting oceanic crust. The rock complexes produced at the subduction stage in the evolution of the Karelian GGP, represented by TTG-greenstone belts, and those generated at the orogenic stage in the evolution of this craton, represented, in particular, by sanukitoid-series rocks, differed as well.

Литература – References

- Hoffman, P.F., Ranalli G. Archean oceanic flake tectonics // *Geophysical Research Letters*. 1988. V. 15. P. 1077 - 1080.
- Sleep N.H., Windley B.F. Archean plate tectonics: Constraints and inferences // *J. Geology*. 1982. V. 90. P. 363-380.
- Huneez J., Berg A.P., Vlaar N.J. On the role of subducting oceanic plateaus in the development of shallow flat subduction // *Tectonophysics*. 2002. V. 352. P. 317-333.
- Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbars: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. // *J. Petrology*. 1995. V. 36. P. 891-931.
- Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids // *Lithos*. 1999. V.46. P. 411-429.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // *Петрология*. 2007. Т. 15. № 6. С. 590-612. || Larionova, Yu.O., Samsonov, A.V. and Shatagin, K.N. Sources of Archean sanukitoids (high-Mg subalkaline granitoids) from the Karelian Craton: Sm-Nd and Rb-Sr isotope-geochemical data // *Petrologia*. 2007. V. 15. No. 6. P. 590-612.

ДРЕВНЕЙШИЕ АДАКИТЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Светов С.А.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, ssvetov@krc.karelia.ru

THE OLDEST ADAKITES OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD

Svetov S.A.

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, ssvetov@krc.karelia.ru

Изучение петрогенезиса магматических расплавов, формирующихся в субдукционных системах, на протяжении всей геологической истории планеты, с момента зарождения плейт-тектонических процессов в архее и до современного времени, является одной из фундаментальных проблем петрологии.

Многие исследователи выделяют в качестве инициальной фазы развития субдукционных комплексов адакитовую серию [1] формирующуюся в ходе непосредственного плавления слэба в режиме горячего погружения, при этом сами породы являются универсальным геодинамическим индикатором существования конвергентных процессов. В связи с тем, что механизм пологой и горячей субдукции многими исследователями рассматривается в качестве ключевого процесса при формировании континентальной коры на ранних этапах становления планеты [2, 3], крайне важно изучение и магматических серий генерируемых при этом.

В рамках данной работы, нами делается акцент на изучении древнейших мезоархейских адакитов, выявленных в Хаутаваарской зеленокаменной мегаструктуре (включающей Игноильскую, Чалкинскую, Няльмозерскую, Хаутаваарскую палеовулканические постройки) центральной части Карельского кратона.

Впервые древнейшие (3 млрд.лет) адакитовые вулканиты и субвулканиты были выявлены в Игноильской палеовулканической постройке [4], реликт которой по литофациальной характеристике относился к стратовулканам, осложненным вторичными эффузивно-пирокластическими куполами.

U-Pb возраст лав постройки составляет 2945 ± 19 млн. лет [5], возраст центрального некка - 2995 ± 20 млн. лет [6], по геохимическому составу породы вулканической постройки относятся к адакитам [4].

В строении палеопостройки преобладают пирокластические фации, лавовая и субвулканическая представлены в меньшем объеме. Массивные лавы и кластолавы адакитов, соответствуют породам андезибазальтового, андезитового и дацитового состава, доминируют среди фациальных литотипов, образуют короткие непротяженные лавовые потоки мощностью от 25 до 80 м. По простиранию прослеживаются на 1.5-2.0 км. Они сохранились в северной части постройки, часто перекрываются агломератовыми туфами.

Структуры для адакитов (андезитового состава) характерны серийно-порфиоровые, гломеропорфиоровые, вкрапленники представлены сосюритизированным плагиоклазом (Pl₂₇₋₄₅) размером 0.5-4.1мм. Гиалопилитовая основная масса сложена- плагиоклазом, альбитом, кварцем, биотитом,

хлоритом, клиноцоизитом. В адакитах (дацитового состава) присутствуют вкрапленники альбитизированного плагиоклаза (Pl_{20-32}) и реже кварца, заключены в основную массу с олигоклагом, биотитом, кварцем, эпидотом, роговой обманкой, хлоритом.

Содержание SiO_2 в лавовой и дайковой фазах мезоархейских адацитов Центральной Карелии варьирует в широких пределах от 53 до 76 мас. %, основываясь на кремнекислотности мезоархейской адакитовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса можно сделать вывод о доминировании среди серии высоко-кремнистых (HSA) разновидностей с подчиненным количеством низко-кремнистых (LSA) литотипов.

В адакитах Хаутаваарской постройки вариации содержания Na_2O изменяются от аномально низких значений 0.3-0.7 мас. % до 5.8 мас.%, в Чалкинской структуре -2.5-4.5 мас.%, в Няльмозерской – 3.1-5.6 мас.%. Данные значения или близки или ненамного ниже, чем в современных адакитах HSA типа. На наш взгляд аномально низкие концентрации Na_2O в Хаутаваарской палеовулканической постройке могут быть связаны с метаморфическим преобразованием пород и частичным перераспределением щелочей в зонах максимально проявленных метасоматических воздействий.

Для адацитов HSA и LSA типов граничным содержанием MgO является величина в 4 мас. % (в HSA $MgO < 4$ мас.%; в LSA $4 < MgO < 9$ мас.%). Полученные нами геохимические характеристики показали, что среди мезоархейских адацитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса доминируют низкомагнезиальные разности. При этом адакиты характеризуются значительными вариациями содержания Sr от 260 до 800 ppm (наиболее типичные концентрации $Sr > 320$ ppm), при величине Sr/Y отношения на уровне 20 -123. Кроме Sr, для адацитов так же характерны повышенные концентрации Ba > 350 ppm, Zr -115-140 ppm и U- 1.1-1.7 ppm.

Спектры распределения РЗЭ в адакитах рассматриваемых палеопостроек (Игноильской, Хаутаваарской, Чалкинской и Няльмозерской) топологически идентичны и характеризуются ярко выраженными отрицательными аномалиями по Nb, Ti, при этом подобны РЗЭ спектрам фанерозойских адацитов южной вулканической зоны Анд (AVZ) районов Реклюс и Лаурато [7] и эталонным фанерозойским адакитам Эквадора.

Изучение Sm-Nd систематики показало, что первичные отношения ϵ_{Nd} для адакитовой серии Игноильской палеовулканической постройки варьируют от +0.7 до +2.3, модельные возраста (по модели De Paolo [8]) от 2956 до 3092 млн. лет. Для близлежащего Чалкинского палеовулкана ϵ_{Nd} для адацитов изменяется от +0.8 до +2.0, при модельных возрастах - от 2979 до 3071 млн. лет. Используя ранее полученные изотопные данные, были рассчитаны Sm-Nd эахроны - 3014 ± 130 млн лет ($\epsilon_{Nd} = +1.1$ MSWD = 27, n=15) для адацитов Игноилы и 2990 ± 140 млн. лет ($\epsilon_{Nd} = +1.4$ MSWD = 2.1, n=6) для адацитов Чалки.

Таки образом резюмируя, можно сделать вывод о том, что древнейшие мезоархейские адакиты Фенноскандинавского щита были сформированы в ходе инициальной стадии конвергентного взаимодействия Ведлозерского блока (ныне Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс) с ранней океанической корой, проявленного в заложении субдукционной системы с пологим погружением слэба в интервале 3.05 по 2.90 млрд. лет. Формирование первичных адакитовых расплавов (по модели полученной для Чалкинской и Игноильской структур) проходило при 10-15% плавлении амфиболита с образованием Srx (60%)+ Gar (10%)+ Pl (25%) + Hbl (5%) рестита с последующим фракционированием $Pl+Srx$.

Анализируя материал по архейским адакитовым комплексам мира, которые были выделены на многих территориях - в зеленокаменных поясах северной части кратона Сьюпириор (Канада), таких как Лумби Лейк, Ред Лейк с возрастом 2.9-3.0 млрд. лет [9], в восточной части кратона Сьюпириор – в комплексе Ачуанипи [10], в поясе Бич-Учи с возрастом 2.7 млн.лет [11] и в верхней БАДР ассоциации Каменноозерской структуры (Восточная Карелия) с возрастом 2.87 млрд.лет (Щитанский, 2008) и ряде других, можно заключить, что адакиты Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, являются древнейшими в пределах Фенноскандинавского щита, и одними из древнейших в мире, и представляют реликт древнейшего протоостроводужного комплекса.

The petrogenetic study of magmatic melts, formed in subduction systems throughout the entire Earth's geological history from the beginning of plate-tectonic processes in Archean time to the present day, is one of basic problems in petrology.

Many researchers understand an adakitic series, formed upon direct slab melting in a hot subsidence regime, as the initial phase in the evolution of subduction complexes [1], the rocks themselves being a multi-purpose geodynamic indicator of convergent processes. As many authors consider a gently dipping and hot subduction mechanism to be a key process in the formation of a continental crust at early stages in the Earth's evolution [2, 3], it is essential to also study the igneous series generated during the process.

In the present project, emphasis is placed on the study of the oldest Mesoarchean adakites identified in the Hautavaara greenstone megastructure (that includes the Ignoila, Chalka, Nyalmozero and Hautavaara paleovolcanic edifices) located in the central Karelian Craton.

For the first time the oldest (3 Ga) adakitic volcanics and subvolcanics were revealed in the Ignoila paleovolcanic edifice [4], a relic of which, judging by its lithofacies characteristics, was identified as a part of a stratovolcano complicated by secondary effusive-pyroclastic domes.

The U-Pb age of lava from the edifice is 2945 ± 19 Ma [5], and that of the central neck is 2995 ± 20 Ma [6]; based on their geochemical composition, volcanic edifice rocks are classified as adakites [4].

The paleoedifice consists dominantly of pyroclastic facies, lava and subvolcanic facies being less abundant. Massive and clastic lavas of adakites correspond to rocks of andesite-basalt, andesite and dacite composition, are a dominant facies lithotype and make up short 25 to 80 m thick lava flows. They can be traced along the strike for 1.5-2.0 km. They are preserved in the northern part of the edifice and are often overlain by agglomerate tuffs.

Adakites (of andesite composition) typically show serial-porphyric and glomeroporphyric structures; phenocrysts consist of saussuritized plagioclase (Pl_{27-45}), 0.5-4.1mm in size. The hyalopylitic matrix is formed of plagioclase, albite, quartz, biotite, chlorite and clinzoisite. Albitized plagioclase (Pl_{20-32}) and less common quartz phenocrysts, present in adakites (of dacite composition), are supported by the matrix with oligoclase, biotite, quartz, epidote, hornblende and chlorite.

The SiO_2 content of the lava and dyke phases of Mesoarchean adakites from Central Karelia varies considerably from 53 to 76 mass. %. The silicic acid content of the Mesoarchean adakitic association of the Vedlozero-Segozero greenstone belt has led the author to conclude that the series is dominated by high silicic acid (HSA) varieties with a minor quantity of low silicic acid (LSA) lithotypes.

Na_2O concentration varies from abnormally low values, 0.3-0.7 mass. % to 5.8 mac.% in adakites from the Hautavaara edifice, from 2.5 to 4.5 mass.% in those from the Chalka structure and from 3.1 to 5.6 mass.% in those from the Nyalmozero structure. These values are either close to or slightly lower than those for modern HSA-type adakites. We assume that abnormally low Na_2O concentrations in the Hautavaara paleovolcanic edifice are due to the metamorphic alteration of the rocks and partial alkali redistribution in zones where metasomatic processes were most active.

For HAS- and LSA-type adakites, the boundary MgO concentration is 4 mass.% (in HSA $MgO < 4$ mass.%; in LSA $4 < MgO < 9$ mass.%). The geochemical characteristics obtained have shown that Mesoarchean adakites of the Vedlozero-Segozero greenstone belt are dominated by low-Mg varieties. Sr concentration in adakites typically varies considerably from 260 to 800 ppm (the most typical Sr concentration is over 320 ppm), the Sr/Y ratio being 20 -123. In addition to Sr, adakites typically contain high Ba (>350 ppm), Zr (115-140 ppm) and U (1.1-1.7 ppm) concentrations.

The REE distribution spectra in adakites from the Ignoila, Hautavaara, Chalka and Nyalmozero paleoedifices are topologically identical, show well-defined negative Nb and Ti anomalies and are similar to the REE spectra of Phanerozoic adakites from the southern Andean volcanic zone (AVZ) of the Reclus and Laurato areas [7] and standard Phanerozoic adakites from Ecuador.

The study of Sm-Nd systematics has shown that primary ϵ_{Nd} ratios for the adakitic series of the Ignoila paleovolcanic edifice vary from +0.7 to +2.3 at model ages (based on De Paolo's model [8] of 2956 to 3092 Ma. For the nearby Chalka paleovolcano ϵ_{Nd} for adakites varies from +0.8 to +2.0 at model ages of 2979 to 3071 Ma. Using earlier isotopic data, the Sm-Nd erachrones 3014 ± 130 Ma ($\epsilon_{Nd} = +1.1$ MSWD = 27, n=15) for Ignoila adakites and 2990 ± 140 Ma ($\epsilon_{Nd} = +1.4$ MSWD = 2.1, n=6) for Chalka adakites were calculated.

To sum up, the conclusion can be drawn that the oldest Mesoarchean adakites of the Fennoscandian Shield were formed at the initial stage of convergent interaction between the Vodlozero block (now the Vedlozero-Segozero greenstone belt) and an early oceanic crust that manifested itself as the formation of a subduction system with a gently dipping slab subsidence in the interval 3.05 to 2.90 Ga. According to the model created for the Chalka and Ignoila structures, primary adakitic melts were formed at 10-15% melting of amphibolite with the formation of Cpx (60%)+ Gar (10%)+ Pl(25%) +Hbl (5%) restite followed by fractionation of Pl+Cpx.

Analysis of available data on adakitic complexes of the world, identified in many territories, e.g. in the greenstone belts located in the northern Superior Craton (Canada), such as Lumbie Lake and Red Lake dated at 2.9-3.0 Ga [9], in the eastern Superior Craton in the Achuanipi complex [10], those in the Beach-

Uchie belt dated at 2.7 Ma [11], those in the upper BADR association of the Lake Kamennoye structure (East Karelia) dated at 2.87 Ga (*Shchipansky et al, 2008*) etc., has led the author to conclude that adakites from the Vedlozero-Segozero greenstone belt are the oldest in the Fennoscandian Shield and one of the world's oldest and are a relic of the oldest protoisland-arc complex.

Литература – References

- Defant, M.J., Drummond, M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*. 1990. №347. P.662–665.
- Kelemen P.B., Yogodzinski G.M., Scholl D.W.* Along-strike variation in the Aleutian Island Arc: genesis of high Mg-number andesite and implications for continental crust // In: Eiler J. (ed) *Inside the subduction factory*. American Geophysical Union, Geophysical monograph. 2003. № 138. P.223-276.
- Ципанский А.А.* Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.:Издательство ЛКИ., 2008. 560с. // *Shchipansky, A.A.* Subduction and mantle-plume processes in the formation geodynamics of Archean greenstone belts. М.:LKI Publishers., 2008. 560 p.
- Светов С.А.* Новые данные по геохимии древнейших (3.05-2.95 млрд.лет) андезитовых ассоциаций Восточной Фенноскандии //ДАН, 2003, т.388, №5, с.664-668. // *Svetov, S.A.* New data on the geochemistry of the oldest (3.05-2.95 Ga) andesitic associations of Eastern Fennoscandia //DAN, 2003, Vol.388, No.5, p.664-668.
- Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченков О.А., Сергеев С.А., Яковлева С.З., Гороховский О.А.* U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // *Петрология*, т.2., №3. 1994. С. 266-281. // *Ovchinnikova, G.V., Matrenichev, V.A., Levchenkov, O.A., Sergeyev, S.A., Yakovleva, S.Z. and Gorokhovskiy, O.A.* U-Pb and Pb-Pb isotope studies of felsic volcanics from the Hautavaara greenstone structure, Central Karelia // *Petrologia*, Vol.2., No.3. 1994. P. 266-281.
- Сергеев С.А.* Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии // Автореф. дисс... канд. г.-м.н. 1989. 24с. // *Sergeyev, S.A.* Geology and isotopic geochronology of Archean granite-greenstone complexes in Central and Southeastern Karelia // Abstract of a Cand.Sc. (Geol.-Min.) thesis. 1989. 24 p.
- Stern C.R., Kilian R.* Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral Volcanic Zone // *Contrib. Miner. Petrol.*, V. 123. 1996. P.263– 281.
- DePaolo, D.J., Linn, A.M., Schubert, G.* The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm–Nd isotopic data and application to the cordilleran Southwestern United States // *J. Geophys.* 1991, Res. 96. P. 2071–2088.
- Hollings P., Wyman D., Kerrich R.* Komatiite-basalt-rhyolite volcanics associations in Northern Superior Province greenstone belts: significance of plume-arc interaction in the generation of the proto continental Superior Province // *Lithos*, 1999. 46. P. 137-161.
- Percival J.A., Stern R.A., Rayner N.* Archean adakites from the Ashuanipi complex, eastern Superior Province, Canada: geochemistry, geochronology and tectonic significance // *Contrib Mineral Petrol*, 2003. 145: P.265–280.
- Polat A., Kerrich R.* Reading the geochemical fingerprints of archaic hot subduction volcanic rocks: evidence for accretion and crustal recycling in mobile tectonic regime // *Archean geodynamics and environments*. Geophysical monograph series 164. Am. Geoph. Un. 2006. P.189-213.

РЕЖИМ АРХЕЙСКОЙ СУБДУКЦИИ: ПОЛОГАЯ ИЛИ КРУТАЯ? РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ФМЕ СИСТЕМАТИКИ МЕЗОАРХЕЙСКОГО ОСТРОВОДУЖНОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

Светов С.А.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, ssvetov@krc.karelia.ru

ARCHEAN SUBDUCTION REGIME: A GENTLY DIPPING OR STEEP SUBDUCTION? THE RESULTS OF THE STUDY OF THE FME SYSTEMATICS OF THE MESOARCHEAN ISLAND-ARC COMPLEX OF CENTRAL KARELIA

Svetov S.A.

Institute of Geology, KarRC, RAS, Petrozavodsk, ssvetov@krc.karelia.ru

В последние годы при изучении фанерозойских субдукционных систем большое внимание уделяется В/Ве систематике вулканитов формирующихся в этих обстановках [1].

В связи с тем, что бор (В) является одним из наиболее подвижных во флюидной фазе элементов, он может служить химическим маркером существования глубинных флюидов [2]. Бериллий (Ве) менее подвижный элемент и может транспортироваться в слэбе на более глубокий уровень без существенного перераспределения [3]. Таким образом, с одной стороны высокая растворимость флюидной фазой бора, а с другой более стабильное поведение в этом процессе бериллия, позволяет получить петрологически важное отношение (В/Ве), оценивающее роль флюида в процессе магмогенерации расплавов в субдукционных системах, и не меняющееся в зависимости от степени частичного плавления и фракционирования расплава.

Кроме бора, для оценки роли флюида при формировании андезитовых расплавов можно использовать такие ФМЕ как Li, Be, As, однако анализ их поведения может вызывать дополнительные трудности при интерпретации, например в связи с ярко выраженной халькофильной природой As.

В рамках данного исследования, нас интересовала ФМЕ–систематика древнейшего мезоархейского островодужного комплекса Фенноскандинавского щита (Хаутаваарская мегаструктура, Центральная Карелия) с целью получения дополнительной характеристики ранних субдукционных процессов.

Для корректного использования ФМЕ систематики пород при реконструкции условий архейского магмообразования, следует оценить параметры возможного геохимического изменения породных литотипов в ходе региональных метаморфических событий.

Изучаемые вулканиты, субвулканиты имеют разную степень метаморфической сохранности и вторичной проработки. Средние концентрации H₂O в вулканитах островодужного комплекса не высоки, составляют 0.15-0.17 вес.%, значение п.п.п. варьирует от 1.6 до 2.1 вес.%, что говорит о достаточно хорошей сохранности пород. Значения индекса CIA для лав и субвулканитов островодужного комплекса варьирует от 46 до 52, свидетельствует о низкой степени (или полном отсутствии) химического выветривания. Кроме того, важным маркером химического выветривания является наличие Ce аномалии ($Ce/Ce^* = 3Ce_n / (2La_n + Nd_n)$). Рассматриваемые вулканиты и субвулканиты Игноилы, Хаутаваары, Чалки имеют значения $Ce/Ce^* = 0.86-1.15$, что не позволяет предполагать активное химическое выветривание. Таким образом, полученные данные позволяют надеяться на сохранность ФМЕ-системы в древнейшем островодужном комплексе Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. При этом следует подчеркнуть, что максимальная сохранность химизма выявлена в субвулканитах.

В качестве объекта исследования, нами были выбраны инициальные фазы заложения субдукционной системы – адакиты и пространственно ассоциирующие с ними вулканиты БАДР, толеитового и байяитового типов, отражающие дальнейшие стадии развития системы.

Концентрация флюид-мобильных элементов (ФМЕ) и В/Ве отношения в древнейших (3.05-2.99 млрд.лет) островодужных вулканитах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса отражена в таблице 1.

Table 1. FME-systematics of the oldest island-arc complex

Rocks	Structure	B	Be	B/Be	Li	Cs
Adakitic series						
Subvolcanics	Ignoila	6.938±3.558	1.453±0.017	4.74	20.175±3.798	1.146±0.388
Lavas	Ignoila	1.778±0.130	1.822±0.125	0.94	24.622±2.537	1.040±0.118
Tuffs	Ignoila	1.12	1.294	0.86	28.169	1.986
Dykes	Chalka	6.086±1.970	1.744±0.079	3.48	28.446±0.623	5.491±0.919
Lavas	Nyalmozero	-	1.245±0.053		0.685±0.418	0.552±0.321
High-Nb (HNB) series						
Subvolcanics	Oster	11.974±1.236	1.524±0.323	7.85	76.884	4.662±0.380
BADR-Nb-enriched series						
Subvolcanics	Oster	18.938±2.110	1.300±0.263	14.56	53.252	4.303±2.328
Lavas	Chalka	3.680±1.016	1.475±0.155	2.49	40.694	2.950±0.301
Bahaiitic (high-MgO) series						
Lavas, dykes	Chalka	5.820±1.131	1.009±0.097	5.78	24.647	3.453±1.516
Tholeiitic series						
Lavas, dykes	Chalka	6.531±3.165	0.923±0.058	7.07	27.955±7.642	4.072±2.383

Для древнейших адакитов нами отмечаются значительные вариации бора, бериллия и В/Ве отношения в различных литофациальных разновидностях пород адакитовой серии, что подтверждает

предположение о возможном обеднении (разной степени обеднения) FME-системы. Предполагая, что субвулканиды с большей вероятностью сохранили первичные концентрации FME, следует отметить, что уровень концентрации бора в Игноильском адакитовом некке и адакитовых дайках Чалкинской палеопостройки идентичен, и равен 6.0-6.9 ppm. Для адакитов из дайковой фазы Чалкинской палеовулканической постройки нами получены также близкие субвулканидам Игноилы значения В/Ве отношения на уровне 3.4-4.7, а учитывая данные по лавам и туфам древней адакитовой серии величина В/Ве отношения варьирует от 0.8 до 4.74.

В/Ве отношение в адакитах фанерозойских комплексов Панамы [4] составляет - 6.76 ± 1.01 , что значительно ниже значений полученных для андезитов БАДР известково-щелочной серии - 11.3 ± 6.10 . В вулканидах дуги Вануату, величина В/Ве отношения значительно варьирует, составляет в среднем 18.2 ± 12.60 , а наибольшие значения получены для пород Центрально-Американской дуги, в которой В/Ве отношение достигает 36.5, но также со значительными вариациями в серии (36.5 ± 30.2) [5].

Таким образом очевидно, что адакиты (как архейского, так и фанерозойского возраста) показывают самые низкие концентрации FME элементов, в отличие от магматических систем, генерируемых из области метосоматизированного флюидами мантийного клина (БАДР-АДР серий фанерозоя), для которых концентрации FME элементов максимальны, что хорошо коррелирует с моделью формирования адакитов в ходе непосредственного плавления субдуцируемого мафического слэба, когда весь бор и прочие флюид-мобильные элементы были удалены из него на ранней стадии дегидротации.

Наблюдаемые концентрации бора в ассоциирующих с адакитами высоко -Nb, байяитовой, БАДР и толеитовых сериях находятся в интервале от 1.1-11.9 ppm, что соответствует его содержанию в фанерозойских адакитах и примерно идентично характеристике изучаемых нами в архейских адакитовых системах (1.1-6.9 ppm), за исключением БАДР-Nb обогащенной серии Остерской структуры (В-18 ppm). Концентрация Ве в древнем островодужном комплексе (0.9-1.5 ppm) в среднем ниже, чем в адакитах. Более высокими выглядят содержания Cs в ассоциирующих с адакитами вулканидах (уровень концентраций 2.9-4.6 ppm), хотя в качестве исключения можно называть адакитовые дайки Чалкинской структуры, в которых Cs часто превышает 6-8 ppm.

Таким образом, адакиты и вулканиды прочих серий существенно различаются лишь по Li, а обогащение FME элементами в расплавах генерируемых в области мантийного клина (БАДР, байяитово и др.) четко не проявлено. Данный вывод на первый взгляд не укладывается в ожидаемые тенденции и несколько противоречит модели формирования островодужных андезитовых систем при плавлении флюид-обогащенной области мантийного клина.

Однако, в случае если субдукция затрагивает молодую (<20 млн.лет) «горячую» океаническую кору при пологом погружении, прогрессивный метаморфизм, связанный с увеличением РТ-параметров по мере погружения слэба, приводит к тому, что большая часть бора и прочих FME, еще в начале метаморфических преобразований, выносятся из слэба, постепенно обедняя им флюидную фазу при стабильной концентрации Ве, следствием чего и является тот факт, что метасоматизированный мантийный клин в зоне плавления имеет низкие величины В/Ве отношения [1]. Таким образом, весь ансамбль формирующегося островодужного комплекса будет характеризоваться близкими, не высокими концентрациями FME элементов.

В противоположность, при субдукции древней (>20 млн.лет) океанической коры, В-Ве система является стабильной и по достижению больших глубин, что при дегидратации приводит к переносу бора флюидами в область мантийного клина и отражается в высоких значениях В/Ве отношений в расплавах формирующихся на данном уровне [2, 6].

Резюмируя, следует подчеркнуть, что FME систематика древнейших адакитовых вулканидов Карельского кратона может является дополнительным аргументом подтверждающих существования горячих пологих субдукционных систем в мезоархее, на уровне 3 млрд.лет.

In the past few years the study of Phanerozoic subduction systems has been carried out with an emphasis on the В/Ве systematics of volcanics formed in these settings [1].

As boron (В) is one of the elements most mobile in a fluid phase, it can serve as a chemical marker of the existence of deep fluids [2]. Beryllium (Ве) is a less mobile element that can be

transported in a slab to a deeper level without substantial redistribution [3]. Thus, on one hand, a high solubility of boron by a fluid phase and, on the other, a more stable beryllium behaviour in this process make it possible to obtain a petrologically significant ratio (B/Be) that shows the contribution of fluid to magma generation of melts in subduction systems and does not vary with the degree of partial melting and fractionation of melt.

In addition to boron, such FME as Li, Be and As can be used to assess the contribution of fluid to the formation of andesitic melts, but analysis of their behaviour can make interpretation more difficult, for example, in connection with the well-defined chalcophilic nature of As.

The goal of the present research was to study the FME-systematics of the oldest Mesoarchean island-arc complex in the Fennoscandian Shield (Hautavaara megastructure, Central Karelia) to throw light on other characteristics of early subduction processes.

To correctly use the FME-systematics of rocks in reconstruction of the conditions of Archean magma generation, the parameters of possible geochemical alteration of rock lithotypes during regional metamorphic events should be estimated.

The volcanics and subvolcanics studied differ in the degree of metamorphic preservation and secondary reworking. Average H₂O concentrations in volcanics from the island-arc complex are as small as 0.15-0.17 wt.%, and loss on ignition varies from 1.6 to 2.1 wt.%, showing that the rocks are well-preserved. CIA for lavas and subvolcanics from the island-arc complex varies from 46 to 52, showing a low degree (or the complete absence) of chemical weathering. Furthermore, the presence of Ce anomaly ($Ce/Ce^* = 3Ce_n / (2La_n + Nd_n)$) is an essential marker of chemical weathering. Volcanics and subvolcanics from Ignoila, Hautavaara and Chalka have $Ce/Ce^* = 0.86-1.15$, which does not suggest active chemical weathering. Thus, based on the data obtained, we hope that the FME-system is well-preserved in the oldest island-arc complex of the Vedlozero-Segozero greenstone belt located in Central Karelia. It should be emphasized that chemical composition is best-preserved in subvolcanics.

The goal of our research was to study the initial phases of the formation of the subduction system, namely adakites and spatially related tholeiitic and bahaiitic types of BADR volcanics that reflect further stages in the evolution of the system.

The concentration of fluid-mobile elements (FME) and B/Be ratio in the oldest (3.05-2.99 Ga) island-arc volcanics from the Vedlozero-Segozero greenstone belt are shown in Table 1.

The oldest adakites exhibit considerable variations in boron, beryllium and B/Be ratio in different lithofacies varieties of adakitic-series rocks, supporting the assumption that the FME-system is depleted to a varying degree. It is more probable that subvolcanics have preserved primary FME concentrations. Assuming that, it should be noted that boron concentrations in the Ignoila adakitic neck and those in adakitic dykes from the Chalka paleostructure are identical (6.0-6.9 ppm). For adakites from the dyke phase of the Chalka paleovolcanic edifice we obtained B/Be ratios of 3.4-4.7, similar to those of Ignoila subvolcanics, and, considering available data on lavas and tuffs of the old adakitic series, the B/Be ratio varies from 0.8 to 4.74.

The B/Be ratio of adakites from Phanerozoic complexes of Panama [4] is 6.76 ± 1.01 , which is much lower than the values obtained for calc-alkaline-series BADR-andesites (11.3 ± 6.10). In Wanuatu Arc volcanics, the B/Be ratio varies substantially, averaging 18.2 ± 12.60 , and the highest values were obtained for rocks from the Central American Arc, in which the B/Be ratio is as high as 36.5, but also with considerable variations in the series (36.5 ± 30.2) [5].

Thus, it is obvious that adakites (of both Archean and Phanerozoic ages) show the lowest FME concentrations, in contrast to magmatic systems generated from the fluid-metasomatized mantle wedge domain (Phanerozoic BADR-ADR series) for which FME concentrations are maximum, which correlates well with a model of adakite formation during direct melting of a subducted mafic slab, when all of boron and other fluid-mobile elements were removed from it at an early stage of dehydration.

The boron concentrations observed in high-Nb, bahaiitic, BADR and tholeiitic series, associated with adakites, vary from 1.1-11.9 ppm, which agrees with boron concentrations in Phanerozoic adakites and are roughly identical to the characteristics of those studied by the author in Archean adakitic systems (1.1-6.9 ppm), except the BADR-Nb-enriched series of the Oster structure (B-18 ppm). The Be concentration in the oldest island-arc complex (0.9-1.5 ppm) is lower on the average than that in adakites. Cs concentrations in adakite-associated volcanics are higher (concentration level 2.9-4.6 ppm), except for adakitic dykes from the Chalka structure, where Cs is often over 6-8 ppm.

Thus, adakites and volcanics of other series differ substantially only in Li, and FME enrichment in the melts generated in the mantle wedge domain (BADR, bahiaites etc.) is indistinct. At first sight, this conclusion disagrees with the tendencies expected and slightly contradicts with a model of formation of island-arc andesitic systems upon melting of the fluid-enriched domain of the mantle wedge.

However, if subduction affects a young (<20 Ma) “hot” oceanic crust upon gently dipping subsidence, then as a result of prograde metamorphism, associated with an increase in PT-parameters in the course of slab subsidence, most of boron and other FME are removed from the slab at the beginning of metamorphic alterations, gradually depleting the fluid phase in it, Be concentration being stable. As a result, the metasomatized mantle wedge in the melting zone has a low B/Be ratio [1]. Thus, the entire ensemble of the island-arc formed will show similar, low FME concentrations.

In contrast, upon subduction of an old (>20 Ma) oceanic crust, the B-Be system remains stable even at greater depths, which, upon dehydration, results in the transport of boron by fluids to the mantle wedge domain and is reflected in higher B/Be ratios in the melts generated on this level [2, 6].

To sum up, it should be emphasized that the FME systematics of the oldest adakitic volcanics from the Karelian Craton could provide another argument in favour of the existence of hot gently dipping subduction systems in Mesoarchean time on the 3 Ga level.

Литература – References

- Mohan M, Kamber B.S., Piercey S.J. Boron and arsenic in highly evolved Archean felsic rocks: Implications for Archean subduction processes // *Earth and Planetary Science Letters*. V. 274. 2008. P. 479–488.
- Leeman, W.P., Sisson, V.B., Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes // *Boron. Rev. Mineral.* 1996. P. 645–707.
- Tatsumi, Y., Isoyama, H., Transportation of beryllium with H₂O at high-pressures—implication for magma genesis in subduction zones // *Geophys. Res. Lett.* V.15. 1988. P.180–183.
- Tamascak P.B., Ryan J.G., Defant M.J. Lithium isotope evidence for light element decoupling in the Panama subarc mantle // *Geology*. V.28. 2000. P. 507-510.
- Chan L.H., Leeman W.P., You C.F. Lithium isotopic composition of Central American volcanic arc lavas: Implications for modification of the sub-arc mantle by slab-Derived fluids // *Chem. Geol.* V.160. 1999.P.255-280.
- Leeman, W.P., Carr, M.J., Morris, J.D., Boron geochemistry of the central-American volcanic arc — constraints on the genesis of subduction-related magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta.* V.58. 1994. P.149–168.

АРХЕЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ - КЛЮЧ К РЕКОНСТРУКЦИИ РАННИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Светова А.И., Светов С.А., Назарова Т.Н.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, ssvetov@krc.karelia.ru

ARCHEAN SEDIMENTARY SEQUENCES OF GREENSTONE BELTS: A KEY TO RECONSTRUCTION OF EARLY GEODYNAMIC EVENTS

Svetova A.I., Svetov S.A., Nazarova T.N.

Institute of Geology, KarRC, RAS, Petrozavodsk, ssvetov@krc.karelia.ru

Геохимический состав осадочных ассоциаций является функцией взаимодействия многих факторов: специфики источников сноса, условий выветривания, массопереноса, седиментогенеза, метаморфизма и пр. Геодинамическое положение питающих областей максимально контролирует состав осадочных ансамблей [1], и как следствие, их химизм является надежным маркером палеогеодинамической приуроченности. [2-6].

В случае если геодинамические реконструкции проводятся на основе реликтов магматических ассоциаций, что является стандартным случаем для мезоархейских систем, детальный анализ

осадочных породных последовательностей ассоциирующих с вулканитами, позволяет восполнить данные об эродированных комплексах, что делает эволюционные построения более корректными.

В настоящем докладе, мы приводим результаты исследований древнейшего на территории Фенноскандинавского щита мезоархейского осадочного парагенеза, изучаемого в пределах фрагментов островодужного и океанического комплексов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, расположенного на западном обрамлении Ведлозерского блока.

Характеристической чертой зеленокаменного пояса является хорошая сохранность в его пределах стратотектонических ассоциаций (СТА) островодужного БАДР-адакитового (3.05-2.95 млрд. лет), океанического коматиит-базальтового (3.05-2.95 млрд. лет) и окраинноконтинентального АДР-адакитового (2.90-2.85 млрд. лет) типов. Фрагмент древнейшего островодужного комплекса представлен реликтами палеовулканических построек, сложенных дифференцированной БАДР-ассоциацией известково-щелочного ряда и вулканитами, субвулканитами адакитовой и толеитовой серии.

Морфологически парагенез сформирован глыбовыми, агломератовыми, тонкими туфами в переслаивании с подушечными, массивными, миндалекаменными лавами, лавобрекчиями и кластолавами общей мощностью до 2.5 км. Максимальная сохранность разрезов островодужного комплекса отмечается в юго-западной части террейна в пределах Хаутаваарской мегаструктуры (включающей Хаутаваарскую, Игноильскую, Чалкинскую, Няльозерскую палеовулканические структуры). Для ассоциации имеются следующие геохронологические данные по Игноильской структуре: U-Pb возраст лав андезитов составляет 2945 ± 19 млн. лет [7], возраст андезидацитового некка - 2995 ± 20 млн. лет [8].

На основе литологических исследований установлено, что в пределах БАДР-адакитовой ассоциации широким распространением пользуется вулканогенно-осадочный парагенез, сформированный в областях палеодепрессий и представленный грубослоистыми пачками мелкообломочных туфов-туффитов. Перерывы в эксплозиях маркировались маломощными слоями хемогенных силицитов и алевролитов. Снижение вулканической активности в островодужной системе приводит к выравниванию палеорельефа бассейнов и формированию ритмитов (туф-туффит-туфопесчаник-силицит-графитистый алевролит), с мощностью слойков от 0.05 - 0.2 до 0.8 м, с тонкой горизонтальной, волнистой, реже градационной слоистостью. Тонкая рассеянная вкрапленность сульфидов свидетельствует в пользу существования восстановительных условий в бассейне седиментации. Расширение области распространения тонких осадков, характерных для преддугового бассейна, фиксируется по сохранившимся разрезам географически разобщенных палеодепрессий с близким характером породных ансамблей общей мощностью 300-500 м. Отложение пород происходило за счет разрушения палеопостроек.

На этом уровне так же появляются продукты разрушения мафитовой толщи - зеленые мафитовые граувакки, амфиболовые силициты, формирование которых происходит за счет эрозийного разрушения обдуцируемого мафического аллохтона. Все седиментологические особенности этой пачки отражают тектоническую активность, запечатленную в слоях с воднооползневыми текстурами, седиментогенными грубыми брекчиями (зона автокластического меланжа), глыбовыми конгломератами. При этом автокластический меланж представлен 15 м слоем, в котором нижележащие осадки (тонкослоистые дацитовые и кремнистые туффиты) в виде деформированных, изогнутых фрагментов (размером до 0.8 - 2.0 м.) заключены в цементе графитистых алевролитов.

В области задугового бассейна туфы и тонкие осадки постепенно сменяются вулканотерригенными и терригенными породами - вулканомиктовыми аренидами, субаркозовыми аренидами, с редкими слоями силицитов и алевролитов. В минеральном составе аренидов, в тяжелой фракции преобладают: апатит, циркон, рутил, турмалин, эпидот, альбит - свидетельствующие о расширении области денудации, размыве пород гранитоидного ряда (фундамента или гранитных массивов). Седиментогенные особенности терригенных пород - разнозернистость (от мелко до грубозернистых); линзовидная, волнистая, флазерная, градационная слоистость - отражают обстановку формирования осадков в приливно-отливной зоне бассейна в условиях трансгрессивно-регрессивного режима и действия единичных мутьевых потоков.

На основе детального анализа осадочных литотипов мафитовых толщ Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, представленных коматиит-базальтовой ассоциацией с возрастом около 3.1 - 3.0 млрд лет, можно сделать следующие выводы:

Исследованные седиментационные ансамбли «офиолитоподобных» толщ мезоархейских океанических комплексов близки осадкам классических фанерозойских офиолитов Кипра, и представлены туфами и туффитами мафитов, силицитами, алевролитами, обогащенными глинистым и органическим веществом, кремнеземом, железом, серой, связанным с эксгальационно-гидротермальными выносами черных «курильщиков».

Глубоководные обстановки породотложения характерны для коматиитов, плагиофировых базальтов в Хаутаваарской, Койкарской, Паласельгинской структурах, сформированными в условиях океанического плато за счет деятельности вулканов трещинного типа. Формирование характерного парагенеза подушечных, массивных лав и гиалокластитов (Хаутаваара, Койкары, Семчь, Паласельга, Совдозеро) привязывается вероятнее всего к вулканам центрального типа существующим в более мелководной обстановке с расчлененным рельефом.

Кроме того, нами выявлены обстановки седиментации, ассоциирующие с «вне осевыми» вулканическими постройками ОИВ-типа (Паласельгинская и Совдозерская структура).

В Койкарской структуре подтверждено совместное сосуществование коматиитовых и базальтовых вулканических центров.

Установлено, что в составе стратиграфических последовательностей (по литологофациальным признакам и условиям седиментогенеза) существует тектоническое перемещение базальтовых толщ в Хаутаваарской структуре (признаки слайдерной тектоники) вызвавшее нарушение порядка следования фрагментов базальтового разреза, что привело к завышению мощности хаутаваарской серии в реконструированном разрезе на 600 м.

The geochemical composition of sedimentary associations is a function of interaction of many factors: the distinctive pattern of source areas, weathering conditions, mass transport, sedimentogenesis, metamorphism etc. The geodynamic position of source areas entirely controls the composition of sedimentary ensembles [1], and, consequently, their chemism is a reliable marker of paleogeodynamic confinement. [2-6].

If geodynamic reconstructions are made on the basis of relics of magmatic associations, which is a standard case for Mesoarchean systems, then detailed analysis of sedimentary rock sequences associated with volcanics makes it possible to replenish data on eroded complexes, making evolutionary reconstructions more correct.

In the present paper, we report the results of the study of the Fennoscandian Shield's oldest Mesoarchean sedimentary paragenesis studied within fragments of the island-arc and oceanic complexes of the Vedlozero-Segozero greenstone belts located on the western margin of the Vodlozero block.

Stratotectonic associations (STA) of island-arc BADR-adakitic (3.05-2.95 Ga), oceanic komatiitic-basaltic (3.05-2.95 Ga) and continental-margin ADR-adakitic (2.90-2.85 Ga) types are typically well preserved in the greenstone belt. The fragment of the oldest island-arc complex consists of relics of paleovolcanic edifices made up of a differentiated calc-alkaline-series BADR-association and adakitic- and tholeiitic-series volcanics and subvolcanics.

Morphologically, the paragenesis is formed of blocky, agglomeratic, fine tuffs that alternate with pillow, massive and amygdaloidal lavas and clastic lavas totalling up to 2.5 km in thickness. The sections of the island-arc complex are best-preserved in the southwestern part of the terrain in the Hautavaara megastructure (that includes the Hautavaara, Ignoila, Chalka and Nyalmozero paleovolcanic structures). For the association, the geochronological data on the Ignoila structure are as follows: the U-Pb age of andesitic lavas is 2945 ± 19 Ma [7], and the age of the andesitic-dacitic neck is 2995 ± 20 Ma [8].

Lithological studies have shown that a volcanic-sedimentary paragenesis, formed in paleodepression domains and made up of coarse-bedded members of fine-clastic tuffs-tuffites, is widespread in the BADR-adakitic association. Intervals in explosions were marked by thin chemogenic silicate and siltstone laminae. A decline in volcanic activity in the island-arc system results in the levelling of basin paleorelief and the formation of rhythmites (tuff-tuffite-tuffaceous sandstone-silicite –graphitic siltstone), with 0.05 - 0.2 to 0.8 m thick laminae and fine, horizontal, undulating and less common graded lamination. Fine sulphide dissemination suggests the existence of a reducing environment in the sedimentation basin. The expansion of the distribution area of fine sediments, characteristic of a fore-arc basin, is indicated by the preserved sections of geographically separated paleodepressions with a similar pattern of rock ensembles totalling c 300-500 m in thickness. The rocks were deposited by destruction of paleoedifices.

The rocks that occur on this level, such as green mafic graywackes and amphibole silicites, were produced by destruction of a mafic unit at the expense of erosional destruction of an obducted mafic allochthone. All of the sedimentological characteristics of this member reflect tectonic activity imprinted in water slumping-structured beds, sedimentogenic coarse breccias (autoclastic mélange zone) and blocky conglomerates. An autoclastic mélange is represented by a 15 m layer, in which underlying sediments (finely laminated dacitic and siliceous tuffites), occurring as deformed, curved fragments, up to 0.8 – 2.0 m in size, are supported by a graphitic siltstone matrix.

In the back-arc basin domain, tuffs and fine sediments are gradually succeeded by volcanic-terrigenous rocks such as volcanomictic arenites and subarkosic arenites with scarce silicate and siltstone beds. In the mineral composition of arenites, the heavy fraction is dominated by apatite, zircon, rutile, tourmaline, epidote and albite that indicate the expansion of the denudation domain and the erosion of granitoid-series rocks (basement or granitic massifs). The sedimentological characteristics of terrigenous rocks, such as different grain sizes (from fine to coarse grains); a lenticular, undulating, flaser and graded bedding, show that the sediments were formed in the tidal zone of the basin, in a transgressive-regressive regime and were affected by scarce turbidity currents.

Detailed analysis of sedimentary lithotypes of the mafic units of the Vedlozero-Segozero greenstone belt, represented by a ca. 3.1-3.0 Ga komatiitic-basaltic association has led the authors to draw the following conclusions:

The sedimentary ensembles of the “ophiolite-like” units of Mesoarchean oceanic complexes are similar to sediments of classical Phanerozoic ophiolites from Cyprus, and are represented by tuffs and tuffites of mafic rocks, silicites and siltstones enriched in argillaceous and organic matter, silica, iron and sulphur associated with exhalative-hydrothermal exhumation of black “smokers”.

Deep-water rock deposition environments are characteristic of komatiites and plagiophyric basalts in the Hautavaara, Koikary and Palaselga structures produced under oceanic plateau conditions by the activity of fissure-type volcanoes. The formation of the characteristic paragenesis of pillow and massive lavas and hyaloclastites (Hautavaara, Koikary, Semch, Palaselga and Sovdozero) is most probably tied to central-type volcanoes that existed in a shallower-water setting with a rugged relief.

Furthermore, we have revealed sedimentation settings associated with the “extra-axial” OIB-type volcanic structures (Palaselga and Sovdozero structures).

In the Koikary structure, the co-existence of komatiitic and basaltic volcanic centres was corroborated.

It has been found out that within stratigraphic sequences (indicated by lithologic-facies characters and conditions of sedimentogenesis) there exists tectonic migration of basaltic units in the Hautavaara structure (signs of spider tectonics) that disturbed the succession of the fragments of the basaltic unit. As a result, the thickness of the Hautavaara series in the reconstructed unit was overestimated by 600 m.

Литература – References

- Петтиджон Ф.Д. Осадочные породы., М.Недра, 1981, 751с. || Pettijohn, F.D. Sedimentary rocks., M.Nedra, 1981, 751p.
Bhatia M.R. // J. Geology, 1983, pp.611-627.
Bhatia M.R., Crook K.A.// Contrib Mineral Petrol, 1986, pp.181-193.
Camire G.E., Lafleche M.R., Ludden J.N. // Precambrian Research 62, 1993, pp.285-305.
Вонжур J.L., Dabard M.P.// Chemical Geology, 91, 1991, pp.257-267
Fedo C.M., Eriksson K.A., Krogstad E.J.// Geochimica et Cosmochimica Acta, V.60, No:10, 1996, pp. 1751-1763.
Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченков О.А., Сергеев С.А., Яковлева С.З., Гороховский О.А. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология, т.2., №3. 1994. С. 266-281. || Ovchinnikova, G.V., Matrenichev, V.A., Levchenkov, O.A., Sergeev, S.A., Yakovleva, S.Z. and Gorokhovskiy, O.A. U-Pb and Pb-Pb isotope studies of mafic volcanics from the Hautavaara greenstone structure, Central Karelia // Petrologia, Vol.2., No.3. 1994. P. 266-281.
Сергеев С.А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии // Автореф. дисс... канд. г.-м.н. 1989. 24с. || Sergeev, S.A. Geology and isotope geochronology of Archean granite-greenstone complexes of Central and Southeastern Karelia // Abstr. Cand Sc. (Geol.-Min.). Thesis 1989. 24 p.

ПОЗДНЕАРХЕЙСКАЯ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ ОБЛАСТЬ КАРЕЛИИ (СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ)

Свириденко Л.П.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

LATE ARCHEAN GRANITE-GREENSTONE PROVINCE OF KARELIA: STRUCTURE AND CONDITIONS OF FORMATION

Sviridenko L.P.

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia

Существуют три главных проблемы позднеархейской гранит-зеленокаменной области Фенно-скандинавского щита: 1) происхождение зеленокаменных поясов; 2) соотношение зеленокаменных поясов с окружающими гранито-гнейсовыми ареалами; 3) фундамент зеленокаменных поясов и его происхождение.

Имеющиеся точки зрения на природу позднеархейских зеленокаменных поясов (рифты, островные дуги и др.) служат признаком неоднозначности решения проблемы происхождения гранит-зеленокаменной области. В пользу того, что она представляет собой гранитизированный позднеархейский вулканогенно-осадочный чехол с реликтовыми зеленокаменными поясами свидетельствует наличие среди гранито-гнейсовых ареалов амфиболизированных потоков толеитовых базальтов, сопоставимых по химическому составу с базальтами зеленокаменных поясов [4]. Кроме того, контакты индивидуальных зеленокаменных поясов с окружающими гранито-гнейсами не имеют четкого стратиграфического положения. Как правило, в процессы гранитизации вовлекаются близкие по составу осадочные породы, а плотные базальты лавовых потоков устойчивы к гранитизации и, контактируя почти повсеместно, с обрамляющими мигматизированными гранито-гнейсами (независимо от положения в разрезе), они создают реликтовый характер зеленокаменных поясов (см. рис.).

Большое значение для понимания строения и состава позднеархейской гранит-зеленокаменной области имеет геологическое строение Лехтинской структуры в ее краевой части на границе с Беломорским геоблоком [2]. Дробление протокоры здесь предшествовало формированию Беломорско-Кольского сводового воздымания и области Карельского опускания, где сформировался обширный мелководный бассейн, в котором до начала вулканизма отложились терригенные породы (аркозы, арены, алевролиты и др.), мощность которых достигала 1000 м. Мощные толщи терригенных пород латерально с юга на север Беломорской шовной зоны сменяются осадочно-вулканогенными и вулканогенными.

Литологические особенности терригенных пород свидетельствуют об их формировании в условиях циклического трансгрессивно-регрессивного осадконакопления при общем компенсированном прогибании дна мелководного бассейна [1] и наличие мощной терригенной толщи в основании гранит-зеленокаменной области является результатом разрушения сиалического фундамента.

Пограничная зона Беломорско-Кольского поднятия и Карельского опускания в ходе знаменитых движений развивалась вначале по типу пологого флексурного изгиба, а затем в режиме левостороннего сдвига. Сочетаниями радиальных и горизонтальных движений было обусловлено формирование систем главных разрывных нарушений и косоориентированных к ним сколовых зон растяжения с формированием расколов глубинного (мантийного) заложения. Граница между породами Беломорского и Карельского геоблоков имеет характер соотношения чехла и фундамента. В структуре лопийского чехла в пределах, шовной зоны наблюдается чередование грабен-синклиналей и блоково-купольных структур, в то время как Беломорский комплекс имеет сложно-купольную структуру.

В целом, супракрустальные породы раннего лопия в пределах рассматриваемой территории выступают в роли осадочно-вулканогенного чехла. В современной структуре восточной части Фенно-скандинавского щита (см. рис.) выделяемые зеленокаменные пояса, представляют собой эрозионно-тектонические реликтовые останцы регенерированного чехла.

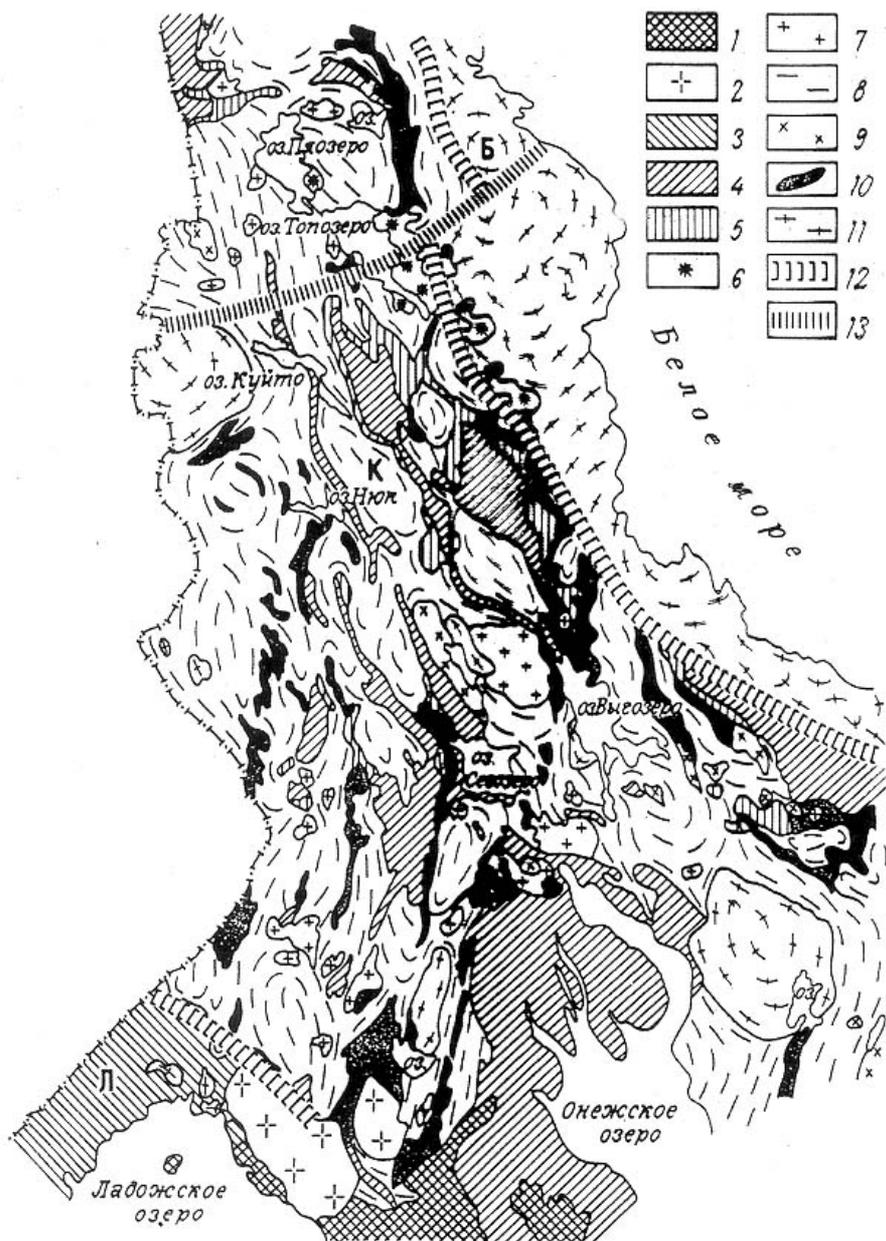


Рис. Схема геологического строения Карелии.

1 – вулканогенно-осадочные породы платформенного чехла (рифей, венд); 2 – граниты рапакиви; 3 – раннепротерозойские породы Ладожского геоблока; 4 – вулканогенно-осадочные породы протоплатформенного чехла (ятулий-суйсарий), представляющие вулканогенно-осадочный слой Карельского геоблока; 5 – вулканогенно-осадочные породы сариолия; 6 – интрузии чарнокитов. Верхний архей: 7 – интрузии плагиомикроклиновых лейкогранитов; 8 – магматит-граниты и мигматиты, развивающиеся по лопийскому вулканогенно-осадочному чехлу; 9 – малоглубинные умереннокислые гранитоиды (тоналиты, плагиокраниты); 10 – лопийские реликтовые вулканогенно-осадочные образования. Нижний архей: 11 – тоналито-гнейсы, плагиогранито-гнейсы древнейшего фундамента с реликтами гранулитового комплекса («диоритовый» слой земной коры); шовные зоны между геоблоками по геофизическим данным; 13 – межблоковый глубинный разлом по геофизическим данным.

Fig. Scheme showing the geological structure of Karelia.

1 – volcanic-sedimentary rocks of the platform cover (Riphean, Vendian); 2 – rapakivi granites; 3 – Early Proterozoic rocks of the Ladoga geoblock; 4 – volcanic-sedimentary rocks of the protoplatform cover (Jatulian-Suisarian) that make up a volcanic-sedimentary layer of the Karelian geoblock; 5 – Sariolian volcanic-sedimentary rocks; 6 - Charnockite intrusion. Upper Archean: 7 – plagiomicrocline leucogranite intrusions; 8 – magmatite-granites and migmatites evolving after the Lopian volcanic-sedimentary cover; 9 – shallow-depth moderately acid granitoids (tonalities and plagiogranites); 10 – Lopian relict volcanic-sedimentary rocks. Lower Archean: 11 – tonalite-gneisses and plagiogranite-gneisses of the oldest basement with relics of a granulitic complex (“diorite” layer of the Earth’s crust); 12 – suture zones between the geoblocks, as shown by geophysical data; 13 – interblock deep fault, as shown by geophysical data.

Одной из центральных проблем геологии раннего докембрия является проблема первичной природы площадей кратонов между зеленокаменными поясами. В Центральной части Карельского кратона этой площади соответствует крупная региональная отрицательная гравитационная аномалия и купольный характер структур обусловленный процессами разуплотнения при региональной гранитизации позднеархейских вулканогенно-осадочных пород, осуществляющейся в условиях сводового воздымания [3]. На фоне отрицательного гравитационного поля лопийского вулканогенно-осадочного чехла блоки фундамента архейской гранит-зеленокаменной области фиксируются слабоболожительными гравитационными аномалиями, достигающими в современном эрозионном срезе 30 мгл. Фундамент представлен породами диафторированного гранулитового комплекса (диорито-гнейсами, тоналито-гнейсами, пироксеновыми амфиболитами с реликтами двупироксеновых кристаллических сланцев и гиперстен-биотитовых плагиогнейсов). При этом РТ условия диафтореза сопоставимы с соответствующими условиями прогрессивного регионального метаморфизма лопийского вулканогенно-осадочного чехла. Интенсивный диафторез также сказывается на изотопном датировании комплекса фундамента, так как изотопный возраст его совпадает с возрастом гранитизированного лопийского вулканогенно-осадочного чехла, составляя преимущественно 2800-2700 млн. лет. В настоящее время получены лишь единичные изотопные датировки древнее 3500 млн. лет [5].

Присутствие в современном эрозионном срезе комплекса древнейшего фундамента свидетельствует о преимущественно вертикальных перемещениях и о связи геодинамических обстановок с глыбово-волновыми колебательными движениями.

There are three major problems in the Late Archean granite-greenstone province of the Fennoscandian Shield: 1) the genesis of greenstone belts; 2) relationship between greenstone belts and surrounding granite gneiss areas; 3) the basement of the greenstone belts and its origin.

The nature of Late Archean greenstone belts (rifts, island arcs etc.) is the subject of debate, and the genesis of the granite-greenstone province is a problem approached in different ways. Some authors believe that it is a Late Archean granitized volcanic-sedimentary cover with relict greenstone belts. This point of view is supported by the occurrence of amphibolized tholeiitic basalt flows, comparable in chemical composition with greenstone belt basalts, among granite gneiss areas [4]. Furthermore, the contacts of individual greenstone belts with surrounding granite gneisses have no distinct stratigraphic position. The rocks involved in granitization processes are usually similar in composition, and dense lava flow basalts are resistant to granitization and contact surrounding migmatized granite gneisses almost everywhere, regardless of their position in the sequence, to create a relict pattern of greenstone belts (see Fig.).

The geological pattern of the Lehta structure margin at the boundary with the Belomorian geoblock is essential for understanding the structure and composition of the Late Archean granite-greenstone province [2]. Here, breaking-up of the protocrust preceded the Belomorian-Kola arched uplift and the Karelian subsidence domain, where a large shallow-water basin was formed. A ca. 1000 m thick pile of terrigenous rocks, such as arkoses, arenites, siltstones etc., was deposited in the basin. Thick terrigenous rock units pass laterally from the southern to the northern Belomorian suture zone into sedimentary-volcanic and volcanic rocks.

The lithological characteristics of the terrigenous rocks suggest that they were formed under cyclic transgressive-regressive sedimentation conditions accompanied by a general compensated warping of the bottom of the shallow-water basin [1], and a thick terrigenous unit that forms the base of the granite-greenstone province was produced by destruction of the sialic basement.

During sense-variable movement the Belomorian-Kola uplift-Karelian subsidence boundary zone evolved initially as a gently dipping flexure bend and then in a left-hand shear regime. Combination of radial and horizontal movements gave rise to major fault systems and extension shear zones obliquely oriented to them, forming deep-seated (mantle) cracks. The boundary between rocks of the Belomorian and Karelian geoblocks exhibits a cover-basement relation pattern. The Lopian cover pattern in the suture zone is formed by alternation of graben-synclines and block-domal structures, whereas the Belomorian complex has a composite-domal structure.

Early Lopian supracrustal rocks in the territory discussed generally act as a sedimentary-volcanic cover. In the modern structure of the eastern Fennoscandian Shield (see Fig.) the greenstone belts are erosional-tectonic relict remnants of a regenerated cover.

One of major problems in Early Precambrian geology is the primary nature of craton areas between greenstone belts. In the Central Karelian craton, a big regional negative gravity anomaly and a domal pattern of structures produced by decompaction upon regional granitization of Late Archean volcanic-sedimentary rocks under arched uplift conditions, correspond to such an area [3]. The basement blocks of the Archean granite-greenstone province are indicated by slightly positive gravity anomalies, up to 30 mgl in the present erosion section, against a negative gravity field of the Lopian volcanic-sedimentary cover. The basement consists of rocks of a retrogressed granulitic complex (diorite-gneisses, tonalite-gneisses, pyroxene-amphibolites with relics of bipyroxene schists and hypersthene-biotite plagiogneisses), the PT- conditions of diaphthoresis being comparable to those of prograde regional metamorphism of the Lopian volcanic-sedimentary cover. Intense diaphthoresis also affects isotopic dating of the basement complex, because its isotopic age, dominantly 2800-2700 Ma, coincides with the age of the Lopian granitized volcanic-sedimentary cover. Isotopic ages older than 3500 Ma obtained so far are scarce [5].

The presence of the oldest basement complex in the present erosion section provides evidence for dominantly vertical movements and the relation of geodynamic settings to block-undulatory oscillating movements.

Литература – References

Светов А.П., Свириденко Л.П. Новые данные по геологии раннелопийских образований зоны сочленения Беломорского и Карельского геоблоков (район оз. Н. Летнее-Шуезеро-Вермас). Геология и петрология. Оперативно-информационные материалы. Петрозаводск, 1989. С. 3-6. || Svetov A.P. & Sviridenko L.P. New data on geology of Early Lopian rocks from the contact zone between the Belomorian and Karelian geoblocks (Lake N.Letneye-Shuezero-Vermas area). Geology and petrology. Latest information. Petrozavodsk, 1989. P. 3-6.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 200 с. || Svetov A.P. & Sviridenko L.P. Magmatism of suture zones on the Baltic Shield. L.: Nauka, 1991. 200 p.

Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л.: Наука, 1974. 155 с. || Sviridenko L.P. Early Precambrian metamorphism and granite formation in West Karelia. L.: Nauka, 1974. 155 p.

Свириденко Л.П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л., 1980. 216 с. || Sviridenko L.P. Granite formation and problems in the formation of the Precambrian Earth's crust. Examples from Karelia. L., 1980. 216 p.

Mutanen T., Nuhma H. The 3.5 Ga Siurua iron-dijemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland. Bull Geol, Soc, Finl, 2003, vol. 75(1-2) p.p. 51-68

ТИПЫ АРХЕЙСКИХ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СИСТЕМ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА И ГЕОДИНАМИКА АРХЕЯ

Слабунов А.И.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, slabunov@krc.karelia.ru

TYPES OF ARCHEAN GRANITE-GREENSTONE SYSTEMS IN THE FENNOSCANDIAN SHIELD AND ARCHEAN GEODYNAMICS

Slabunov A.I.

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, slabunov@krc.karelia.ru

«Гранит-зеленокаменные системы», т.е. совокупность зеленокаменных поясов и сопряженных с ними фрагментов гранито-гнейсовых ареалов, являются естественными, картируемыми структурами. Вместе с тем, эти структуры, как правило, не являются фрагментами единых геодинамических систем, генетическая связь всех их компонентов далеко не очевидна и в каждом конкретном случае являются предметом специальных исследований.

Классификация гранит-зеленомаменных систем возможна на основе различных критериев, наиболее важными из которых представляются следующие :

1) По соотношению времени формирования сопряженных зеленокаменных и гранитоидных комплексов (например, «первичные» и «вторичные» зеленокаменные пояса по: [1]);

2) По набору структурно-вещественных комплексов, слагающих зеленокаменные (парагнейсовые, сланцевые) пояса и генетически связанных с ними гранитоидов [2, 8, 10];

В пределах Фенноскандинавского щита по соотношению времени формирования сопряженных зеленокаменных и гранитоидных комплексов выделяются:

1. Энсиматические зеленокаменные пояса (например, Центрально-Беломорский [7], Колмозеро-Воронья и др.);

2. Энсиалические (например, Воче-Ламбинский, Маткалахтинский [4]);

3. Коллажи террейнов, т.е. тектонически совмещенные фрагменты (большая часть поясов) [3].

По набору структурно-вещественных комплексов, слагающих зеленокаменные (парагнейсовые, сланцевые) пояса:

4. Субдукционные вулканогенные (островодужные и активных континентальных окраин) образования;

5. Океанические ассоциации (офиолиты, океанические плато) с синхронными трондjemитами;

6. Ассоциации пород континентального рифтогенеза;

7. Комплексы бассейнов: молассовые, пулл-апартовые, преддуговые, задуговые.

Конкретные гранит-зеленокаменные системы, как правило, представляют собой коллажи из различных комплексов, среди которых выделяются пояса монокронные, т.е. состоящие из близких по времени формирования комплексов (например, Костомукшский [3, 4], и полихронные, состоящие из существенно различающихся по времени (например, Северо-Карельский [7], Ведлозерско-Сегозерский [6]).

Формирование отдельных зеленокаменных (сланцевых, парагнейсовых) комплексов, объединенных в состав гранит-зеленокаменных систем, часто происходило в очень разных геодинамических обстановках: субдукционных (островодужных и активных континентальных окраинах), спрединговых, плюмовых. Кроме того, рассматриваемые комплексы претерпевают метаморфические преобразования в ходе аккреционных и коллизионных процессов. Большая часть (за исключением древнейших) широкого спектра архейских гранитоидов (ТТГ, санукиитоиды, щелочные гранитоиды, граниты) формируется синхронно с теми или иными зеленокаменными комплексами [5, 8, 11 и ссылки там].

Формирование зеленокаменных (парагнейсовых, сланцевых) комплексов Фенноскандинавского щита происходило дискретно, в основном, в ходе четыре главных эпизод: 3,05-2,98 млрд. лет, 2,9-2,85; 2,82-2,78; 2,74-2,69 [8, 11]. Каждый из эпизодов заканчивался аккреционными процессами, приводившими к формированию новых фрагментов континентальной коры, хотя отмечаются и деструктивные процессы в виде континентального рифтогенеза [5, 8].

Общая динамика и продолжительность геодинамических процессов, запечатленных в комплексах архейских гранит-зеленокаменных систем Фенноскандинавского щита, сопоставима с циклом Вилсона [7]:

– начальная стадия, во время которой, вероятно, произошел распад «острова сиаля» (выделяется по косвенным признакам),

– ранняя стадия, во время которой в зонах субдукции формируется новая континентальная кора, в зонах спрединга и задуговых бассейнах – океаническая, а под воздействием плюмов – вулканические плато, происходят аккреционные процессы;

– средняя (коллизионная) стадия, когда происходит интенсивное взаимодействие континентальных плит (или микроплит), закрытие океанов, формируется структура континентальных блоков;

– поздняя стадия, во время которой происходит коллапс образовавшейся коллизионной системы;

– заключительная стадия, характеризуется слабой эндогенной активностью, предшествует началу нового цикла.

Продолжительность формирования континентальной коры восточной части Фенноскандинавского щита во второй половине архея в целом и ее главных стадий сопоставима с их продолжительностью в рамках классического цикла Вилсона: общая продолжительность – около 650 млн. лет (с 3,1 до 2,5 млрд. лет), в том числе, начальная стадия – около 50 млн. лет, ранняя – 330 млн. лет (3,05-2,72 млрд. лет), средняя (коллизийная) – 30 млн. лет (2,72-2,69 млрд. лет), поздняя – 110 млн. лет (2,69-2,58 млрд. лет), заключительная – 80 млн. лет (2,58-2,5 млрд. лет).

В рамках архейского этапа (цикла Вилсона) развития континентальной коры восточной части Фенноскандинавского щита выделяется два цикла второго порядка (цикл Бертрана по [9]): первый из них продолжительностью 200 млн. лет (3,05-2,85 млрд. лет) отвечает формированию аккреционного орогена в обрамлении Водлозерского микроконтинента [6], второй продолжительностью 300 млн. лет (2,88-2,58 млрд. лет) – Беломорского коллизийного орогена [7].

“Granite-greenstone systems”, i.e. greenstone belts combined with fragments of granite-gneiss areas, are natural mappable structures. At the same time, these structures, as a rule, are not fragments of integral geodynamic systems, the genetic relation of all of their constituents is not obvious and is the subject of special studies in each particular case.

Granite-greenstone belts can be classified on the basis of various criteria. The most essential criteria are:

1) Relationship between the time of formation of associated greenstone and granitoid complexes (e.g. “primary” and “secondary” greenstone belts according to [1]);

2) A combination of structural-mineralogical complexes that constitute greenstone (paragneiss and schist) belts and genetically related granitoids [2, 8, 10];

The following belts are identified in the Fennoscandian Shield on the basis of the time of formation of associated greenstone and granitoid complexes:

1. Ensimatic greenstone belts (e.g. the Central Belomorian belt [7], the Kolmozero-Voronya belt etc.);

2. Ensialic belts (e.g. the Voche-Lambino belt and the Matkalahta belt [4]);

3. Collages of terrains, i.e. tectonically overlapping fragments (most belts) [3].

On the basis of structural-mineralogical complexes that make up greenstone (paragneiss and schist) belts:

1. Subduction volcanogenic (island-arc and active continental margin) units;

2. Oceanic associations (ophiolites, oceanic plateaus) with simultaneous trondhjemites;

3. Rock associations generated by continental rifting;

4. Basin complexes: molasse, pull-apart, fore-arc and back-arc.

The granite-greenstone systems discussed are, as a rule, collages of monochronous belts that consist of complexes similar in the time of formation, e.g. the Kostomuksha belt [3, 4], and polychronous belts made up of complexes that differ considerably in the time of formation, e.g. the North Karelian [7] and Vedlozero-Segozero [6] belts.

Individual greenstone (schist and paragneiss) complexes that formed a part of granite-greenstone systems were often generated in different geodynamic settings: subduction (island-arc and active continental margin), spreading and plume. Furthermore, the complexes discussed have been metamorphosed during accretion and collision processes. Most of various Archean granitoids (TTG, sanukitoids, alkaline granitoids and granites), except the oldest granitoids, were formed simultaneously with greenstone complexes [5, 8, 11 and references therein].

In the Fennoscandian Shield, greenstone (paragneiss and schist) complexes were formed discretely, basically during four major episodes: 3.05-2.98 Ga, 2.9-2.85 Ga; 2.82-2.78 Ga and 2.74-2.69 Ga [8, 11]. Each of the episodes ended in accretion processes that gave rise to new fragments of the continental crust, though destructive processes, such as continental rift formation, are also observed [5, 8].

The general dynamics and duration of geodynamic processes reflected in the complexes of Archean granite-greenstone systems of the Fennoscandian Shield, are comparable with the Wilson cycle [7]:

- the initial stage, at which the “sialic island” must have disintegrated (identified by some indirect characters);

- an early stage, at which a new continental crust is formed in subduction zones, an oceanic crust is produced in spreading zones and in back-arc basins, plumes give rise to volcanic plateaus, and accretion processes take place;
- the middle (collision) stage, when continental plates (or microplates) interact actively, oceans are closed, and the structure of continental blocks is formed;
- a late stage, at which the collision system formed collapses;
- a final stage, characterized by low endogenous activity, which precedes a new cycle.

The duration of formation of the continental crust in the eastern Fennoscandian Shield in late Archean time and its major stages is comparable with their duration within the classical Wilson cycle: the total duration is ca. 650 Ma (from 3.1 to 2.5 Ga), including the initial stage – ca. 50 Ma, the early stage – 330 Ma (3.05-2.72 Ga), the middle (collision) stage – 30 Ma (2.72-2.69 Ga), the late stage – 110 Ma (2.69-2.58 Ga) and the final stage – 80 Ma (2.58-2.5 Ga).

At the Archean stage (Wilson cycle) in the evolution of the continental crust of the eastern Fennoscandian Shield, two second-order cycles are distinguished (Bertrand cycle after [9]): the first cycle that lasts 200 Ma (3.05-2.85 Ga) corresponds to the formation of an accretionary orogen on the Vodlozero microcontinent margin [6], and the second cycle that lasts 300 Ma (2.88-2.58 Ga) that corresponds to the formation of the Belomorian collisional orogen [7].

Литература – References

Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам южного полушария // Ранняя история Земли. Под ред. Б. Уиндли. М.: Мир. 1989. С. 264-285. || Glikson, A.Y. Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstone complexes; data on Southern Hemisphere shields // The Early history of the Earth. Ed. by B. Windley. M.: Mir. 1980. P. 264-285.

Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология). Отв. ред. Лобач-Жученко С.Б. Л.: Наука. 1988. 212 с. || Greenstone belts of the East European Platform basement: geology and petrology. Exec. Ed. Lobach-Zhuchenko, S.B. L.: Nauka. 1988. 212 p.

Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2000. 223 с. || Kozhevnikov, V.N. Archean greenstone belts of the Karelian Craton as accretionary orogens. Petrozavodsk: KarRC, RAS. 2000. 223 p.

Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. и др. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т.14. № 3. С. 19–41. || Kozhevnikov, V.N., Berezhnaya, N.G., Presnyakov, S.L. et al. Geochronology of zircon (SHRIMP-II) from Archean stratotectonic associations in the greenstone belts of the Karelian Craton: role in stratigraphic and geodynamic reconstructions // Stratigraphy. Geological correlation. 2006. V. 14. No. 3. P. 19–41.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000б. № 6. С. 26–42. || Lobach-Zhuchenko, S.B., Chekulaev, V.P., Arestova, N.A. et al. Archean terranes in Karelia: geological and isotopic-geochemical evidence // Geotectonics. 2000. V. 34. No. 6. P. 452–466.

Светов С.А. Магматические системы перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 230 с. || Svetov, S.A. Archean ocean-continent transition igneous systems of the eastern Fennoscandian Shield. Petrozavodsk: KarRC, RAS. 2005. 230 p.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. 298 с. || Slabunov, A.I. Geology and geodynamics of Archean mobile belts (example from the Belomorian province of the Fennoscandian Shield). Petrozavodsk: KarRC, RAS. 2008. 298 p.

Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. № 6. 2006. С. 3-32 || Slabunov, A.I., Lobach-Zhuchenko, S.B., Bibikova, E.V. et al. The Archean of the Baltic Shield: geology, geochronology and geodynamic settings // Geotectonics. 2006. V. 40. No. 6. P. 409-433.

Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность, ее возможные причины и общая направленность тектонической истории Земли // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир. 2001. С. 403–424. || Khain, V.E. Large-scale cyclicity, its possible reasons and the general directivity of the Earth's tectonic history // Basic problems in general tectonics. M.: Nauchny mir. 2001. P. 403–424.

Greenstone belts. Eds.: de Wit M. and Ashwal L.D. Oxford Monographs on Geology and Geophysics 35. 1997. 809 p.

Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Sorjonen-Ward P., Balagansky V.V., Volodichev O.I., Shchipansky A.A., Svetov S.A., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S. The Archaean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European Lithosphere Dynamics. Memoirs, 32. Eds.: Gee D. G. & Stephenson R. A. London: Geological Society. 2006. P. 627–644.

МЕЗОАРХЕЙСКИЙ ФРАГМЕНТ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ (ЦЕНТРАЛЬНО-БЕЛОМОРСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ)

Слабунов А.И.¹, Степанова А.В.¹, Бибикина Е.В.²

¹ ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия slabunov@krc.karelia.ru, stepanov@krc.karelia.ru

² ГЕОХИ РАН им. В.И.Вернадского, Москва, Россия

MESOARCHEAN SEGMENT OF OCEAN CRUST (CENTRAL-BELOMORIAN GREENSTONE BELT OF THE BELOMORIAN PROVINCE)

Slabunov A.I.¹, Stepanova A.V.¹, Bibikova E.V.²

¹ Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, slabunov@krc.karelia.ru

² V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, bibikova@geokhi.ru

В Беломорской провинции (БП) Фенноскандинавского щита (рис.1) выделяется Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс (ЦБЗП), отличающийся от других глубокометаморфизованных зеленокаменных поясов БП, прежде всего тем, что он сложен преимущественно метамафит-ультрамафитами с редким прослоями и линзовидными телами орто- и парагнейсов, метаанортозитов, кончеданов.

ЦБЗП, известный ранее как «Центрально-Беломорская мафическая зона» [1], представляет собой одну из тектонических пластин, слагающих БП. На схеме геологического строения БП (рис. 1) отчетливо видно азимутальное несогласие между рассматриваемой структурой и Чупинским парагнейсовым поясом, которое рассматривается как результат покровообразования [1, 2 и ссылки там], что хорошо согласуется с данными сейсмического профилирования (профиль 1-ЕВ) [2 и ссылки там]. Пояс прослеживается с СЗ на ЮВ на 150–160 км при ширине 0.5–3.0 км. В его составе выделяется четыре структуры: Серякская, Нигрозерская, Лоухско-Пиземская и Нижемско-Оленьеостровская.

Серякская структура пояса – это наиболее хорошо сохранившийся, обнаженный и изученный [2-4 и ссылки там] его элемент. Она прослеживается более чем на 70 км. В районе оз. Серяк в поле амфиболитов закартировано наиболее крупное (мощностью до 300 м) тело ультрамафитов. В амфиболитах не установлены реликты первичных текстур, поэтому их типизация проводится по петрографическим и петрогеохимическим признакам.

Амфиболиты ЦБЗП по особенностям химического состава отвечают, главным образом, базальтам толеитовой серии, среди них отмечаются как высокожелезистые, так и высокомагнетизальные разновидности [2, 3]. По характеру распределения РЗЭ среди них выделяются три разновидности. Метабазальты первой группы, характеризующейся недифференцированным распределением РЗЭ, близки по составу к базальтам срединно-океанических хребтов, но среди них отмечены также разновидности, обедненные ТРЗЭ и высокозарядными элементами, что характерно для толеитов океанических плато. Аналогичные особенности имеют базиты ряда типичных офиолитовых комплексов. Базальты второй группы, характеризующиеся дифференцированным спектром распределения РЗЭ с низкими содержаниями ТРЗЭ, сопоставимы с базальтами океанических островов. Породы третьей группы, характеризующиеся обогащением ЛРЗЭ являются, вероятно, метасоматически измененными разновидностями.

Sm-Nd систематика метабазальтов пояса ($\epsilon_{Nd}(2,85 \text{ млрд. лет}) = +2,3$) [3] свидетельствует об отсутствии контаминации древним коровым веществом протолита этих пород, что также согласуется с предположением об их формировании в океанической обстановке.

Метагипербазиты рассматриваемого пояса представлены аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, метаортопироксенитами и амфиболитами. В серпентинитах сохраняются реликтовые зерна оливина (86–81% *Fo*), ортопироксена (89–85% *En*), шпинели (железистый феррихромит с 21% Cr_2O_3). Оливины из гипербазитов оз. Серяк сопоставимы по составу с оливинами кумулятивных перидотитов габброидного комплекса офиолитов и с оливинами глубинных кумулятивных перидотитов [4].

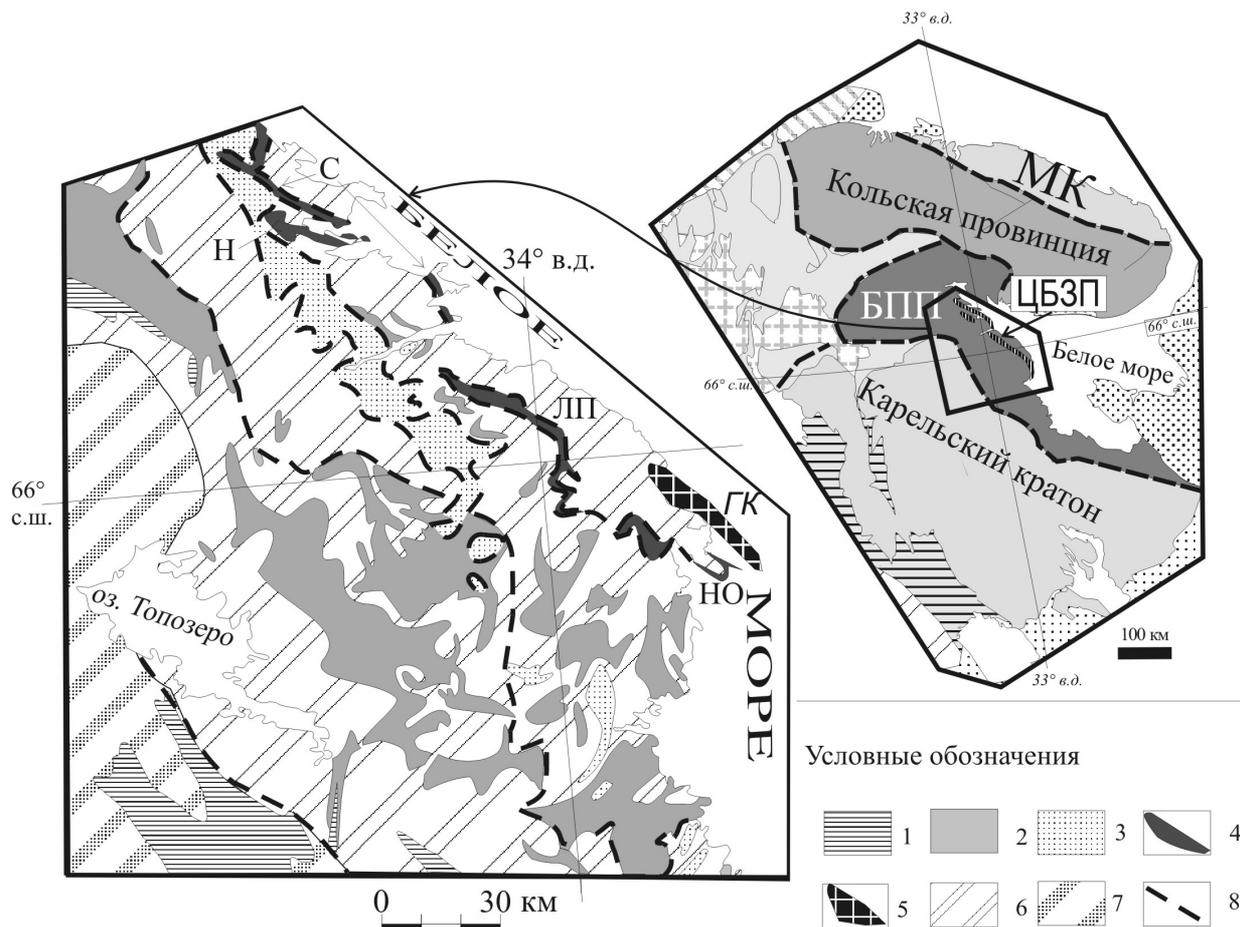


Рис. 1. Схема геологического строения Северной Карелии [3].

1 – палеопротерозойские (2,5–1,92 млрд. лет) осадочные и вулканогенные образования; 2–5 – нео- и мезоархейские: 2 – зеленокаменные комплексы Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов; 3 – парагнейсы Чупинского пояса; 4 – амфиболиты и ультрабазиты Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (Структуры пояса: С – Серьяская, Н – Нигрозерская, ЛП – Лоухско-Пиземская, НО – Нижемско-Оленьостровская); 5 – Гридинской неоархейский эколгитсодержащий комплекс (ГК); 6 – разгнейсованные гранитоиды и мигматиты БМП (2,9–2,7 млрд. лет); 7 – архейские (3,2–2,7 млрд. лет) гранитоиды Карельского неоархейского кратона; 8 - предполагаемые надвиги.

На врезке. Расположение рассматриваемой территории на схеме тектонического районирования Фенноскандинавского щита. БМП – Беломорский подвижный пояс, МК – Мурманский неоархейский кратон, ЦБЗП – Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс.

Тренды изменения состава большей части ультрамафитов пояса в координатах MgO – петрогенные окислы, Ni, Cr, Zr аналогичны ультрамафитам типовых офиолитовых комплексов фанерозоя и палеопротерозоя [2, 3 и ссылки там].

По содержанию РЗЭ среди гипербазитов выделяются три разновидности. Обращает на себя внимание наличие среди них разновидностей с U-образным распределением РЗЭ [2, 3 и ссылки там]. Породы такого состава встречаются в ультрамафитах офиолитовых комплексов Урала, Новой Каледонии, Йормуа и связываются с неравновесным плавлением мантийного вещества в разноглубинных условиях.

Sm-Nd изотопные характеристики гипербазита рассматриваемой ассоциации (ϵ_{Nd} (2,85 млрд. лет) = +1,9) исключают коровую контаминацию и указывают на их формирование за счет деплетированной мантии [3], что также согласуется с представлениями о принадлежности их океанической коре.

Время формирования базит-гипербазитовой ассоциации определяется тем, что в поле ее развития установлены тела метатрондьемитов толеитовой серии, U-Pb возраст которых (по цирконам) – $2,88 \pm 0,13$ млрд. лет [2 и ссылки там]. Кроме того, этот комплекс интродуцирован телами диоритов, возраст которых – $2,85 \pm 0,01$ млрд. лет [5].

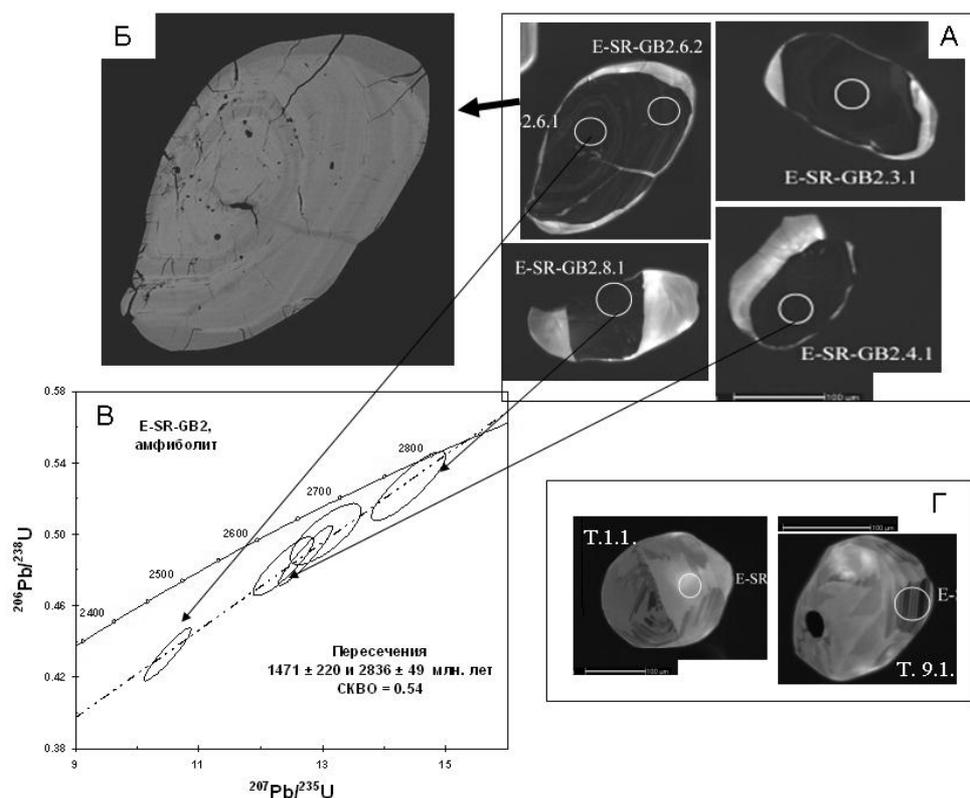


Рис. 2. Катоднолюминесцентные (А, Г) и в обратно-рассеянных электронах (Б) изображения метаморфогенных цирконов ранней с каймами поздней (А) и поздней (Б) генераций из амфиболитов оз. Серяк (проба Э-SR-GB2). Диаграмма с конкордией (В) для цирконов ранней генераций (стрелками показано положение измерений на диаграмме).

Для проверки представлений о возрасте и океанической природе рассматриваемого комплекса проведены геохронологические исследования цирконов, выделенных из амфиболитов в основании стратотектонического разреза базит-гипербазитового комплекса в р-не оз. Серяк. Среди цирконов выделяется два морфологических типа: 1) призматические, грубозональные, часто с тонкой оторочкой и 2) округлые, с прерывистой зональностью малоурановые. Обе генерации интерпретируются как метаморфогенные. Возраст цирконов ранней генерации по верхнему пересечению оценивается в 2836 ± 49 млн лет, а молодой – 1835 млн лет. В породах не обнаружены захваченные цирконы. Таким образом, полученные новые данные хорошо согласуются с данными о ювенильной океанической природе этих пород и о мезоархейском времени их образования.

Таким образом, базит-гипербазитовый комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса сопоставим по петрогеохимическим, изотопным (Sm-Nd) и цирконметрическим характеристикам с породами океанических структурно-вещественных комплексов и может рассматриваться как фрагмент мезоархейской океанической коры.

Литература – References

- Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука. 2005. 711 с.
- Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. 296 с.
- Слабунов А.И., Степанова А.В., Степанов В.С., Бабарина И.И., Коваленко А.В. Центрально-Беломорский мезоархейский зеленокаменный пояс с фрагментами офиолитов (Беломорский подвижный пояс, Фенноскандинавский щит) // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Материалы межд. науч. конференции. Екатеринбург. 2006. С.231-234.
- Степанов В.С., Слабунов А.И., Степанова А.В. Породообразующие и аксессуарные минералы позднерхейских перидотитов района озера Серяк (Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2003. Вып. 6. С. 17–25.
- Borisova E. Yu., Bibikova E.V., Lvov A. B., Miller Yu. V. U–Pb age and nature of magmatic complex of Seryak mafic zone (the Belomorian Mobile Belt) Baltic Shield // Terra Nova. 1997. V. 9. Abstr. Suppl. 1. P. 132.

СТРУКТУРА И МЕТАМОРФИЗМ РЕЛИКТА АРХЕЙСКОГО КИЛЬПИСЪЯРВСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА, СЕВЕРО-ЗАПАД ФИНЛЯНДИИ

Сыстра Ю.Й.

Горный институт Таллиннского технического университета, Таллинн, Эстония, ylo.systra@ttu.ee

THE STRUCTURE AND METAMORPHISM OF THE RELICT OF THE KILPISJÄRVI ARCHEAN GREENSTONE BELT, NORTHWESTERN FINLAND

Systra Y.J.

Department of Mining, Tallinn University of Technology, Tallinn, Estonia, ylo.systra@ttu.ee

Реликт Кильписъярвского зеленокаменного пояса, длиной 6 км и шириной до 3 км, расположен в СЗ части Финляндии, на восточном берегу оз. Кильписъярви [1,3]. Центр участка имеет координаты 69°01'с.ш. и 20°53' вост.д. Северное окончание реликта перекрыто на горе Саана каледонским надвиговым покровом с кембрийским осадочным автохтоном в основании. Мощность автохтона не превышает 200 м и состоит преимущественно из глинистых сланцев, в верхней части разреза с тонкими прослоями (меньше 1 м) песчаников. В надвиговых пластинах всюду проявлена интенсивная линейность, указывающая на надвигание пластин с СЗ на ЮВ под углом 3-10° (рис.1).

Первоначально край надвигового покрова, вероятно, находился несколько юго-восточнее. Некоторые реликты надвиговых пластинок, состоящие из крепких кварцитов, встречаются на вершинах гор в зоне 2-3 км от сплошного края надвигов. В верхней части надвигового покрова на южном склоне горы Саана устанавливаются возможные проявления надвигания назад (back thrusting). Здесь угол надвига достигает 15-16°. Эти факты показывают, что первоначально край надвигов, скорее всего, находился не дальше 5-10 км на ЮВ от своей нынешней позиции.

Ю.Ю. Лехтоваара описал коренные породы в Кильписъярви и составил листы геологической карты 1:100 000 [3]. Составители геологической карты Финляндии в масштабе 1:1 000 000 [1] подразделили архейский фундамент изученного участка на два комплекса: гнейсы основания и зеленокаменный пояс. В гнейсах основания более широкое распространение имеют серые гранодиориты, гранитогнейсы и мигматиты, для которых определяется возрастная интервал 3,1-2,6 млрд. лет. В аналогичных гранодиоритах на территории Швеции в 100 км к ЮВ, был получен изотопный возраст 2,735 млрд. лет [2]. Типичный гранодиорит слабо огнейсован. Гранитогнейсы часто мигматизированы пегматоидными, содержащими мусковит гранитами. В гранодиоритах и гнейсогранитах минеральная линейность и мелкая складчатость встречается относительно редко и не имеет выдержанной ориентировки по всей изученной территории.

Отдельные редкие ксенолиты амфиболитов встречаются в гнейсовом комплексе на всей изученной площади, а такой крупный реликт зеленокаменного пояса как Кильписъярвский пояс известен в этой части Финляндии один. На геологической карте [1] Кильписъярвский пояс отнесен к архейским зеленокаменным поясам, с возрастом 3,0-2,7 млрд. лет. Особенностью пояса является широкое развитие кислых вулканитов и отсутствие терригенных осадков в разрезе.

Кислые вулканиты представлены массивными лавами, пирокластическими породами, туфами и туфоконгломератами, которые встречаются вместе. Туфы являются тонкослоистыми породами и образуют прослои, мощностью до 2-3 м. В поясе встречаются вулканиты всех составов, ультраосновные, основные, средние и кислые. В средних вулканитах иногда наблюдаются миндалекаменные текстуры. Основные вулканиты, наряду с кислыми, являются наиболее распространенными. Местами в них сохранились подушечными текстуры. Они представлены в основном плагиоклаз-роговообманковыми амфиболитами. Содержание роговой обманки может превышать 50%. Рудными минералами (около 5%) обычно являются магнетит и ильменит. Акцессорные минералы – апатит и циркон [2]. Местами проявляются мелкие зерна граната. Кальцит обычен и образует деформированные линзы, мощностью до 10 см. Вместе с эпидотом и титанитом кальцит встречается в измененных породах. В основных вулканитах имеются прослои, мощностью до 2-3 метров ярко-зеленых магнезиальных амфиболитов, которые образуются обычно по ультраосновным разностям.

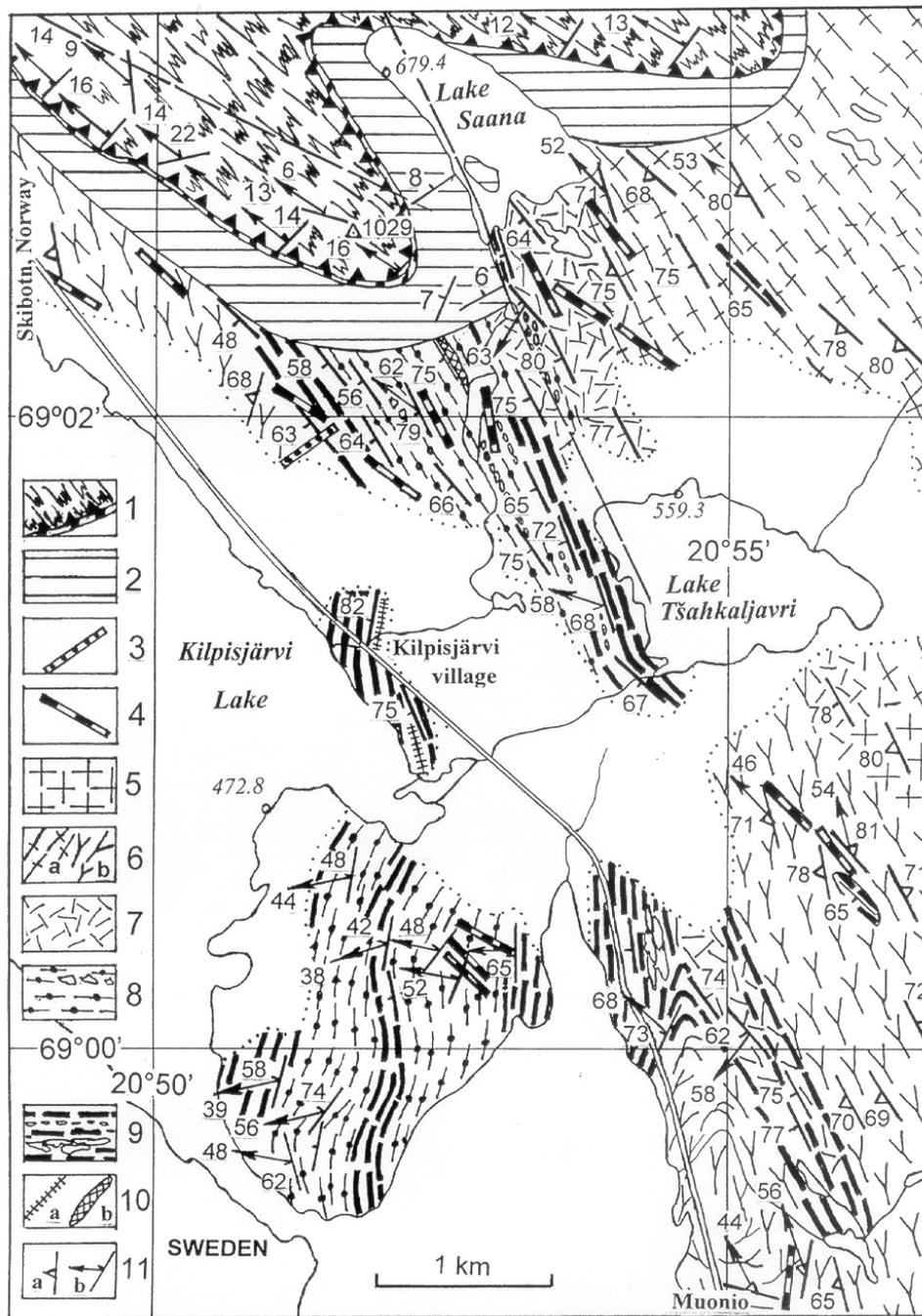


Рис. Геологическая схема реликта Кильписъярвского зеленокаменного пояса (составлена с использованием карты Ю.Ю. Лехтоваара, 1994 [2]).

1 – надвиги с горизонтом доломитовых мраморов в основании; 2 – кембрийский автохтон; 3 – порфирировая дайка; 4 – дайки габбро-диабазов; 5 – относительно массивные микроклиновые граниты; 6 – гранитогнейсы (а) и гранодиориты (в); 7 – относительно массивные кислые вулканы; 8 – ржаво-бурые биотитовые гнейсы с прослоями туфов и туфоконгломератов; 9 – средние и основные вулканы, местами миндалекаменные или с подушечными текстурами; 10 – ультраосновные породы: прослой магнезиальных амфиболитов (а) и тело талько-хлоритовых сланцев (б); 11 – гнейсовидность (а), слоистость и линейность (в).

Fig. Geological sketch map of the relict of the Kilpisjärvi greenstone belt (compiled with using the map of J.J. Lehtovaara, 1994 [2]).

1 – thrusts with dolomite marble layer in the basement; 2 – Cambrian autochthon; 3 – dyke of porphyrite; 4 – gabbro-diorite dykes; 5 – comparatively massive microcline granite; 6 – granitic gneiss (a) and granodiorite (b); 7 – comparatively massive felsic volcanic rock; 8 – rusty-brown biotite gneiss with tuff and tuff conglomerate horizons; 9 – intermediate and mafic volcanic rock, sometimes with amygdaloidal or pillow-lava textures; 10 – ultramafic rocks: horizons of Mg-rich amphibolites (a) and body of talc-chlorite rock (b); 11 – gneissosity (a), bedding and lineation (b).

В ржаво-бурых мелкозернистых биотитовых гнейсах на ЮВ склоне горы Саана, прямо на туристической тропе, нами выявлено согласное тело, длиной более 50 м и шириной до 15 м, серых талько-хлоритовых пород. Местами на поверхности породы имеется сетка мелких секущих гематитовых жилок, мощностью от долей мм до одного см. С кислыми вулканическими породами связана слабая сульфидная минерализация. На полуострове Салмиваара мощность линз сплошных пирротитовых руд достигает нескольких десятков сантиметров, а длина – первых метров. Мелкая сульфидная вкрапленность наблюдается во всех разгнейсованных разностях кислых вулканитов.

Кильпяярвский зеленокаменный пояс в южной части разделяется на две ветви. Восточная ветвь простирается в прежнем направлении, на ЮВ 155°, а западная ветвь резко поворачивает на ЮЗ 215°. На территории Швеции эта ветвь прослеживается на ЮЗ еще около 7 км [4]. В ССЗ ветви породы имеют преимущественно СЗ 325-340° простирание и крутое (55-80°) падение на ЮЗ. В западной ветви преобладает СЗ 340°-СВ 40° простирание и падение в южных румбах под углами 38-70°. Почти всюду встречаются мелкие складки и агрегатная и минеральная линейность по кварцу, полевоому шпату, биотиту и амфиболу. Линейность и шарниры складок погружаются под углами 36-54° в основном в западных румбах (ЮЗ-СЗ 255-280°). Естественно, что такой линейности нет ни в кембрийском автохтоне, ни в каледонских надвигах.

Архейские гранодиориты, гранитогнейсы и зеленосланцевые породы секут дайки массивных и относительно свежих габбро-диабазов, мощностью от 1 м до первых десятков метров. Дайки в основном СЗ 295-305° простирания, падение почти вертикальное или под углом 80-87° на СВ. Амфиболиты сечет еще одна порфириновая дайка, ее простирание СВ 53°, падение на ЮВ под углом 78°.

Метаморфизм пород зеленокаменного пояса был относительно слабым. Первые мелкие зерна граната появились только в амфиболитах, в кислых породах они не встречены. В кислых вулканических породах начальные стадии мигматизации появилась (биотитовых гнейсов) только участками. Ультраосновные, богатые магнием разности превращены в талько-хлоритовые сланцы и среди амфиболитов в богатые Mg амфиболиты. Это факты позволяют делать вывод о том, что метаморфизм зеленокаменных пород не превысил условий эпидот-амфиболитовой фации.

Гранодиоритовых жил и непосредственных контактов с зеленокаменным поясом не выявлено, а габбро-диабазовые дайки секут как зеленокаменные породы, так и гранодиориты. Они широко распространены среди архейских пород Фенноскандинавского щита. Такие пояса даек внедрились в раннем протерозое [2]. Из этого может быть сделано заключение, что в районе Кильписъярви основание кембрийского автохтона (эдиакарские образования в этой зоне отсутствуют) и надвиговых пластин состоит из пород архейского гранит-зеленокаменного комплекса.

Полевые работы в районе Кильписъярви были проведены в 2002-2003 гг. при финансовой поддержке LAPVIAT (грант HPRI-CT-00132) и 2008 г. при поддержке LAPVIAT 2 (грант RITA-CT-2006-025 969). Обобщение материалов проводилось в рамках проекта Министерства просвещения и науки Эстонии SF0140093s08.

The relict of the 6 km long and up to 3 km wide Kilpisjärvi greenstone belt is located in the Northwestern corner of Finland, on the eastern shore of the Kilpisjärvi Lake [1, 3]. Coordinates of its center are 69°01' N and 20°53' E. The northern end of the relict is covered by the Caledonian nappes of the Saana Mount with Cambrian sedimentary autochthon as there basement. The thickness of the autochthon does not exceed 200 m and it is mostly composed of clayey slates with thin (less than 1m) sandstone layers in the upper part. The nappes are everywhere lineated showing thrusting from NW to SE at angles 3-10° (Fig.1).

Originally the edge of the overthrust cover likely stayed somewhat to SE. Some relics of resistant quartzite nappes are met on some hilltops to the distance of 2-3 km from the continuous thrust margin. In the upper part of the thrust cover, on the southern slope of Saana Mount, there occur possible marks of back thrusting and the thrust angle reaches here 15-16°. These facts show that the thrust margin was probably initially located not more than 5-10 km to SE from the position of the contact on the present ground.

J.J. Lehtovaara described the bedrock in Kilpisjärvi and compiled geological map sheets in scale 1:100 000 [3]. Compilers of the geological map of Finland in scale 1:1 000 000 [1] divided the Archean basement of the studied area into two complexes, basement gneisses and greenstone belt. In the basement

gneisses most common are gray granodiorites, granitic gneisses and migmatites 3.1-2.6 Ga in age. Same type of granodiorite in Sweden, 100 km to SE from this area, gave isotopic age 2.735 Ga [2]. Typical granodiorite is weakly gneissose. Granitic gneisses are often migmatized by pegmatitic, often muscovite containing granites. Granodiorites and granitic gneisses sometimes occurs weak mineral lineation and small scale folds, but their orientation change in the studied territory.

Single xenolites of amphibolite may occur in granitic gneisses everywhere in the studied area, but in this part of Finland is found only one such large relict of greenstone belt as the Kilpisjärvi belt is. In the geological map [1] the Kilpisjärvi belt is marked as Archean, 3.0-2.7 Ga old greenstone. The Kilpisjärvi belt is unusual in high content of felsic volcanites and absence of terrigenous sediments in the sequence.

Felsic volcanic rocks are massive lavas, pyroclastic rocks, tuffs and tuff conglomerates. Tuffs and tuff conglomerates occur together. Tuffs are thin-bedded and form 2-3 m thick layers. All compositions of volcanic rocks, ultramafic, mafic, intermediate and felsic, are represented. In the intermediate volcanic rock sometimes are met amygdaloidal textures. Mafic volcanites with occasional pillow structures are most common. They are mostly plagioclase-hornblende amphibolites. Content of hornblende may exceed 50%. Ore minerals (about 5%) are mostly magnetite and ilmenite. Apatite and zircon occur as accessory minerals. Fine grained garnet occurs occasionally. Calcite is common occurring here and there as up to 10 cm thick deformed lenses. Together with epidote and titanite calcite characterizes altered rocks. In mafic volcanite occur some 2-3 m thick bright green layers characteristic for Mg-rich hornblende. Usually such amphibolites are altered ultramafic rocks.

In rusty-brown biotite gneisses on the SW slope of Saana Mount, exactly on the tourist path occurs a more than 50 m long and up to 15 m thick concordant body of gray talc-chlorite rock. At places there is a network of hematite rich veins, which are from parts of mm up to 10 mm thick. Within felsic volcanic rocks occurs weak sulphide mineralizations. On the Salmivaara peninsula the thickness of pyrrhotite mineralized lens is some tenths of centimeters and length some meters. Small grains of sulphides occur in all gneissose felsic volcanic rocks.

In the southern part of the area the Kilpisjärvi greenstone belt divides into two branches. The eastern branch continues in the same direction, SE 155°, but western branch turns abruptly to SW 215°. This branch continues to SW about 7km into Sweden [4]. In the NNW branch strike is NW 325-340° and dip is to SW at angles 55-80°. In the western branch strike NW 340°- NE 40° is dominating and dip is 38-70° to west. Small and middle scale folds and mineral lineation of quartz, biotite, feldspar and hornblende are common. They plunge to SW 255°- NW 280° at angles 36-54°. Naturally, this lineation does exist neither in the Cambrian autochthon nor in the Caledonian thrusts.

The Archean granodiorites, granitic gneisses and greenstones are cut by massive and comparatively fresh looking gabbro-diabase dikes. Dikes are from one meter up to 40 meters thick. Their prevailing strike is NW 295-305°, dip is near to vertical or 80-89° to NE. In the greenstone rocks was observed one dyke of porphyrite with strike NE 53° and dip 78° to SE.

The metamorphoses of the greenstone belt was comparatively weak. The first small garnet grains are seen only in amphibolites. In the felsic rocks they were not seen. In felsic volcanic rocks first stage of migmatization appears at places as biotite gneisses. Magnesium rich ultramafic rocks were altered to talc-chlorite rocks and among amphibolites to Mg-rich amphibolites. These finds enables conclusion that metamorphism in greenstone belt did not exceed conditions of epidote-amphibolite metamorphic facies.

No granodiorite veins or contact was found within greenstone belt rocks but gabbro-diabase dykes cut both greenstones and granodiorites. They were widely developed in the Archean rocks of the Fennoscandian Shield. These dyke swarms intruded in the Early Proterozoic [4]. It is concluded that in the Kilpisjärvi region the Cambrian autochthons and Caledonian nappes have the basement composed of Archean granite-greenstone complex.

Field work in the Kilpisjärvi area was done with financial support of the LAPBIAT (grant HPRI-CT-00132) and LAPBIAT 2 (grant RITA-CT-2006-025 969). Data generalization was done in the frame of the Estonian Ministry of Education and Research project SF0140093s08.

Литература – References

- Korsman, K. et al. Bedrock map of Finland 1:1 000 000. Geological Survey of Finland, Espoo. 1997.
Lehtovaara, J.J. Geological map of Finland. Pre/Quaternary rocks. Sheet 1823 Kilpisjärvi. Espoo: Geological Survey of Finland. 1994. 1 s.

Lehtovaara, J.J. Kilpisjärven ja Haltin kartta-alueiden kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Kilpisjärvi and Halti map-sheet areas. Espoo: Geol. Survey of Finland, 1995. 64 p.

Silvennoinen, A. (ed.). Geological map of Pre-Quaternary rocks of Northern Fennoscandia. 1:1 000 000. Compiled at Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden. 1987.

ЦИКЛИЧНОСТЬ В АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ И ПРОБЛЕМА ОТСУТСТВИЯ В НИХ ВНУТРЕННИХ НЕСОГЛАСИЙ

Терстон Ф.К.

Университет Лауренция, Садбери, Канада, pthurston@Laurentian.ca

SECULAR VARIATION IN ARCHEAN GREENSTONES AND THE PUZZLING LACK OF INTERNAL UNCONFORMITIES

Thurston P.C.

Laurentian University, Sudbury, Canada, pthurston@Laurentian.ca

В провинции Сьюпериор зеленокаменные породы образуют линейные пояса, которые омолаживаются наружу от центрального микроконтинентального ядра с возрастом около 3 млрд. лет. Зеленокаменные субпровинции разделены омолаживающимися к югу метаосадочными субпровинциями. Отдельные зеленокаменные пояса состоят из одной или более литотектонической ассоциаций с возрастом от 50 до 300 млн. лет. Такой характер чередующихся поясов долгое время рассматривался как свидетельство тектоники плит в архее. Терстон и Чиверс [1] документально подтвердили возрастную последовательность типов ассоциаций зеленокаменных пород провинции Сьюпериор: 1) ранние (~3 млрд. лет) мелководные ассоциации, которые содержат кварцевые арены и несогласно залегают на зеленокаменных породах или гранитоидах, перекрытых мелководными и более глубоководными метаосадками, а затем подводная коматиит/толеитовая толща; 2) более поздние (2.9-2.7 млрд. лет) подводные коматиит-толеитовые толщи; 3) в основном дуговые толщи с возрастом 2.7 млрд. лет и 4) поздние (2700-2670 млрд. лет) известково-щелочные и щелочные вулканы с аллювиально-флювиальными метаосадками. Первичные текстуры и геохимические данные позволяют предположить, что эти типы ассоциаций представляют собой соответственно: 1) мелководные платформы с последующим плюмовым вулканизмом; 2) подводные мафические равнины, отражающие плюмовый вулканизм; 3) взаимодействие дугового и связанного с плюмом магматизма и 4) возникновение мелководных бассейнов “пулл-апарт” после аккреции ассоциаций с образованием зеленокаменных поясов.

Автохтонному развитию способствуют: 1) ассоциации в зеленокаменных поясах, которые становятся моложе с увеличением расстояния от крупных батолитов; 2) ксенокристаллы циркона, датированные U/Pb методом, в вулканических толщах данного зеленокаменного пояса, отражающие возраст более древних вулканических толщ в том же зеленокаменном поясе; 3) контаминация коматиитовых и толеитовых толщ гранитной корой; и 4) наличие несогласий между ассоциациями зеленокаменных поясов.

Платформенные толщи имеют возраст ~3 млрд. лет в нескольких поясах (кратоны Сьюпериор, Черчилл, Йилгарн и Дарвар); в отдельных случаях получены возрасты ~2.9 млрд. лет (Балтийский щит), 2.83 млрд. лет (провинция Слейв) и 2.78 млрд. лет (провинция Сьюпериор), указывающие на периодичность платформ в архее в 100-300 млн. лет. Близость платформ с высоким содержанием кварца и гранитных батолитов позволяет предположить, что платформенные ассоциации маркируют удаление кровли батолитов и связанные с этим орогенные события. Пространственные структуры показывают, что эти платформы находятся на окраинах возрастных регионов, например, в провинциях Сьюпериор и Слейв. Поэтому данная периодичность связана в основном с циклами накопления и распространения континентов [2, 3].

Говоря более подробно, зеленокаменные ассоциации 2-го и/или 3-го типов (ассоциации “Киватин”) обычно состоят из базальных мафических и ультрамафических вулканических толщ, на которых в 3-м типе залегают фельзические и пирокластические толщи, причем кровля 2-го и 3-го ти-

пов сложена кремнистым сланцем и/или железистыми кварцитами. Ассоциации “Киватин” – это в значительной мере подводные вулканические толщи. Периодичность стратиграфических и/или литотектонических толщ 2-го и 3-го типов колеблется от относительно коротких интервалов [4], например, 3-30 млн. лет, между равнозначными толщами, до ~100 млн. лет между равноценными толщами. Более короткий период в общих чертах сравним с продолжительностью фельзического и мафического магматизма, включая необычное взаимодействие между плюмовыми и “дугowymi” системами. Цикличность в 50-100 млн. лет в некоторых зеленокаменных поясах в более древних комплексах, возможно, представляет собой периодичность орогенных событий. Озадачивает, однако, общая продолжительность вулканизма порядка 50 млн. лет во многих крупных зеленокаменных поясах (например, в зеленокаменном поясе Абитиби, провинция Сьюпериор) при такой стратиграфии, которая редко отражает трансгрессивные/регрессивные циклы фанерозойской стратиграфии. Тем не менее, железистые кварциты в кровле большинства литотектонических ассоциаций, возможно, дадут ответ на этот вопрос.

Железистые кварциты образовались в океанической обстановке вдоль хемоклина между бескислородной высокожелезистой глубинной водой и кислородсодержащей высококремнистой поверхностной водой. Таким образом, железистые кварциты, вероятно, образовались на шельфе в интервал времени в течение одного или более циклов относительного изменения уровня моря, когда уровень моря находится над краем шельфа в данном локальном районе, с хемоклином на глубине шельфа, что создало условия для отложения железистых кварцитов. В интервал времени в течение одного или более циклов относительного изменения уровня моря, когда уровень моря находится ниже края шельфа, отложения железистых кварцитов не происходит. Поэтому обширные отложения железистых кварцитов в зеленокаменных поясах, совместно с протерозойскими орогенами, представляют собой периодическую трансгрессию и регрессию.

Мы изучили отложения железистых кварцитов мощностью ~50 м, слагающие кровлю толщи с возрастом 2730 млн. лет, на которой залегает вулканическая толща с возрастом 2710 млн. лет. Железистые кварциты ограничены сверху и снизу риолитами, датированными ураново-свинцовым методом по циркону, которые показывают, что железистые кварциты сформировались за 0.5-6.7 млн. лет. По текстурным и структурным особенностям выделяются массивные породы, желваки кремнистого сланца, стратифицированные сланцеватые брекчии, гетеролитические обломочные потоки и свидетельство додиагенетического окремнения, причем первичные текстуры указывают на нагрузку и обезвоживание. Обломочные потоки и горизонты кремнистой брекчии указывают на мгновенное отложение; таким образом, железистые кварциты показывают, что отложение происходило со скоростью долей миллиметра/год. Следуя методологии интерпретации Болхара и др., [5], кремнистые сланцы имеют некоторые особенности, указывающие на гидротермальное отложение в морской воде или окремнение ранее существовавших пород зеленокаменных поясов. Характерные особенности кремнистых брекчий, указывающие на образование в морской воде, говорят о том, что они возникли путем формирования крепких кремнистых пород в период нулевого отложения. Поэтому стратотектонические или литостратиграфические ассоциации железистых кварцитов, должно быть, отражают очень медленное отложение во время перерывов в вулканической активности, которые представляют несоответствия или подводные несогласия в ходе развития зеленокаменных поясов.

In the Superior Province, greenstones form linear belts which young outward from a central, ca. 3 Ga microcontinental nucleus. Greenstone subprovinces are separated by southward-younging metasedimentary subprovinces. Individual greenstone belts consist of one or more lithotectonic assemblages with an age span of 50-300 My. This pattern of alternating belts has long been considered evidence for Archean plate tectonics. Thurston and Chivers [1] documented an age progression in assemblage types of Superior Province greenstones: 1) early (~3Ga) shallow water quartz arenite-bearing assemblages unconformably overlying greenstones or granitoids succeeded by shallow to deeper water metasediments then a subaqueous komatiite/tholeiite unit; 2) later (2.9-2.7 Ga) subaqueous komatiite/tholeiite units; 3) mainly 2.7 Ga arc sequences and 4) late (2700-2670 Ga) calc-alkaline to alkaline volcanics with alluvial-fluvial metasediments. Primary structures and geochemical data suggest these assemblage types represent respectively: 1) shallow-water platforms followed by plume volcanism;

2) submarine mafic plains reflecting plume volcanism; 3) the interplay of arc and plume-related magmatism and 4) emergent to shallow water pull-apart basins produced after accretion of assemblages to form greenstone belts.

Autochthonous development is favoured by: 1) assemblages in greenstone belts becoming younger with increasing distance from major batholiths, 2) U/Pb zircon xenocrysts in volcanic units of a given greenstone belt reflecting the ages of older volcanic units within the same greenstone belt, 3) contamination of komatiitic and tholeiitic units by granitic crust, 4) the presence of unconformities between greenstone belt assemblages.

Platformal units are ~3 Ga in several shields (Superior, Churchill, Yilgarn, Dharwar cratons) with isolated examples at ~2.9 Ga (Baltic shield), 2.83 Ga (Slave province) and 2.78 Ga (Superior Province) indicating a 100-300 My periodicity of platforms in the Archean. The proximity of the quartz-rich platforms and granitoid batholiths suggests the platform assemblages may mark the unroofing of batholiths and related orogenic events. Spatial patterns indicate the platforms are at the margins of age-based regions e.g. in the Superior and Slave Provinces. Therefore, this periodicity is most readily related to cycles of continental aggregation and dispersal [2, 3].

In more detail, greenstone assemblages of types 2 and/or 3, (“Keewatin” assemblages), typically consist of basal mafic to ultramafic volcanic units surmounted in type 3 by felsic effusive to pyroclastic units, types 2 & 3 being capped by chert and/or iron formation. “Keewatin” assemblages are largely submarine volcanic units. Periodicity of stratigraphic and/or lithotectonic units of types 2 and 3 ranges from relatively short intervals [4] e.g. 3-30 Ma between equivalent units, to about 100 My between equivalent units. The shorter period is broadly comparable to the duration of felsic and mafic magmatism including the unusual interaction between plume and “arc” systems. The 50-100 My cyclicity in some greenstone belts in older terranes probably represents the periodicity of orogenic events. However, the total duration of volcanism within many major greenstone belts (e.g., Abitibi greenstone belt, Superior Province) on the order of 50 Ma, with the stratigraphy rarely reflecting the transgression/regression cycles of Phanerozoic stratigraphy, is puzzling, however, the banded iron formation at the top of most lithotectonic assemblages may provide an answer.

Banded iron formation formed in an oceanic environment along a chemocline between anoxic, Fe-rich, deep water and oxic, Si-rich surface water. Thus, iron formation likely formed on a shelf at oceanic high stands with the chemocline at the depth of the shelf, permitting iron formation deposition. At oceanic low stands, the chemocline is below the shelf and therefore iron formation is not deposited. Therefore, extensive iron formation in greenstone belts, in common with Proterozoic orogens, represents periodic transgression and regression.

We examined a ~50 m thick iron formation capping a 2730 Ma unit overlain by a 2710 Ma volcanic unit. The iron formation is bounded above and below by U-Pb zircon-dated rhyolites which show the iron formation represents 0.5-6.7 My. Textures and structures include hardgrounds, chert nodules, stratabound chert breccia, heterolithic debris flows and evidence for pre-diagenetic silicification with primary structures indicating loading and dewatering. Debris flows and chert breccia horizons represent instantaneous deposition meaning the iron formation must represent deposition at rates of fractions of mm/yr. Following the interpretive methodology of Bolhar et al., [5] the cherts have signatures representing seawater, hydrothermal deposition or silicification of pre-existing greenstone belt rocks. The seawater signature of the chert breccias indicates they originate by formation of siliceous hardgrounds during periods of nil deposition. Therefore, assemblage or group-bounding iron formations must represent very slow deposition during times of volcanic hiatus that represent disconformities or submarine unconformities during greenstone belt development.

Литература – References

Thurston, P.C. and Chivers, K.M. *Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada*. Precambrian Research, 1990. 46: p. 21-58.

Bleeker, W., *Archaean tectonics: a review, with illustrations from the Slave craton*, in *The Early Earth: Physical, Chemical and Biological Development*, C.M.R. Fowler, C.J. Ebinger, and C.J. Hawkesworth, Editors. 2002, Geological Society: London. p. 151-181.

Mueller, W. and Pickett, C. *Relative sea level change along the Slave craton coastline: Characteristics of Archean continental rifting*. Sedimentary Geology, 2005. 176: p. 97-119.

Williams, H.R., Stott, G.M. and Thurston, P.C. *Tectonic evolution of Ontario: summary and synthesis. Part 1: Revolution in the Superior Province*, in *Geology of Ontario*, P.C. Thurston, et al., Editors. 1992, Geological Survey of Ontario. p. 1255-1294.

Bolhar, R., Van Kranendonk, M.J. and Kamber, B.S. *A trace element study of siderite-jasper banded iron formation in the 3.45 Ga Warrawoona Group, Pilbara craton-Formation from hydrothermal fluids and shallow seawater*. *Precambrian Research*, 2005. 137: p. 93-114.

ПАЛЕОАРХЕЙСКИЕ СЕРОГНЕЙСОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА: СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Туркина О.М.

ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, turkina@uiggm.nsc.ru

PALEOARCHEAN GREY GNEISS COMPLEXES IN THE SOUTHWESTERN SIBERIAN CRATON: COMPOSITION, AGE AND GENESIS

Turkina O. M.

Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia, turkina@uiggm.nsc.ru

Палеоархейская континентальная кора сложена главным образом серогнейсовыми комплексами. Преобладающие в их составе породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии обладают общими особенностями состава, включающими принадлежность к высокоглиноземистым тоналитам и трондьемитам, обеднение тяжелыми РЗЭ и Y, высокие La/Yb и Sr/Y отношения [2]. Согласно экспериментальным данным по плавлению метабазитов, деплетирование тяжелыми лантанидами является следствием образования расплава в равновесии с реститовым гранатом при $P \geq 15$ кбар, то есть предполагает образование ТТГ в результате плавления на глубинах более 40 км. Геодинамические условия формирования архейских ТТГ комплексов остаются дискуссионными. Рассматриваются две альтернативные модели: (1) плавление метабазитов погружающейся в зоне субдукции океанической плиты и (2) плавление метабазитов в основании утолщенной коры [1, 2]. В архейских гранит-зеленокаменных провинциях породы ТТГ комплексов представляют как правило наиболее древние ассоциации, поэтому интерпретация их происхождения имеет принципиальное значение для понимания эволюции коры этих провинций и реконструкции ранней истории Земли.

В юго-западной части Сибирского кратона Шарыжалгайский выступ фундамента протягивается на 350 км от реки Ока до южной части озера Байкал. С северо-запада на юго-восток несколько сутурных зон и разломов разделяют Шарыжалгайский выступ на Булунский и Онотский гранит-зеленокаменные, Китойский и Иркутный гранулитовые террейны. Породы серогнейсового комплекса в Онотском и Булунском террейнах слагают линейно-вытянутые тектонические блоки и пластины, чередующиеся со стратифицированными и в различной степени деформированными метаосадочно-вулканогенными отложениями зеленокаменных поясов. В Онотском блоке палеоархейский комплекс включает преобладающие гнейсовидные до массивных трондьемиты первично интрузивной природы, содержащие реликты плагиогнейсов и амфиболитов. Согласно результатам U-Pb датирования единичных зерен циркона протолиты плагиогнейсов трондьемитового состава имеют возраст 3386 ± 14 млн. лет. Плагиогнейсы обнаруживают все черты пород архейских ТТГ серий [2], включающие низкое содержание тяжелых РЗЭ и Y, фракционированное распределение РЗЭ ($La/Yb_n = 20-55$) и высокое Sr/Y (23-66). Серогнейсовый комплекс Булунского блока сложен плагиогнейсами, их мигматизированными разностями и подчиненными гнейсоплагиогранитами [4]. Преобладающие плагиогнейсы и плагиогранитоиды соответствуют трондьемитам и реже тоналитам с высокими La/Yb_n (23-66) и Sr/Y (27-135) отношениями. Редко встречающиеся плагиогнейсы метаандезит-риодацитовые ассоциации отличаются пониженными La/Yb_n (7-32) и Sr/Y (11-24) и отчетливым Eu минимумом (Eu/Eu* = 0.5-0.7). По данным U-Pb датирования (SHRIMP II) протолиты гнейсов и гранитов тоналитового и трондьемитового состава были сформированы в палеоархее в результате двух дискретных эпизодов магматизма 3330 ± 8 и 3247 ± 8 млн. лет и метаморфизованы ~3,2 млрд. лет на-

зад [4]. Магматические ядра циркона из гнейсов метаандезит-риодацитовая ассоциация имеют возраст 3306 ± 7 и одновозрастны с цирконом из плагиогранитов.

Преобладающие высоко-Al плагиогнейсы и плагиограниты, имеющие преимущественно трондьемитовый состав и сильно деплетированные тяжелыми РЗЭ и Y, формировались при высоком P (≥ 15 кбар) с отделением амфибол-гранат-клинопироксенового рестита. В Булунском блоке для пород метаандезит-риодацитовая ассоциация, обедненных Sr и Eu, следует предполагать плавление базитового источника при низком давлении в равновесии с плагиоклазом или малоглубинную дифференциацию базальтового расплава. Все породы серогнейсового комплекса Булунского блока характеризуются $T_{Nd}(DM)$ в диапазоне 3,3-3,5 млрд. лет и величинами ϵ_{Nd} от -1 до +3,1. Преимущественно положительные значения ϵ_{Nd} свидетельствуют о ювенильном характере палеоархейского комплекса, сформированного главным образом за счет плавления мафической коры, производной деплетированной мантии. Это согласуется с положительными ϵ_{Hf} в цирконах для двух образцов пород из ТТГ комплекса. Варьирующий вклад более древнего сиалического материала возможен лишь для трондьемитовых плагиогнейсов с диапазоном значений ϵ_{Nd} от -1 до 2,1, судя по величине $T(DM)$ возраст древнего корового источника составлял не менее 3,5 млрд. лет. Породы ТТГ серии из Онотского блока характеризуются в целом более низкими значениями ϵ_{Nd} (от -0,4 до 1,2), что свидетельствует о рециклинге коры с возрастом $\sim 3,5$ -3,6 млрд. лет при их образовании.

Адакитовые магмы, образующиеся путем плавления базальтовой части погружающегося слэба, характеризуются близкими к NMORB высокими положительными значениями ϵ_{Nd} [3]. Участие древнего корового материала в генезисе ТТГ юго-западной окраины Сибирского кратона не согласуется с их образованием путем плавления слэба. Другим подходящим сценарием для формирования ТТГ может быть плавление корневых зон утолщенной коры, представленной океаническим плато или нагромождением фрагментов океанической и сиалической коры. Плавление океанического плато предполагается для образования батолита Аруба в Карибском океаническом плато [5]. Породы ТТГ комплекса Онотского блока, имеющие низкие ϵ_{Nd} и обедненные тяжелыми РЗЭ, могут быть интерпретированы как результат плавления в основании мощной коры, состоящей из смеси мафического и древнего сиалического компонентов. В Булунском блоке одновозрастность ($\sim 3,3$ млрд. лет) плагиогнейсов метаандезит-риодацитовая ассоциация и плагиогранитов, образование которых происходило при разных P-T условиях (≤ 8 кбар и ≥ 15 кбар), свидетельствует в пользу плавления на различных глубинах утолщенной мафической коры, как это предполагается для высоко- и низкоглиноземистых ТТГ террейна Восточная Пилбара, Австралия [1]. Изотопные признаки коровой контаминации, установленные для преобладающих плагиогнейсов трондьемитового состава, позволяют также предполагать наличие фрагментов древнего ($\geq 3,5$ млрд. лет) сиалического материала, а следовательно формирование утолщенной коры в результате тектонического скупивания.

Конечно, только геохимические и изотопные данные не могут быть использованы для реконструкции тектонических обстановок образования пород палеоархейских серогнейсовых комплексов. Вместе с тем, результаты исследования пород серогнейсовых комплексов юго-западной части Сибирского кратона свидетельствуют о применимости модели плавления на различных уровнях утолщенной коры для формирования архейских ТТГ. Изотопные признаки присутствия сиалического материала в источнике расплавов указывают на рециклинг более древней коры при формировании пород палеоархейских ($\sim 3,4$ -3,3 млрд. лет) ТТГ комплексов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 09-05-00382.

The Paleoarchean continental crust is largely formed by grey gneiss complexes. Rocks of tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) series are predominated and share compositional feature. They correspond mainly to high-alumina tonalities and trondjemites, are depleted in HREE and Y and have high La/Yb and Sr/Y values [2]. According to experimental data on metabasite melting, HREE depletion of TTG is resulted from melt generation in equilibrium with residue garnet at ≥ 15 kbar, i.e. genesis TTG is suggested to be the result of melting at depth over 40 km. The geodynamic conditions of formation of Archean TTG complexes are still disputable. Two alternative models are considered: (1) the melting of metabasalts of the descending oceanic plate during subduction and (2) the melting of metabasites in the basement of the thickened crust [1, 2]. Within the Archean granite-greenstone provinces the rocks of TTG

complexes are the most ancient assemblages so interpretation of their genesis is critical for our understanding of crustal evolution and Earth's early history.

In the southwestern part of the Siberian craton the Sharyzhalgai basement uplift extends for 350 km from the Oka River to the south part of Baikal Lake. From NW to SE, several suture zones and faults divide the Sharyzhalgai uplift into the Bulun and Onot granite-greenstone and Kitoi and Irkut high-grade domains. Rocks of grey gneiss complex in the Onot and Bulun domains compose linear tectonic slices and sheets alternating with stratified and differently deformed metasedimentary-volcanic greenstone sequences. In the Onot domain the Paleoproterozoic complex includes predominant gneissic to massive trondhjemites of initially intrusive nature with relics of biotite (\pm hornblende) gneisses and amphibolites. According to U-Pb dating of single zircon grains, the age of plagiogneiss protolith is 3386 ± 14 Ma. The plagiogneisses share all features of typical Archean TTG series [2], such as low HREE and Y, strongly fractionated REE patterns ($La/Yb_n = 20-55$) and high Sr/Y ratios (23-66). The grey gneiss complex in the Bulun domain composed of plagiogneisses, their migmatized varieties, and subordinate plagiogranitoids [4]. Predominant plagiogneisses and plagiogranites correspond to trondhjemites and, more seldom tonalities with high La/Yb_n (23-66) and Sr/Y (27-135) ratios. Plagiogneisses of metaandesite-rhyodacite association differ in lower La/Yb_n (7-32) and Sr/Y (11-24) ratios and distinct Eu minimum ($Eu/Eu^* = 0.5-0.7$). Based on U-Pb dating (SHRIMP II) protoliths of gneisses and granites of tonalite and trondhjemite composition were formed in the Paleoproterozoic as a result of two discrete magmatic events, at 3330 ± 8 and 3247 ± 8 Ma, and their metamorphism and migmatization took place at ca 3.2 Ga [4]. Magmatic cores of zircon from gneisses of metaandesite-rhyodacite association yield age of 3306 ± 7 Ma and are coeval to plagiogranite's ones.

The prevailing high-Al gneisses and plagiogranites, having mainly trondhjemite composition and strongly depleted in HRE and Y, were formed at high P (≥ 15 kbar) with the generation of amphibole-garnet-clinopyroxene residue. In the Bulun domain the rocks of metaandesite-rhyodacite association depleted in Sr and Eu might have been formed from mafic sources in equilibrium with plagioclase at low P ≤ 8 kbar or through shallow-depth differentiation of basaltic melt. In the Bulun block all rocks of grey gneiss complex are characterized by a model $T_{Nd}(DM)$ age of 3.2-3.5 Ga and ϵ_{Nd} values from -1 to $+3.1$. The mainly positive ϵ_{Nd} values indicate the juvenile character of the Paleoproterozoic complex, which is resulted mainly from the melting of mafic crust, a derivative of the depleted mantle. It is confirmed by positive ϵ_{Hf} values in zircons of two samples from TTG complex. The varying contribution of the ancient crustal material is possible only for trondhjemitic gneisses with the range of ϵ_{Nd} values -1 to 0.8 . Judging from the $T_{Nd}(DM)$ values, the age of the ancient crustal source was no younger than 3.5 Ga. In the Onot domain TTG rocks show lower ϵ_{Nd} values (-0.4 to 1.2), which indicate the recycling of crust with age of ca. 3.5-3.6 Ga during their formation.

Adakitic magmas formed via melting basaltic part of descending slab show similar to NMORB high positive ϵ_{Nd} values [3]. In the case of the southwestern Siberian craton, contribution of ancient crustal material in TTG genesis does not conform a slab origin for TTGs. Other acceptable tectonic scenario for Archean TTG origin might be the melting of the root zones of thickened crust represented by oceanic plateaus or stacking of the oceanic and sialic crust fragments. Melting of oceanic plateau was suggested as a possible origin for Aruba batholith in the Caribbean oceanic plateau [5]. The TTGs of the Onot grey gneiss complex, having low ϵ_{Nd} values and depleted in HREE, are may be interpreted to have resulted from the melting at the basement of thickened crust, consisting of a mix of mafic and ancient sialic components. In the Bulun domain the same ages (ca. 3.3 Ga) of plagiogneisses of metaandesite-rhyodacite association and intrusive plagiogranites that formed under the different P-T conditions (≤ 8 kbar and ≥ 15 kbar) argue for melting at different depth of the thickened mafic crust such as it is suggested for high-Al and low-Al TTG of the East Pilbara terrane, Australia [1]. The crustal contribution established for prevailing plagiogneisses of trondhjemite composition from isotope parameters suggests the presence of fragments of ancient (≥ 3.5 Ga) sialic material and, hence, the formation of thickened crust as a result of tectonic piling-up.

There is no doubt that only geochemical and isotope data can not be used to constrain tectonic settings of the Paleoproterozoic grey gneiss complexes. However, the data on grey gneiss complexes of the southwestern Siberian craton show that melting of the thickened crust at the different depth may be an appropriate model for the Archean TTGs. Isotope indicators of the sialic material in the melt sources argue for recycling more ancient crust during formation the Paleoproterozoic (ca. 3.4-3.3 Ga) TTG complexes.

This study has been supported by Russian Foundation for Basic Research grants 09-05-00382.

Литература – References

- Champion D.C., Smithies R.H. Geochemistry of Paleoproterozoic granites of East Pilbara terrane, Pilbara craton, Western Australia: implications for Early Archean crustal growth // *Earth's Oldest Rocks*, Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 369-410.
- Martin H. Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // *Archean crustal evolution*. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 205-259.
- Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids // *Lithos*. 1999. V. 46. P. 411-429.
- Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., Lepekhina E.N., Presnyakov S.L., Saltykova T.E. Paleoproterozoic tonalite-trondhjemite complex in the northwestern part of the Sharyzhalgai uplift (southwestern Siberian craton): results of U-Pb and Sm-Nd study // *Russian Geology and Geophysics*. 2009. V. 50. № 1. P. 15-28.
- White R.V., Tarney J., Kerr A.C., Saunders A.D., Kempton P.D., Pringle M.S., Klaver G.T. Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: implication for the generation of continental crust // *Lithos*. 1999. V. 46. P. 43-68.

ЭВОЛЮЦИЯ ЗАПАДНО-КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ В АРХЕЕ

Holttä P.

Геологическая служба Финляндии, Эспоо, Финляндия, pentti.holttä@gtk.fi

ARCHAEOAN EVOLUTION OF THE WESTERN KARELIAN PROVINCE

Hölttä P.

Geological Survey of Finland, Espoo, Finland, pentti.holttä@gtk.fi

Западно-Карельский комплекс (террейн) включает в себя значительную часть Восточной Финляндии и крайнюю западную часть Российской Карелии. Здесь преобладают мигматитовые тоналит-тронджемит-гранодиоритовые (ТТГ) ортогнейсы и амфиболиты, а в западной части – известны выходы пород гранулитовой фации средних и низких давлений. Сейсмические данные о строении коры, а также данные о строении коренных пород позволяют предположить, что примерно 2.70 млрд. лет назад в ходе поздней орогенной деформации имели место надвигообразование и транспрессия. Массоперенос происходил в северо-восточном и юго-восточном направлениях. Полученные данные показывают, что Западно-Карельский комплекс (террейн) надвинут на Центрально-Карельский. В зеленокаменных поясах Иломантси и Хедозерско-Большеозерском Центрально-Карельского комплекса (террейна) устанавливается большое количество граувакк и вулканических пород базальт-андезит-дацит-риолитовой серии с возрастом 2.74-2.72 млрд. лет, формирование которых происходило в островодужной обстановке, тогда как основные вулканические породы в зеленокаменных поясах Костомукшский и Кухмо больше сопоставимы с магмами плюмового типа [1].

Породы, возраст которых по циркону превышает 3.0 млрд. лет, редко встречаются в Западно-Карельском комплексе (террейне) и известны лишь в составе комплекса Иисалми (3.2-3.1 млрд. лет) и Сиуруа (3.5 млрд. лет) [2]. Древнейшие вулканические породы с возрастом 2.96-2.94 млрд. лет обнаружены в северной части зеленокаменного пояса Суомуссалми, а некоторые ТТГ и мигматиты, залегающие поблизости, имеют такой же возраст [3]. Однако все датированные вулканические породы зеленокаменных поясов Типасъярви, Кухмо, Суомуссалми и Оиярви имеют возраста 2.84-2.75 млрд. лет. Мезосомы мигматитов и ТТГ-ортогнейсов за пределами зеленокаменных поясов имеют сходные возраста. Определение возрастов U-Pb методом с помощью ионного зонда по зернам циркона из мезосом парагнейсов из различных частей Западно-Карельского комплекса ограничивает время отложения вакк протолита периодом ~2.71 - 2.69 млрд. лет. Данные о рассеянных элементах и данные о парагнейсах Нурмес, полученные U-Pb методом, позволяют предположить, что их комплексы-источники включали главным образом ТТГ с возрастом 2.75-2.70 млрд. лет и/или плутонические и мафические вулканические породы санукитоидного типа. Наличие вулканических прослоев типа MORB в вакках Нурмес позволяет предположить, что их отложение происходило в задуговой или внутридуговой обстановке [4].

На основе составов главных и рассеянных элементов ТТГ подразделяются на четыре основные геохимические группы. Первая группа имеет относительно низкое содержание SiO_2 , повышенное содержание Mg, низкую величину отношения Sr/Y и высокое содержание тяжелых РЗЭ, что указывает на источник, лишенный граната. Вторая группа имеет высокое содержание SiO_2 , низкую концентрацию Mg, низкое содержание тяжелых РЗЭ и высокую величину отношения Sr/Y, что позволяет предположить наличие гранатсодержащего базальтового источника. Породы, относящиеся к третьей группе, имеют положительные аномалии Eu, отчетливо фракционированные спектры РЗЭ (тяжелые РЗЭ находятся в основном ниже пределов обнаружения), высокие величины отношений Sr/Y и Zr/Sm и невысокие содержания совместимых элементов, Fe и Mg. В четвертую группу входят санукитоиды с высоким содержанием Ba и Sr, которые обычно моложе (2.74 - 2.72 Ga) других ТТГ. Их низкие содержания SiO_2 и высокие концентрации K_2O и MgO позволяют предположить, что они образовались путем плавления в обогащенном мантийном источнике. По сравнению с Центрально-Карельским комплексом Западно-Карельский комплекс содержит более низкий объем санукитоидов.

Мигматизированные амфиболиты образуют две основных геохимических группы. Породы первой группы имеют плоский или деплетированный ТРЗЭ характер рассеянных элементов, сопоставимый с таковым в MORB. Породы второй группы обогащены ЛРЗЭ и крупноионными литофилами (LIL), характеризуются отрицательной аномалией Nb, подобно базальтам островных дуг. В группе пород, обогащенной ЛРЗЭ, содержание совместимых элементов (особенно Ni, а также и Sr) низкое. Амфиболиты андезитового состава, также как и базальтового, имеют сходное содержание рассеянных элементов, обогащенные ЛРЗЭ. Это показывает, что они относятся к одной и той же магматической серии, которая, возможно, представляет собой островодужный магматизм, но возможно также что эти породы образовались по дайкам, которые внедрились в ТТГ и были контаминированы коровым материалом.

Западно-Карельский комплекс был метаморфизован в условиях верхней амфиболитовой и гранулитовой фаций. Исключениями являются внутренние части зеленокаменных поясов, в которых все еще часто встречаются минеральные ассоциации средней или низкой амфиболитовой фаций, хорошо сохранившиеся первичные текстуры и лишь незначительная мигматизация или ее полное отсутствие. Среднебарические гранулиты (образовались при давлении около 9-11 кбар и температуре 800-900°C) обнаружены только в блоке Иисалми. В районе Сиуруа залегают мафические гранулиты, метаморфизованные при давлении около 5-6 кбар и температуре 700-800°C. На основе U-Pb возрастов титанитов, монацитов и цирконов из гранулитов и лейкосом мигматитов был сделан вывод, что это произошло 2.71-2.62 млрд. лет назад, одновременно с внедрением самых молодых гранитоидов [5, 2, 3].

Неоархейская аккреция экзотических комплексов с последующей коллизия, которая произошла примерно 2.74-2.67 млрд. лет назад, возможно послужили механизмом образования современной структуры Карельской провинции. Приблизительно 2.80-2.75 млрд. лет назад в связанной с субдукцией обстановке произошла аккреция мезоархейских микроконтинентов и пород океанического дна, и образовались новые ТТГ вместе с вулканическими породами серии BADR некоторых зеленокаменных поясов. В результате субдукции литосферная мантия обогатилась крупноионными литофилами (LIL), и 2.74-2.72 млрд. лет назад отрыв плиты привел к плавлению обогащенной мантии с образованием санукитоидов. Осадконакопление произошло примерно 2.70 млрд. лет назад в задуговых бассейнах, которые в настоящее время представлены парагнейсами Нурмес и другими телами метаосадков в ТТГ [4]. Примерно 2.71-2.64 млрд. лет назад за аккрецией сразу же последовала коллизия. Мезоархейские и палеоархейские микроконтиненты существуют в виде тонких слоев в утолщенной коре, представленной в настоящее время, например, комплексами Сиуруа и Иисалми. Вследствие радиоактивного распада в утолщенной коре с последующим орогенным обрушением и расширением, а также адвективного нагревания интрузиями санукитоидов, средняя и нижняя кора частично расплавилась, что привело к образованию мигматитов и гранит-гранодиоритовых интрузий [3, 5].

The Western Karelian terrane comprises much of eastern Finland and the westernmost part of Russian Karelia. Migmatitic tonalitic-trondhjemitic-granodioritic (TTG) orthogneisses and amphibolites predominate, with small medium to low pressure granulite areas in the western part of the terrane. Crustal

architecture inferred from seismic data, as well as bedrock structural data, suggest thrust stacking and transpression during late orogenic deformation around 2.70 Ga. Tectonic transport was towards NE and SE, with evidence that the Western Karelian terrane was emplaced eastwards over the Central Karelian terrane. In the Central Karelian terrane high abundances of greywackes and 2.74-2.72 Ga basalt-andesite-dacite-rhyolite series volcanic rocks in the Ilomantsi and Khedozero-Bolsheozero greenstone belts indicate that they represent arc type tectonic settings, whereas mafic volcanic rocks in the Kostomuksha and Kuhmo greenstone belts resemble more plume type magmas [1].

In the Western Karelian terrane rocks whose zircon ages are > 3.0 Ga are rare, existing only from the Iisalmi (3.2-3.1 Ga) and Siurua (3.5 Ga) terranes [2]. The oldest volcanic rocks are found in the northern part of the Suomussalmi greenstone belt, 2.96-2.94 Ga, and some nearby TTGs and migmatites are of the same age [3]. However, all dated volcanic rocks in the Tipasjärvi, Kuhmo, Suomussalmi and Oijärvi greenstone belts yield ages of 2.84-2.75 Ga. Mesosomes of migmatites and TTG orthogneisses outside the greenstone belts give similar ages. The ion probe and TIMS U-Pb age determinations on zircon grains from mesosomes of paragneisses from various parts of the Western Karelian terrane constrain deposition of the protolith wackes to c. 2.71 - 2.69 Ga. Trace element and U-Pb data from the Nurmes paragneisses suggest that the source terrains comprised mainly 2.75-2.70 Ga TTG and/or sanukitoid-type plutonic and mafic volcanic rocks. The presence of MORB-type volcanic intercalations in Nurmes wackes suggests they were deposited in a back- or intra-arc setting [4].

The TTGs form four major geochemical groups on the basis of their major and trace element compositions. One group has relatively low SiO₂, elevated Mg, low Sr/Y ratio and high HREE indicating garnet-free source. Another group has high SiO₂, low Mg, low HREE and high Sr/Y ratio that suggest garnet-bearing basaltic source. Rocks belonging to the third group have positive Eu anomalies, strongly fractionated REE patterns with HREE mostly below detection limits, high Sr/Y and Zr/Sm ratios and low abundances of compatible elements and Fe and Mg. The fourth group are high-Ba-Sr sanukitoids that are generally younger (2.74-2.72 Ga) than other TTGs. Their low SiO₂ and high K₂O and MgO contents suggest an origin by melting in an enriched mantle source. Compared with the Central Karelian terrane the Western Karelian terrane has lower abundances of sanukitoids.

Migmatitic amphibolites form two major geochemical groups. Basaltic rocks belonging to the first group have flat or HREE depleted trace element patterns, resembling those of mid-ocean ridge basalts. In the second group basaltic rocks are enriched in LREE and LIL elements, and they have a negative trough in Nb, like island arc basalts. Compatible elements, especially Ni but also Cr are low in LREE enriched group. Andesitic amphibolites have similar trace element contents with LREE enriched basaltic amphibolites, indicating that they belong to the same magma system, which may represent island arc magmatism or dykes that intruded into TTGs and were contaminated with the crustal material.

The Western Karelian terrane was metamorphosed in upper amphibolite facies and granulite facies conditions. Exceptions are the inner parts of greenstone belts which still often have mid or lower amphibolite facies mineral assemblages, well preserved primary structures and only a little or no migmatization. Medium pressure granulites, metamorphosed at c. 9-11 kbars and 800-900°C are found only in the Iisalmi block. In the Siurua area there are mafic granulites whose metamorphic pressures and temperatures were c. 5-6 kbars and 700-800°C. On the basis of U-Pb ages on titanites, monazites and zircons from granulites and migmatite leucosomes this took place at 2.71-2.62 Ga, coevally with the emplacement of the youngest granitoids [5, 2, 3].

Neoarchean accretion of exotic terranes and subsequent collision at around 2.74-2.67 Ga may have been the mechanism that generated the present structure of the Karelian Province. At around 2.80-2.75 Ga Mesoarchean microcontinents and ocean floor rocks were accreted in a subduction-related environment, and new TTGs were formed together with the BADR series volcanic rocks of some greenstone belts. As a result of subduction lithospheric mantle was enriched in LIL elements, and at 2.74-2.72 Ga slab breakoff led to melting of the enriched mantle, producing sanukitoids. Sedimentation took place at around 2.70 Ga in back arc basins that are now represented by the Nurmes paragneisses and other metasedimentary interlayers in TTGs [4]. Accretion was then followed immediately by collision at 2.71-2.64 Ga. Mesoarchean and Palaeoarchean microcontinents are present as slices in the thickened crust represented now e.g. by the Siurua and Iisalmi terranes. As a consequence of radioactive decay in the thickened crust, followed by orogenic collapse and extension, and advective heating by sanukitoid intrusions the middle and lower crust was partially melted, producing migmatites and granitic-granodioritic intrusions [3, 5].

Литература – References

- Puchtel, I.S., Hofmann, A.W., Mezger, K., Jochum, K.P., Shchipansky, A.A. and Samsonov, A.V., 1998. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic shield // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. V. 155. P. 57-74.
- Mutanen, T. and Huhma, H. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2003. V. 75. P. 51-68.
- Käpyaho, A., Hölttä, P. and Whitehouse, M. U-Pb zircon geochronology of selected Neoarchaean migmatites in eastern Finland // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2007. V. 79. P. 95-115.
- Kontinen, A., Käpyaho, A., Huhma, H., Karhu, J., Matukov, D. I., Larionov, A. and Sergeev, S. A. Nurmes paragneisses in eastern Finland, Karelian craton: provenance, tectonic setting and implications for Neoarchaean craton correlation // *Precambrian Research*. 2007. V. 152. P. 119-148.
- Mänttari, I. and Hölttä, P. U-Pb dating of zircons and monazites from Archean granulites in Varpaisjärvi, central Finland : evidence for multiple metamorphism and Neoproterozoic terrane accretion // *Precambrian Research*. 2002. V. 118. P. 101-131.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ В БЕЛОМОРСКОМ КОМПЛЕКСЕ

Ходоревская Л.И.

ИЭМ РАН, Черноголовка, Московская обл., Россия, lilia@iem.ac.ru

MAIN TYPES OF GRANITE FORMATION IN BELOMORIAN COMPLEX

L.I. Khodorevskay

Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Moscow district, Russia, lilia@iem.ac.ru

В докладе рассмотрено два механизма преобразования пород основного состава в гранитоиды, типичных в эволюции континентальной коры Беломорского комплекса.

I. Парциальное плавление метабазитов

60-70% докембрийской континентальной коры Беломорья сложено серыми гнейсами - метаморфизованными аналогами тоналит-грандземит-гранодиоритовых серий (ТТГ). В общем объеме ТТГ резко преобладают породы с содержанием Al более 15 мас. %, обогащенные легкими РЗЭ и обедненные тяжелыми РЗЭ ($La/Yb > 20$), с высоким отношением Sr/Y и отчетливыми отрицательными Nb/Ta и Y аномалиями. Наличие в ТТГ блоков, ксенолитов и скиалитов амфиболитов, двупироксеновых сланцев и других типов метабазитов свидетельствует о том, что ТТГ могли выплавляться из пород основного состава – пород океанической коры, что подтвердили многочисленные экспериментальные исследования. Геохимическое моделирование, проводимое на основании экспериментальных данных, и прямые измерения позволили предположить, что для выплавления ТТГ в архее благоприятны условия частичного плавления утолщенной океанической коры в малоглубинных условиях (плюмовая модель) [1]. С другой стороны, согласно исследованиям [2] выплавление ТТГ происходило за пределами кривой Amph-out в условиях эклогитовой фации, поэтому преобладающим типом архейской геодинамики для выплавления ТТГ являлась субдукция океанической коры. Действительно, эклогиты Гридино, Салмы, Куру-ваара комплементарны по составу вмещающим их ТТГ гнейсам, для тех и других устанавливается возраст ≈ 2720 и 2860 млн. лет [3, 4]. Эти факты, казалось бы, подтверждают выводы [2]. Однако, согласно расчетам, для того, чтобы ТТГ выплавлились и отделились от рестита в эклогитовой фации, необходимо, чтобы содержания H_2O в системе были более 4-5 мас. %. Ни один метабазит продуцировать такое количество H_2O не может, т.е. для образования и отделения ТТГ расплавов в условиях эклогитовой фации необходим приток водного флюида извне. Предполагается [4], что источником H_2O для эклогитов Салмы и Куру-ваара могли быть высокомагнезиальные породы – пиклогиты, переслаивающиеся с эклогитами. С другой стороны, многочисленные эксперименты показали, что при рассматриваемых параметрах даже мантийные минералы обладают высокой инконгруэнтной растворимостью, при этом во флюид переходят кремнезем, щелочи, в какой-то мере глинозем. Например, конгруэнтная растворимость жадеита (Jd) при $T=650^\circ C$ в интервале давлений 15-20 кбар составляет 35-40 мас. %, при 30 кбар наблюдается

уже инконгруэнтная растворимость $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ с соотношением Na/Al и Si/Al (ат. ед.) во флюиде больше, чем 1 и 2 соответственно, т.е. флюидная фаза с ростом Т-Р параметров обогащается щелочами и кремнеземом. Усиление щелочного характера флюидов приводит к подвижности таких инертных компонентов как Ti , при высоких давлениях становятся подвижными и переносятся растворами Nb , Ta , LP3Э , Y . Согласно [5] максимальные концентрации Na во флюиде следует ожидать в области перехода Pl-Px , т.е. это интервал давлений 10-15 кбар. Таким образом, плавление основных пород в эклогитовой фации возможно только в присутствии флюидной фазы, растворенные во флюиде щелочи, главным образом Na , Si и другие некогерентные элементы оказывают свое влияние на появление существенно Na , высококремниевых ТТГ расплавов.

II. Гранитизация метабазитов

Другим типом преобразования основных пород является образование кислых расплавов при процессах гранитизации (Коржинский, 1952). Вследствие привноса-выноса компонентов состав вмещающей породы приближается к граниту, если Т-Р параметры отвечают солидусу, порода плавится. Процессы гранитизации и мигматизации отмечались на протяжении основного времени развития Беломорья, ранние ее проявления, также как и образование ТТГ серий, соответствуют рубежу 2.8-2.7 млн. лет. Наиболее благоприятным для проявления гранитизации являются условия верхних температур амфиболитовой фации и общее давление 5-7 кбар. Нами установлено, что гранитизация небольшого массива (о. Горелый, Кандалакшский залив) отмечена при давлении 9-10 кбар. Очевидно, это давление является предельным, поскольку при более высоких давлениях наблюдается переход $\text{Pl} \rightarrow \text{Px}$, а Px парагенезисы не являются характерными для гранитизации. Основные преобразования при рассматриваемых процессах заключаются в нарастающей метасоматической дебазификации и ощелачивании вмещающих пород с последующим их превращением в теньевые мигматиты, заключительным плавлением и замещением измененной породы гнейсогранитным расплавом, как правило, с содержанием $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$ мас.%. Минеральный состав метабазитов при гранитизации меняется следующим образом: Px и Grt замещаются Hbl и Bt , Lbr-Btw превращаются в Anz и Olg , появляются межгранулярные новообразования и зерна Kfs и Qtz . К тыловой зоне колонки снижается (дебазификация) общее количество Hbl и Bt , а их железистость постепенно растет до значений, характерных для гранитоидов. Особенностью процессов гранитизации является не только Na (трондьемитовый) тренд развития, но и K (гранитный), практически полностью отсутствующий при частичном плавлении.

Также как и для модели частичного плавления метабазитов, при гранитизации инфильтрующимся флюидом привносятся легкие РЗЭ, LIL , выносятся тяжелые РЗЭ, очевидно должна наблюдаться Nb/Ta аномалия (данные практически полностью отсутствуют), валовая концентрация солей во флюиде может быть высока, вплоть до рассолов.

Рассмотренные примеры показывают, что процессы гранитизации метабазитов, также как и их частичное плавление в области водонасыщенного солидуса, проходят при участии щелочно-кремниевых флюидов, что объясняет некоторые сходные особенности распределения элементов, включая редкие и редкоземельные. Принципиальным отличием этих двух механизмов является различные объемы флюидной фазы, участвующей в гранитообразовании. При частичном плавлении небольшое количество Na-Si содержащего флюида полностью растворяется в расплаве, образуются трондьемиты. При гранитизации флюидная фаза не только растворяется в расплаве (более низкие давления требуют меньших содержаний H_2O для плавления), но и участвует в процессах метасоматической переработки вмещающей породы с выносом оснований.

Исследования были проведены при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 06-05-64645, 09-05-00744 и программы ОНЗ, тема № 7

Considered in the report are two transformation mechanisms of rocks of basic composition into granitoids, which are typical of the evolution of continental crust of Belomorsky complex.

I. Partial melting of metabasites

60-70% of Precambrian continental crust of Belomorsky region is formed by grey gneisses – metamorphized analogues of tonalite-trondhjemite- granodiorite series (TTG). In the total volume of TTG there prevail rocks with Al content more than 15 wt.%, enriched with light REE and poor in heavy REE ($\text{La}/\text{Yb} > 20$), with a high ratio Sr/Y and distinct negative Nb/Ta and Y anomalies. The presence of

xenoliths and amphibolite skialites, bipyroxene schists and other types of metabasites in TTG blocks testifies that TTG could be melted off the rocks of basic composition – rocks of oceanic crust which has been proved by numerous experimental investigations. Geochemical modeling based on experimental data and direct measurements allowed to suggest that conditions of partial melting of reinforced oceanic crust in low depths (plume model) are favorable for TTG melting out in Archean [1]. On the one hand, according to investigations [2] TTG melting out proceeded outside the curve Amph-out under the conditions of eclogite facies. That is why the main type of Archean geodynamics of TTG melting was the subduction of oceanic crust. Actually, eclogites of Gridino, Salmy, Kuru-vaara are complementary in composition with their country TTG gneisses. Their age was determined to be ≈ 2.720 and 2.860 Ga [3, 4]. The cited facts seem to prove the conclusions of [2]. However, according to calculations, H_2O content in the system should be more than 4-5 wt% to provide TTG melting out and separation from restite in an eclogite facies. No metabasite can produce such H_2O content, i.e. an income of water fluid from outside is necessary for the formation and separation of TTG melts under the conditions of eclogite facies. It is supposed [4] that high alumina rocks – piklogites interlayered with eclogites could be a source of H_2O for eclogites of Salmy and Kuru-vaara. On the other hand, numerous experiments showed that at the parameters considered even mantle minerals possess high incongruent solubility. At that silica, alkalis, and at some extent alumina transfer into the fluid. For example congruent solubility of jadeite (Jd) at $T=650^\circ C$ in the temperature range 15-20 kbar is 35-40 wt %. At 30 kbar incongruent solubility of $NaAlSi_2O_6$ with the ratio Na/Al and Si/Al (at. un.) in a fluid more than 1 and 2 respectively, i.e. a fluid phase gets enriched with alkalis and silica with increasing T-P parameters. An increase in alkalinity leads to the mobility of such inert components as Ti, at high temperatures Nb, Ta, LREE, Y become mobile and transfer by solutions. According to [5] maximum concentrations of Na in the fluid is expected in the transition zone, i.e. in the pressure range 10-15 kbar. Thus, melting of basic rocks in the eclogite facies is only possible in the presence of a fluid phase. Alkalis, mainly Na, Si and other incongruent elements dissolved in the fluid have an effect on the appearance of Na, high silicon TTG melts.

II. Granitization of metabasites

Another type of basic rock transformation is formation of acid melts upon the granitization processes (Korzhinsky, 1952). As a result of gain - loss of components the composition of a country rock approaches the granite one, if T-P parameters correspond to the solidus the rock melts. The processes of granitization and migmatization were noted all through the main time of Belomorie development, the early its manifestations as well as TTG series formation correspond to the period of 2.8-2.7 Ga. The conditions of upper temperatures of the amphibolite facies and a pressure of 5-7 kbar are the most favorable for granitization manifestation. It has been found that granitization of a small massif (is Gorely, Kandalaksha bay) occurred at a pressure of 9-10 kbar. That pressure is obviously the maximum one, because at higher pressures the transition Pl \rightarrow Px is observed and Px parageneses are not characteristic of granitization. The main transformations at the considered conditions consist in an increasing metasomatic debasification and alkalization of country rocks with their following transformation into shady migmatites, final melting and replacement of the altered rock by gneiss-granite melt with ordinary Al_2O_3 content $> 15wt\%$. Mineral composition of metabasites at granitization changes as follows: Px and Grt are replaced by Hbl and Bt, Lbr-Btw transforms into Anz and Olg, intergranular new formations and grains of Kfs and Qtz appear. Total amount of Hbl и Bt decreases towards the rear zone of the column (debasification) and their iron content increases gradually up to the amounts characteristic of granitoids. Besides Na (trondjemite) trend of development a peculiarity of granitization processes is K (granite) one which is practically absent at partial melting. As well as for the model of partial melting of metabasites at the granitization light REE LIL are gained and heavy REE are lost by infiltrating fluid. Nb/Ta anomaly should be obviously observed (there are about no data) bulk concentration of salts in the fluid may be high up to brines.

The examples considered above show that the processes of metabasite granitization as well as their partial melting in the region of water-saturated solidus take place with the participation of alkaline-silica fluids which explains some similar peculiarities of element distribution including rare and rare earth ones. The main difference between those two mechanisms is various volumes of the fluid phase taking part in granite formation. At partial melting a small amount of Na-Si bearing fluid completely dissolves to form trondjemite melts. At the granitization the fluid phase not only dissolves in a melt (at lower pressures smaller H_2O contents are needed for melting) but also participate in the processes of metasomatic transformation of the country rock with the loss of bases.

Литература – References

- Foley S., Tiepolo M., Vannucci R. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones // Nature. 2002. V. 417. P. 837-840.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite // Nature. 2003. V. 425. P. 605-609.
- Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Конилов А.Н. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. № 6. С. 609-631. || O.I. Volodichev, A.I. Slabunov, E.V. Bibikova, A.N. Konilov. Archean eclogites of Belomorian mobile belt (Baltic shield) // Petrology 2004. № 6. P. 609-631.
- Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В., Каулина Т.В. Архейская Беломорская эклогитовая провинция Балтийского щита // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России. Петрозаводск. 2007. С. 458-460. || A.A. Schipansky, A.N. Konilov, M.V. Mintc, T.V. Kaulina. Archean Belomorian eclogite province of Baltic shield. // Geodynamics, magmatism, sediment genesis and minerageny of the North-West of Russia. Petrozavodsk. 2007. P. 458-460.
- Ryabchikov I.D., Mackenzie W.S. Interaction of jadeite with water at 20-30 kbar and 650°C // Miner. Mag. 1985. V. 49. P. 601-603.

ПРОЦЕССЫ ГРАНИТИЗАЦИИ И СОПРЯЖЕННОЙ БАЗИФИКАЦИИ МЕТАБАЗИТОВ В БЕЛОМОРСКОМ КОМПЛЕКСЕ

Ходоревская Л.И.

ИЭМ РАН, Черноголовка Московская обл., Россия, lilia@iem.ac.ru

GRANITIZATION AND ASSOCIATED BASIFICATION OF METABASIC ROCKS IN THE BELOMORIAN COMPLEX

Khodorevskaya L.I.

Institute of Experimental Mineralogy, RAS, Chernogolovka, Moscow region, Russia, lilia@iem.ac.ru

При P-T параметрах эклогитовой и амфиболитовой фаций выплавление большого объема ТТГ-расплавов возможно исключительно при участии инфильтрации глубинных флюидов, т.е. в условиях открытых систем. Согласно модели гранитизации (Д.С. Коржинский, 1952), инфильтрующиеся флюиды приносят в породы щелочи и кремнезем, это может приводить к образованию кварц-полевошпатовых метасоматитов и фельдшпатизированных пород без признаков плавления. Однако если T-P параметры соответствуют гранитному солидусу, интенсивная и длительная циркуляция богатых щелочами и кремнеземом $H_2O-Cl-CO_2$ флюидов приводит к превращению metabasites сначала в теневые мигматиты, затем в мигму, и, наконец, замещению тоналитовым или двуполевошпат-гранитным расплавом измененных вмещающих пород. Наблюдения показывают, что гранитизация *in situ* является типичным завершением проградной метаморфической эволюции древних щитов, в результате чего объем кислой гранитоидной составляющей (жил, пегматитовых полей, гранитных куполов, теневых мигматитов) в них всегда увеличивается, а основных пород – сокращается.

Изучение трансформации метагаббро-норитов в гранитоиды на о. Горелый (Кандалакшская губа, Беломорье) показало, что по направлению к контакту с гнейсогранитами почти не измененные коронарные метагаббро-нориты сменяются сначала апогаббровыми $Hbl-Pl \pm Scp \pm Qtz$ плагиоамфиболитами с магматическими реликтами, затем - калишпатизированными $Hbl-Bt-Pl-Kfs-Qtz \pm Scp \pm Cal$ апогаббровыми амфиболитами, и, наконец, гнейсогранитами $Kfs-Pl-Bt-Hbl-Qtz$ состава с многочисленными полурасстворенными скиалитами апогаббровых амфиболитов. Ширина зоны метасоматических преобразований в метагаббро-норите варьирует от 5 до 20 м. Зональное преобразование метагабброидов было вызвано фильтрацией кремнещелочных $H_2O-Cl-CO_2$ рассолов, ассоциирующих и генетически связанных с гнейсогранитами, мольная доля NaCl в поступающем в породу флюиде (тыловая зона инфильтрационной колонки) $\approx 0.17-0.30$. Микрозондовые измерения содержания Cl в биотитах позволили рассчитать изменение кислотности растворов в приконтактной зоне ($\lg f_{H_2O}/f_{HCl}$). Значения $\lg f_{H_2O}/f_{HCl} = 0.8-1.3$ свидетельствуют о том, что растворы, фильтрующиеся со

стороны гнейсогранитов, были высокоагрессивны, обладали высокой летучестью HCl (f_{HCl} во флюиде могла достигать 500 бар). Именно поэтому в приконтактовой зоне отмечено наиболее высокое содержание Cl в амфиболах (до 0.44 мас. %) и биотите (до 0.38 мас. %), что является доказательством их формирования на пике метаморфизма. Появление апатита проходило в условиях менее кислотной, более водной флюидной фазы ($\lg f_{H_2O}/f_{HCl} \approx 2.98-3.91$), видимо, связанной с фильтрацией остаточных гидротермальных растворов, израсходовавших на пике метаморфизма большую часть своей солевой нагрузки.

Помимо привноса флюидом щелочей и кремнезема флюидом привносились Rb, Ba, Pb, Zr, легкие РЗЭ, происходило перераспределение Cu, Zn, Cr, Co, V, Ni вдоль направления фильтрации растворов. Гранитизация метагаббро-норита происходила на фоне увеличения фугитивности кислорода во флюиде приблизительно в интервале от QFM-1 лог. ед. до QFM+4 лог. ед. Расчеты показали, что поток флюида, просочившийся через породу за все время гранитизации, составлял $q \approx 4 \times 10^2 - 2 \times 10^3 \text{ см}^3/\text{см}^2$. Именно малым объемом флюида, профильтровавшимся через породу, объясняются преобразования только краевой части метагаббро-норитов на о. Горелый.

Вынесенные в результате гранитизации краевой части метагаббро-норита о-ва Горелый основные компоненты Fe-Mg-Ca не были нами найдены, поскольку обычно они рассеиваются за пределами участков гранитообразования и мигматизации. В более редких случаях возможно и их концентрированное жильное переотложение. Особенностью таких метасоматических (базификатных) жил является зональное строение, что свидетельствует о том, что их образование было связано с растворами.

Примером могут служить гранат-пироксен-роговообманковые метасоматические жилы, обнаруженные внутри Колвицкого метаанортозитового массива [1], метаморфизованного и местами гранитизированного (чарнокитизированного) в свекофенском цикле в условиях высокобарической гранулитовой фации [2]. Мощность жил варьирует от 1 до нескольких десятков см. Типы зональности Колвицком метаанортозитовом массиве различны, но симметричны, например, осевая часть жил может быть сложена агрегатом Grt состава (20-30% Py, Grs – 20-30%) с Mag, окруженная с обеих сторон Cpx-Hbl-Mag зоной. В других жилах центральная часть представлена Орх ядром с включениями мелкозернистого Grt, сменяющимся сначала Cpx-Grt-, а в зальбанде – Grt-Hbl зоной. Третий тип – Cpx-Hbl центральная часть, окаймленная Grt-Hbl-Pl полосами; в составе тех и других много рудных Mag-Ilm сростков. Возможны и другие сочетания. Термометрия жил с использованием включений Hbl и Cpx в центральных частях гранатов дала температуру метасоматоза около 850°C, что совпадает с температурой пика метаморфизма вмещающих анортозитов. По составам ретроградных краевых частей гранатовых зерен и контактирующих амфиболов получены значения до 700-650°C. Таким образом, термальная метаморфическая эволюция метасоматических жил и метаанортозитов одинакова: после максимума при ~ 850°C, те и другие были совместно подвергнуты довольно слабым ретроградным изменениям.

Источником Ca, Mg, Fe, формирующих жилы, могли служить Grt-Px кристаллосланцы в северном окончании Колвицкого массива, поскольку минеральные ассоциации и составы минералов в этих породах и в базификатных жилах, почти идентичны.

Другим примером выноса Ca, Mg, Fe служат базификатные жилы, отмеченные в западной части о. Кий, расположенного в южной части Онежской губы Белого моря.

Более мощные, чем вышеописанные, достигающие 1.0-1.5 м, протяженные базификатные жилы располагаются в метагабброидах. Жилы отличаются довольно простой зональностью – центральная часть зон сложена гранатом (15% Py, Grs – 25-30%), краевая амфиболом – чермакитом с железистостью = 0.30-0.40. Температура жилообразования - 650-700°C, давления около 10 кбар. По предварительным данным, инфильтрация кремнещелочных флюидов в метагабброиды о Кий приводила к их амфиболизации и метасоматозу, выразившемуся в появлении многочисленных ориентированных кварц-полевошпатовых жил. Осаждение щелочей и кремнезема сопровождалось растворением, выносом и переотложением Ca, Mg, Fe в виде мощных базификатных жил в непосредственной близости от их источника.

Исследования были проведены при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 06-05-64645, 09-05-00744 и программы ОНЗ, тема № 7.

At eclogite- and amphibolite-facies P-T parameters, a large volume of TTG-melts can only be produced if deep fluid infiltration is involved, i.e. in open systems. According to a granitization model (D.S. Korzhinsky, 1952), infiltrating fluids supply alkalis and silica to rocks, giving rise to quartz-feldspathic metasomatic rocks and feldspathized rocks that show no signs of melting. If, however, T-P parameters agree with the granite solidus, then as a result of long, intense circulation of alkali- and silica-rich H₂O-Cl-CO₂ fluid, metabasic rocks are altered to nebulitic migmatites, then to magma, and, finally, altered host rocks are replaced by tonalitic or bifeldspathic-granitic melt. Granitization *in situ* has been shown to be a typical final stage in the prograde metamorphic evolution of old shields, so that the volume of a felsic granitoid constituent (veins, pegmatite fields, granitic domes and nebulitic migmatites) in them always increases and that of mafic rocks decreases.

The study of alteration of metagabbro to granitoids on Gorely Island in Kandalaksha Bay, White Sea, has shown that almost unaltered coronary metagabbro pass towards the gneissose-granite contact into apogabbro Hbl-Pl±Scp±Qtz plagioclite amphibolites with magmatic relics, then into K-feldspathized Hbl-Bt-Pl-Kfs-Qtz±Scp±Cal apogabbro amphibolites and, finally, into gneissose-granites, composed of Kfs-Pl-Bt-Hbl-Qtz, with abundant semi-dissolved skialiths of apogabbro amphibolites. A metasomatic alteration zone in metagabbro is 5 to 20 m wide. Zonal transformation of metagabbro was caused by filtration of silicic-alkaline H₂O-Cl-CO₂ brines associated with and genetically related to gneissose-granites, the mole fraction of NaCl in the fluid supplied to the rock (rear zone of the infiltration column) being ≈ 0.17-0.30. Variations in the acidity of solutions in the near-contact zone were estimated by microprobe measurement of the Cl content of biotites ($\lg f_{H_2O}/f_{HCl}$). $\lg f_{H_2O}/f_{HCl}$ values of 0.8-1.3 suggest the solutions filtrated from the gneissose-granite side were highly aggressive and displayed a high volatility of HCl (f_{HCl} in the fluid could be as high as 500 bar). That is why in the near-contact zone the highest percentage of Cl was observed in amphiboles (up to 0.44 mass. %) and biotite (up to 0.38 mass. %), showing that they were formed at a metamorphic peak. Apatite emerged in a less acid, more aqueous fluid phase environment ($\lg f_{H_2O}/f_{HCl} \approx 2.98-3.91$) presumably associated with filtration of remanent hydrothermal solutions that spent most of their salt load at a metamorphic peak.

In addition to alkalis and silica, the fluid supplied Rb, Ba, Pb, Zr and LREE, and Cu, Zn, Cr, Co, V and Ni were redistributed in solution filtration direction. As metagabbro was granitized, the fugacity of oxygen in the fluid increased from ca. QFM-1 log. units to QFM+4 log. units. Calculations have shown that fluid flow that percolated the rocks over the entire granitization period was $q \approx 4 \times 10^2 - 2 \times 10^3$ cm³/cm². Only the marginal part of gabbro on Gorely Island was altered because the volume of fluid that infiltrated the rock was small.

We failed to find the basic constituents of Fe-Mg-Ca, removed by granitization of the metagabbro margin on Gorely Island, because they are usually scattered outside granitization and migmatization zones. Their concentrated veined redeposition is more seldom encountered. Such metasomatic (basifite) veins typically exhibit a zonal structure, suggesting that solutions were involved in their formation.

An example is provided by garnet-pyroxene-hornblende metasomatic veins revealed in the Kolvitsa metaorthositic massif [1] metamorphosed and locally granitized (charnockitized) in the Svecofennian cycle under high pressure granulite-facies conditions [2]. The veins vary in thickness from 1 cm to tens of centimetres. The types of zoning in the Kolvitsa metaorthositic massif are different but symmetrical; for example, the axial part of some veins is made up of aggregate composed of Grt (20-30% Py, Grs – 20-30%) with Mag, and is surrounded on both sides by a Cpx-Hbl-Mag zone. In other veins, the central portion is an Opx core with fine-grained Grt inclusions succeeded first by a Cpx-Grt- zone and then by Grt-Hbl-zone at the selvage. Type 3 has a Cpx-Hbl central portion rimmed by Grt-Hbl-Pl bands; both host many ore Mag-Ilm intergrowths. Other combinations are also possible. Thermometry of veins using Hbl and Cpx inclusions in the central parts of garnets showed that metasomatism occurred at ca. 850°C, which coincides with the metamorphic peak temperature of host anorthosites. Based on the compositions of the retrograde margins of garnet grains and contacting amphiboles, temperatures of up to 700-650°C were obtained. Thus, the thermal metamorphic evolution of metasomatic veins and that of metaorthosites are identical: after a maximum at ~ 850°C, both have jointly suffered slight retrograde alterations.

The source of Ca, Mg and Fe that formed the veins could be provided by Grt-Px schists at the northern end of the Kolvitsa massif, because the mineral associations and mineral composition of these rocks and those of basifite veins are almost identical.

Another example of removal of Ca, Mg and Fe is provided by basifcate veins reported from the western part of Kiy Island located in the southern Onega Bay of the White Sea.

Long, ca. 1.0-1.5 m thick basifcate veins, thicker than those described above, occur in metagabbroids. The veins display a very simple zoning: their central portion consists of garnet (15% Py, Grs – 25-30%) and their margin is made up of amphibole-tschermakite with an iron content of 0.30-0.40. The veins were formed at a temperature of 650-700°C and a pressure of ca. 10 kbar. Preliminary data show that infiltration of silica-alkaline fluids into Kiy Island metagabbroids resulted in their amphibolization and metasomatism that manifested themselves as abundant oriented quartz-feldspar veins. Deposition of alkalis and silica was accompanied by dissolution, removal and redeposition of Ca, Mg and Fe in the form of thick basifcate veins in close proximity to their source.

Литература – References

Л.И. Ходоревская, С.П. Кориковский. Метасоматические гранат-клинопироксен-ортопироксен-роговообманковые жилы в метаанортозитах Колвицкого массива, Кольский полуостров: минеральный состав и связь с сингранулитовой гранитизацией // Докл. РАН, 2007. Т.415. № 4. С. 539-543 || L.I. Khodorevskaya & S.P. Korikovsky. Metasomatic garnet-clinopyroxene-orthopyroxene-hornblende veins in metaanorthosites from the Kolvitsa massif, Kola Peninsula: mineral composition and association with syngranulitic granitization // Dokl. RAN, 2007. Vol. 415. No. 4. P. 539-543

Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома на Балтийском щите. Л.: Наука. 1979. 127 с. || L.A. Priyatkina & E.V. Sharkov. Geology of the Lapland Deep Fault in the Baltic Shield. L.: Nauka. 1979. 127 p.

ГЕОЛОГИЯ И СОСТАВ АРХЕЙСКИХ TTG И ПЛАГИОГРАНИТОВ ФАНЕРОЗОЙСКИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК: СХОДСТВО И ОТЛИЧИЕ

Чекулаев В.П.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, vpchekulaev@mail.ru

GEOLOGY AND COMPOSITION OF ARCHEAN TTG AND PLAGIOGRANITES OF PHANEROZOIC GEODYNAMIC SETTINGS: SIMILARITIES AND DIFFERENCES

Chekulaev V.P.

Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St.Petersburg, Russia, vpchekulaev@mail.ru

На современном эрозионном срезе архейских гранит-зеленокаменных областей породы TTG серии занимают более 80%. В гранулитогнейсовых областях объем TTG также весьма значителен, но здесь они деформированы, метаморфизованы и частично представлены эндербит-чарнокитовыми ассоциациями, в связи с чем точные оценки их объемов затруднены. Согласно сейсмическим данным [2], например, в Центральной Карелии они прослеживаются на глубину до 25-30 км.

Имеющиеся геологические и геохронологические данные демонстрируют во-первых, отсутствие для значительного интервала времени связи между формированием зеленокаменных поясов и становлением TTG и во-вторых, неоднократность внедрения пород TTG серии на одной и той же территории. Согласно этим же данным наибольший объем TTG был сформирован в неоархее. Это присуще и Карельской гранит-зеленокаменной области. Здесь в неоархее формировались породы TTG ассоциации более древние, синхронные и более молодые по отношению к зеленокаменным поясам. Примером более древних TTG серий являются гранитоиды фундамента зеленокаменных пород внутриконтинентальных поясов, таких как, Керетский, Маткалахтинский и, возможно, Костомукшский. Примером более молодых интрузий тоналитов, расположенных внутри зеленокаменных поясов, может служить Шилосская интрузия Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии. Что касается TTG, непосредственно обрамляющих зеленокаменные пояса и близких к ним по возрасту, то это преимущественно продукты реоморфизма более древних TTG.

Породы TTG серии обладают рядом характерных черт, отличающих их от других магматических пород. Главной особенностью пород серии является их значимое распространение только в архее, при этом их формирование охватывает длительный период времени от 4 млрд лет до конца неогархея. Породы TTG серии, как правило, слагают площади округлой или овальной формы и обычно описываются как купола или ареалы. В таких гранит-зеленокаменных областях, как Среднеприднепровская и Фенно-Карельская, породы TTG серии, в различной степени мигматизированные, занимают все пространство между зеленокаменными поясами. Интрузии плагиогранитов в фанерозойских вулканических поясах в отличие от архейских TTG занимают небольшой объем и имеют линейную форму, подчиненную структуре вулканического пояса [3,]. Определенное сходство с архейскими TTG имеют некоторые батолиты Анд, но по масштабам проявления они значительно уступают архейским, а формирование их существенно оторвано во времени от вулканических серий.

Особенностями состава пород TTG серии архейских кратонов являются: 1) преобладание тоналитов над трондьемитами; 2) подчиненное количество гранодиоритов; 3) лейкократовость с достаточно узким интервалом содержания SiO_2 . Преобладание в составе серии лейкократовых пород очевидно при сравнении с составами фанерозойских плагиогранитов. Архейские TTG серии являются значительно более кремнеземистыми в сравнении с вулканитами островных дуг и окраин континентов. Они отличаются и от кайнозойских адакитов, которые некоторыми исследователями [5 и др.] рассматриваются в качестве аналогов архейских TTG и привлекаются для подтверждения субдукционной природы тоналитов. Однако, как показано в работах K. Condie и R. Smithies, TTG не являются аналогами адакитов, обнаруживая существенные геохимические отличия. Кроме того, они существенно отличаются магниальностью, значительно большей у адакитов. K. Конди отмечает также, что TTG отличаются более низкими концентрациями Sr, Mg, Ni, Cr, меньшими отношениями $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и более высокими LREE и $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$. Таким образом, проводить аналогию этих двух групп пород вряд ли является правомочным.

Архейские TTG серии отличаются также от фанерозойских, входящих в состав извесково-щелочных батолитов и образованных на конвергентных границах плит, меньшими содержаниями HREE, Sc, Y и Ti [4], а также K_2O , Ba, Rb. При сравнении архейских TTG с тоналит-трондьемитовыми комплексами молодых вулкано-плутонических серий островных дуг и активных окраин [3 и др.] устанавливается ряд принципиальных отличий состава этих интрузий от архейских TTG. Прежде всего это касается характера распределения РЗЭ. Молодые интрузии существенно обогащены тяжелыми РЗЭ и Y. В определенной мере это согласуется с некоторыми различиями в содержании главных элементов. Так, плагиограниты, так же как и ассоциирующие с ними вулканиты BADR-серий, по сравнению с архейскими TTG имеют в основном более низкие отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ и Sr/Y и более высокие отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, отражающие более существенную роль плагиоклаза и подчиненную роль граната в респите. Эти особенности их составов предполагают менее глубокие в сравнении с архейскими TTG условия магмообразования.

Результаты моделирования по главным и редким элементам указывают на иной состав источника для TTG пород нежели толеиты зеленокаменных поясов. Из толеитовых базальтов зеленокаменных поясов, которые имеют высокие содержания CaO (>10%) и низкие концентрации Sr (100-120 ppm), невозможно получить в разумном объеме составы расплавов, идентичные природным TTG, содержание Sr в которых часто превышает 500 ppm. Масс-балансовые расчеты по главным и редким элементам с использованием экспериментальных данных показывают, что источник тоналитов должен был содержать около 6-8% CaO и более 250 ppm Sr. Этим требованиям отвечают древние амфиболиты Водлозерского кратона и амфиболиты группы А древнего гнейсового комплекса Свазиленда, в определенной мере базальты TN2 по K. Конди или рассчитанный состав нижней коры по Тейлору и МакЛеннону и состав древних нижнекорковых ксенолитов Балтийского щита [1 и др.]. Эти ксенолиты представлены гранулитами, среди которых преобладают породы с содержанием CaO < 10% и концентрациями Sr и Ba > 300 ppm.

TTG rocks make up over 80% of the present erosion section of Archean granite-greenstone provinces. In granulite-gneiss domains, TTG rocks are also abundant, but as they are deformed, metamorphosed and are partly represented by enderbite-charnockite associations, it is difficult to precisely estimate their quantities. Seismic data [2] show that, for example, in Central Karelia they can be traced to a depth of up to 25-30 km.

Available geological and geochronological data show, firstly, that the formation of greenstone belts was not related to the generation of TTG over a long time interval and, secondly, that TTG rocks intruded repeatedly in the same area. It has also been shown that most TTG were formed in Neoproterozoic time. This pattern is also exhibited by the Karelian granite-greenstone province. TTG rocks, older, coeval with and younger than greenstone belts, were generated here in Neoproterozoic time. An example of older TTG series is provided by greenstone rock basement granitoids of intracontinental belts such as Keret, Matkalahta and possibly Kostomuksha. An example of younger tonalite intrusions, located within greenstone belts, is the Shilos intrusion located in the South Vygozero greenstone belt, Karelia. Most TTG that surround greenstone belts and those similar in age were produced by rheomorphism of older TTG.

TTG rocks have some characteristics not observed in other igneous rocks. The main characteristic is their widespread occurrence only in Archean units. They were forming over a long time period of time from 4 Ga to the late Neoproterozoic. TTG rocks commonly constitute round to oval-shaped territories and are usually described as domes or areas. In some granite-greenstone provinces, such as Srednepidneprovian and Fenno-Karelian, TTG rocks, migmatized to a varying degree, occupy the entire space between greenstone belts. Unlike Archean TTG, plagiogranite intrusions in Phanerozoic volcanic belts are not abundant and exhibit a linear shape that depends on volcanic belt structure [3]. Some of Andean batholiths are similar to Archean TTG, but they are far less common, and there was a long time interval between their formation and the generation of volcanic series.

The compositional characteristics of TTG rocks from Archean cratons are: 1) the predominance of tonalities over trondhjemites; 2) minor quantities of granodiorites; and 3) a leucocratic pattern with a fairly narrow SiO₂ concentration range. That the TTG series is dominated by leucocratic rocks is clearly shown by comparison with Phanerozoic plagiogranite compositions. Archean TTG series are much richer in silica than island-arc and continental-margin volcanics. They also differ in Cenozoic adakites understood by some authors [5 et al.] as analogues of Archean TTG and used to support the subduction nature of tonalites. K. Condie and R. Smithies have shown, however, that TTG differ considerably in geochemical composition from adakites. In addition, they are much richer in Mg than adakites. K. Condie also notes that TTG have lower Sr, Mg, Ni and Cr concentrations, lower CaO/Al₂O₃ ratios and higher LREE and Na₂O/CaO ratios. Therefore, the two rock groups are hardly similar.

Furthermore, Archean TTG series contain smaller HREE, Sc, Y, Ti [4], K₂O, Ba and Rb concentrations than Phanerozoic series that form a part of calc-alkaline batholiths and were formed at convergent plate boundaries. Comparison of Archean TTG with tonalite-trondhjemite complexes of young island-arc and active-margin volcanic-plutonic rocks [3 et al.] shows that these intrusions differ markedly in composition from Archean TTG, primarily an REE distribution pattern. Young intrusions are substantially enriched in HREE and Y. This agrees to a certain extent with some differences in major element concentrations. For example, plagiogranites, like associated BADR volcanics, dominantly display lower Na₂O/CaO and Sr/Y ratios and higher CaO/Al₂O₃ ratios than Archean TTG, reflecting a more essential contribution of plagioclase and a minor contribution of garnet to restite. The above compositional characteristics suggest that plagiogranites were generated at shallower depths than Archean TTG.

The results of major and rare-element-based modeling suggest that TTG rocks were derived from a different source, rather than tholeiites from greenstone belts. Melt compositions, identical to natural TTG in which Sr concentration is often in excess of 500 ppm, cannot be formed in reasonable amounts from greenstone-belt tholeiitic basalts that contain high CaO (>10%) and low Sr (100-120 ppm) concentrations. Mass-balance calculations for major and rare elements using experimental data suggest that the source of tonalities contained ca. 6-8% CaO and over 250 ppm Sr. These requirements are met by old amphibolites from the Vodlozero Craton, Group A-amphibolites from the old Swaziland gneiss complex, to a certain TH2 basalts after K. Condie or the calculated lower crust composition after Taylor and McLennon and the composition of old lower-crust xenoliths from the Baltic Shield [1 et al.]. The xenoliths are represented by granulites dominated by rocks that contain less than 10% CaO and over 300 ppm Sr and Ba.

Литература – References

Ветрин В.Р. Состав и строение нижней коры Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2006. Т. 14. № 4. С. 415-438. || Vetrin, V.R. Composition and structure of the lower crust of the Belomorian Mobile belt, Baltic Shield // Petrology. 2006. Vol. 14. No. 4. P. 415-438.

Гончаров А.Г. и др. Сейсмогеологическая характеристика земной коры Карелии // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. 1991. Л.: Наука. С. 53-84. || Goncharov, A.G. et al. Seismogeological characteristics of Karelia's earth crust // Problems in integrated interpretation of geological and geophysical data. 1991. L.: Nauka. P. 53-84.

Луцицкая М.В. Плагииграниты Карякско-Камчатского региона (Геология. Геодинамика). 2001. GEOS. Москва: 170 с. || Luchitskaya, M.V. Plagiogranites of the Karyak-Kamchatka region: geology and geodynamics. 2001. GEOS. Moscow: 170 p.

Condie K.C.. Origin and early growth rate of continents // Precamb. Res. 1986. V. 32. № 4. P. 261-278.

Martin H. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411-429.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ДАЛЬНЕЙШАЯ СУДЬБА РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Шарков Е.В., Богатиков О.А.

ИГЕМ РАН, Москва, Россия, sharkov@igem.ru

ORIGIN AND FURTHER EVOLUTION OF THE EARLY PRECAMBRIAN CRUST

Sharkov E.V. and Bogatikov O.A.

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia, sharkov@igem.ru

Как далеко в историю нашей планеты может быть пролонгирован современный тип тектономагматической активности? Одни исследователи полагают, что характер тектономагматических процессов практически не менялся начиная с эоархея и может быть описан в терминах современной плейт-тектоники. Другие специалисты настаивают на специфике развития Земли в раннем докембрии.

Согласно современным моделям, *первичная земная кора* могла быть или базитовой или сиалической. С точки зрения петрологии и физической химии, принципиальных различий между ними нет: обе требуют глобального расплавления исходного хондритового вещества, чтобы образовать первичную земную кору. Из-за разницы в величинах адиабатического градиента и градиента температуры точки плавления, затвердевание магматического «океана» должно было происходить снизу вверх, приводя к накоплению легкоплавких компонентов, образующих первичную кору. Геологические и геохимические данные (резкое преобладание гранитоидов в архейской земной коре и находки древнейших детритовых цирконов с возрастом 4.4-4.2 млрд. лет (Valley et al., 2002), $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ отношения в них весьма близкие к доминирующим в архее плагиигранитам тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) состава (Blichert-Toft, Albaredo, 2008)) свидетельствуют в пользу первично-сиалической земной коры. Все это делает такие гранитоиды наиболее вероятными претендентами на роль первичной земной коры. С формированием первичной коры, очевидно, связано и первичное же повсеместное истощение вещества верхней мантии.

Тектономагматические процессы в архее и раннем палеопротерозое. Главными тектоническими структурами *архея* являлись гранит-зеленокаменные области (ГЗО) и разделяющие их гранулитовые пояса умеренных давлений. ГЗО с неправильной сетью зеленокаменных поясов в плагиигранитной ТТГ-матрице (переработанной первично-сиалической коре). Эти пояса представляли собой проторифтовые структуры, выполненные высоко-Mg вулканитами коматиит-базальтовой и бонинитоподобной серии. ГЗО являлись областями растяжения, воздымания и сноса, а гранулитовые пояса – преобладающего сжатия, погружения и осадконакопления, древнейшими осадочными бассейнами. Между ними развивались промежуточные зоны тектонического течения. Ситуация в целом резко отличалась от современной плейт-тектоники.

К *протерозою* земная кора стала жесткой, о чем свидетельствует появлению собственно рифтогенных структур, огромных роев даек и крупных расслоенных интрузивов. Характер же тектонической активности в раннем палеопротерозое изменился мало: место ГЗО заняли кратоны, разделенные гранулитовыми поясами; между ними развивались промежуточные зоны пологого течения корового материала в сторону от кратонов к гранулитовым поясам. Преобладающим типом магматизма тогда были образования кремнеземистой высоко-Mg серии (КВМС), формировавшие крупные изверженные провинции. Происхождение мантийно-коровых расплавов расплавов КВМС

связывается с «всплыванием» очагов высокотемпературных ультрамафических магм сквозь кору по принципу зонной плавки, т.е. путем проплавления кровли и кристаллизации у дна (Шарков и др., 2005).

Формирование крупных изверженных провинций предполагает существование под ними мантийных суперплюмов первого поколения, сложенных материалом деплетированной мантии. Растекание их головных частей происходило на глубинах 200-450 км, не вызывая разрывов древней литосферы. Ситуация может быть описана в терминах плюм-тектоники.

Кардинальная смена тектономагматических процессов. Интервал 2.3-2.0 млрд. лет на всех докембрийских щитах характеризовался массовым появлением Fe-Ti пикритов и базальтов, аналогичных фанерозойским внутриплитным магмам. В отличие от предыдущих высоко-Mg расплавов, они произошли из геохимически-обогащенного мантийного субстрата. С этого времени они становятся главным типом магматизма, приводя к «вырождению» КВМС. Вначале характер тектоники не изменился: молодые лавовые потоки наращивали разрезы в тех же самых рифтогенных структурах, формировались рои даек и крупные расслоенные интрузивы, но уже титаноносные. Драматическая смена геологических процессов произошла только 200-300 млн. лет спустя, около 2 млрд. лет, когда появились плейт-тектоника и первые орогены фанерозойского типа.

С этого времени началось систематическое уничтожение древней континентальной сиалической коры в новообразованных системах вулканическая дуга-задуговое море, где эта кора из задугового пространства вовлекалась в зоны субдукции и затем «складировалась» в «кладбищах слэбов», устанавливаемых сейсмической томографией в толще мантии (Karason, van der Hilst, 2000). Это привело к постепенному замещению первично-сиалической («континентальной») коры вторичной мафитовой (океанической) корой.

Таким образом, в интервале 2.3-2.0 млрд. лет назад, состав мантийных расплавов и геодинамические процессы испытали быстрое изменение практически одновременно в масштабе всей Земли. Мы связываем эти изменения с подъемом мантийных суперплюмов второй генерации (термохимических), которые и сейчас генерируются на границе жидкого железного ядра и мантии, обеспечивая современную тектономагматическую активность Земли. Поскольку суперплюмы постоянно отводят тепло от жидкого железного ядра, оно должно постепенно затвердевать. При этом высвобождается большое количество растворенных в расплаве флюидов, что и инициирует их подъем. Благодаря наличию флюидов, вещество этих суперплюмов имело меньшую плотность и достигало более умеренных глубин, где растекание их головных частей уже приводило к активному взаимодействию с верхней частью древней литосферы, включая земную кору: к разрывам последней, формированию зон океанического спрединга, возникновению и перемещению плит, процессам субдукции и т.д., т.е. к появлению плейт-тектоники.

По аналогичному сценарию развивались и другие планеты земной группы, где также развиты два главных типа рельефа – молодые обширные равнины, залитые базальтами (на Луне – *моря*) и поднятия, сложенные более легким древним материалом (*тессеры* на Венере и *земли* на Марсе).

Причины эволюции земных планет. Из приведенных материалов следует, что спустя примерно 2.5 млрд. лет после образования Земли, в тектономагматические процессы стало вовлекаться новое, геохимически-обогащенное вещество, ранее практически в них не участвовавшее, что в конечном счете и привело к появлению плейт-тектоники, действующей и поныне. Где могло храниться это вещество и каким образом оно было активировано?

Установленная последовательность событий могла возникнуть только при комбинации двух независимых факторов: (1) Земля изначально была гетерогенной, т.е. произошла в результате гетерогенной аккреции и (2) ее разогрев происходил сверху вниз, от поверхности к ядру, сопровождаясь охлаждением внешних оболочек. Наиболее вероятной причиной центростремительного разогрева Земли и других земных планет была зона (волна) теплогенерирующих деформаций, возникающая при ускорении их вращения. Мы полагаем, что такие волны деформаций появились после завершения аккреции планет в результате постепенного уплотнения их материала и соответствующего сокращения их радиусов. Такая волна вначале проходила через деплетированную мантию, генерируя суперплюмы первого поколения. Железного ядра она достигала в последнюю очередь, приводя к его плавлению и генерации термохимических суперплюмов, существующих на Земле и поныне.

В настоящее время суперплюмы второго поколения определяют практически всю тектономагматическую активность Земли, являясь главными движителями тектонических процессов. Из

этого следует, что жидкое железное ядро сейчас представляет собой энергетическое «сердце» нашей планеты. После его затвердевания тектономагматические процессы прекратятся, как это уже имеет место на Луне, Венере, Марсе и Меркурии.

How deep in the Earth's history the modern type of the tectonomagmatic activity can be prolonged? Many investigators think, that character of such processes has not practically change from Eoarchean and may be described in plate-tectonics terms, but other geologist insist on specificity of the Earth's evolution in the Early Precambrian.

According to current models, **the primordial Earth's crust** could be mafic or sialic in composition. Both models require a global melting of a primary chondritic material to form the primordial Earth's crust. The final result depends on the degree of melt differentiation during solidification of a magmatic ocean. Such a solidification, because difference on adiabatic and melting-point gradients, proceeded in bottom-top direction and resulted in accumulation of low-temperature derivatives in the upper shells of the planets.

Geological data, namely granite-dominated Archean crust inferred from the study of inherited zircon cores (Valley et al., 2002; Harrison et al., 2005) and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratios in them, close to TTG-granitoids (Blichert-Toft, Albarede, 2008) supports the primordial-sialic crust hypothesis and make TTG granitoids the most favour candidate for the primordial crust. The evidence of the separation of the continental crust from the primordial mantle during the earliest stages of the Earth's evolution comes from its composition which is complementary to that of the depleted mantle (Galer, Goldstein, 1991).

Tectonomagmatic processes in Archean and early Paleoproterozoic. Major Archean tectonic structures are granite-greenstone terranes (GGT) and divided them granulite belts of moderate pressures. GGTs with irregular networks of greenstone belts in the TTG matrix (reworked primordial sialic crust?). These belts represent protorift structures, infilled mainly by high-Mg volcanics of komatiite-basaltic and boninite-like series. GGTs were areas of extension, upraising and denudation, and granulite belts – compression, descending and sedimentation, the most ancient sedimentary basins (Taylor, McLennan, 1985) and their related synkinematic magmatic units, which are dominated by enderbite and charnockite. Transition zones of gently tectonic flowage, like Belomorian Mobile Belt, evolved between these structures. Generally, the Archean geological pattern was drastically different form that inferred from the modern plate tectonics.

By the Proterozoic the crust became rigid resulting in formation of rifts, dike swarms and large mafic-ultramafic layered intrusions. In the Early Proterozoic the character of the tectono-magmatic activity remained almost the same: cratons separated by greenstone belts appeared in the place of GGT. Like in Archean time, the cratons and granulite belts were interspaced by tectonic flowage zones. The magmatism was dominated by siliceous high-Mg series (SHMS) forming large igneous provinces. Geochemically, they were similar to the Phanerozoic boninites but with higher TiO_2 and negative $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ implying an important assimilation of Archean lower crust rocks.

The SHMS and possible Archean geochemical analogues of boninites possibly resulted from the ascent of deep-mantle derived high-temperature ultramafic melts and their percolation through the lithosphere, like zone refining, implying melting at the top and crystallization at the bottom. This provided large-scale assimilation of upper mantle and lower crust rocks.

The appearance of large igneous provinces requires first generation mantle superplumes located beneath them and consisting of depleted mantle material. The heads of the plumes spread at depths of 200-450 km. Such a situation can be described in terms of plume-tectonics typical of the Early Precambrian.

Cardinal change of tectonomagmatic processes. Within all Precambrian shields the period of 2.3 to 2.0 Ga was characterized by voluminous eruption of incoherent element enriched Fe-Ti picrites and basalts similar to the Phanerozoic intraplate magmas. Unlike the older high-Mg melts they were derived from an enriched mantle source. Since then they represent a major type of magmatism.

The character of the tectonic activity did not significantly change: younger lavas erupted over riftogenic sections; dike swarms and Ti-bearing large layered intrusions were formed. The older type of igneous provinces was replaced by modern-type LIP. A drastic change of the tectonic pattern occurred 200-300 Ma later, at ca. 2 Ga, for form first Phanerozoic-type orogens, ophiolites (Penrouz classification), island arcs, back-arc basins, etc., which formed due to the closure of first oceans. Since then, the subduction of the ancient sialic continental crust is a permanent process and the crustal fragments are

stored in the slab graveyard, estimated in the mantle by seismic tomography (Karason, van der Hilst, 2000). Since then it has been replaced by the secondary mafic crust.

Thus, during the period from 2.3 to 2.0 Ga, the tectonic processes and the composition of mantle melts irretrievably changed over the whole Earth. This triggered the processes of plate tectonics which are still active. Simultaneously, important compositional changes occurred in the atmosphere (it became oxidative) and biosphere (multicellular organisms appeared) - Melezhik et al. (2005).

We believe that the ascending second generation mantle plumes (thermochemical plumes), enriched in Fe, Ti, K, Na, P, Ba, Zr, LREE and other incoherent elements, were responsible for those changes. Those plumes were generated at the core-mantle boundary in D" layer and this process is active so far (Dobretsov et al., 2001).

Because the superplumes draw away the heat from the liquid core resulting in its solidification, which goes upwards and thus provide the growth of the inner (solid) core. Such a process relieves big amounts of the fluids dissolved in the melt and initiates the ascent of the thermochemical plumes. The thermochemical plume matter possessed less density and could reach shallower depths. The spread of the head parts led to their active interaction with the upper part of the ancient lithosphere including the crust. This, in turn, resulted in crust fracturing, oceanic spreading, formation and movement of plates, subduction, etc., i.e. plate tectonics.

Evolution of other terrestrial planets (Mars, Venus, Mercury and Moon) had evolved at the same scenario. Two major types of relief observed on them also: ancient highlands composed by light material (*tesseras* on Venus, *earths* on Mars and highlands on Moon) and vast younger planes, formed by basaltic flows (*maria* on the Moon).

Causes of the terrestrial planets evolution. Our data show that at ca. 2.3 Ga on the Earth the tectonomagmatic processes started to involve previously absent geochemically enriched material, which finally led to appearance of plate tectonics. Where the enriched matter was stored, how it was activated?

The established succession of events could be provided by a combination of two independent factors: (1) the Earth originally was heterogeneous, i.e. formed due to the heterogeneous accretion and (2) the downward heating of the Earth – from the surface to the core – was followed by the cooling of its outer shells.

The most probable cause of the centripetal heating of the Earth and the Moon was a zone/wave of heat-generating deformation directed inside the planets. Those inward-directed zone of deformation appeared after the planets were formed (accretion finished) and their rotation around their axes accelerated. That wave could reach the interior of the planets thus heating deep mantle material and generating first superplumes. Finally, it reached the iron core, melted it and produced secondary thermochemical plumes, which are still active.

Now such superplumes determine practically all tectonomagmatic activity on the Earth to be a mover of tectonic processes. From this follows that liquid iron core is the energetic “heart” of our planet. After its solidification tectonomagmatic processes will be completed, how it already occurred on the Mercury, Venus, Mars and Moon.

АРХЕЙСКАЯ ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА: ЧТО СУБДУЦИРОВАЛО?

Щипанский А.А.

ГИН РАН, Москва, Россия, shchipansky@mail.ru

ARCHEAN OCEANIC CRUST: WHAT WAS SUBDUCTED?

Shchipansky A.A.

Geological Institute, RAS, Moscow, Russia, shchipansky@mail.ru

Многочисленные результаты геодинамического, изотопно-геохимического моделирования, а также исследований мантийных ксенолитов, вынесенных кимберлитовыми трубками, показывают, что в архее, как и в последующие геологические эпохи, действовал механизм рециклинга вещества,

образовывавшегося у поверхности Земли и погружавшегося в глубокую мантию [1]. С точки зрения современной геодинамики главным механизмом рециклинга корового вещества является субдукция океанической коры; деламинация фрагментов нижней коры, по-видимому, может вносить лишь незначительный вклад в этот процесс.

Вместе с тем, проблема субдуцируемости океанической коры в архее продолжает оставаться остро дебатруемым предметом, что напрямую связывается с оценками температурного режима мантии Земли того времени. В силу более высокого теплового потока ранней Земли должна была формироваться океаническая кора в 2-3 раза большей мощности, нежели $\sim 6 - 7$ км современная океаническая кора, генерируемая в срединно-океанических хребтах с потенциальной температурой верхней мантии $\sim 1300 - 1350^\circ\text{C}$. Оценки потенциальной мантийной температуры для архейской верхней мантии сталкиваются с большими трудностями, поскольку не известны хорошо документированные примеры океанической коры того времени. Существует широкий спектр оценок этого параметра, основанных как на данных магматической петрологии, так и на параметрических расчетах тепловой эволюции Земли - от $1450 - 1500^\circ\text{C}$ до $1700 - 1800^\circ\text{C}$ [2, 3]. Но даже при минимальных оценках потенциальной температуры архейской верхней мантии мощность генерируемой океанической коры в этом случае должна была составлять $\sim 25 - 30$ км, а ее внутренняя структура быть скорее схожей с современными океаническими плато, нежели с офиолитами (см. обзор [3]). Теоретически, субдуцируемость океанической коры столь большой мощности оказывается под большим вопросом.

Во-первых, такая мощная кора должна обладать положительной плавучестью, а, следовательно, не могла субдуцировать, и скорее испытывать что-то вроде торошения над предполагаемыми зонами нисходящих конвективных ячеек [4]. Во-вторых, высокая температура архейской верхней мантии должна была приводить к пониженной вязкости и, как следствие, ее более интенсивной конвекции, что сильно препятствует инициации субдукции. К тому же такие высокие температуры верхней мантии неизбежно должны вызывать полную дегидратацию мафических частей архейской океанической коры до глубин их трансформации в эклогиты, что также накладывает сильные ограничения на возможность субдукции в архее [5]. Численные модели субдукции, основанные на параметризации плавучести архейской океанической коры и ее прочности при повышенных мантийных температурах, показывают, что субдукция при потенциальных мантийных температурах более 1500°C не происходит даже в том случае, если предполагать частичную эклогитизацию погружавшейся океанической коры [6].

Однако множество данных по архейским гранит-зеленокаменным системам архея свидетельствуют о том, что основные геодинамические режимы их формирования были связаны с конвергентными обстановками, предполагающими субдукцию океанической коры (см. обзор [7]). Действительно, большая часть основных метавулканитов архейских зеленокаменных поясов по геохимическим характеристикам обладает признаками их происхождения в надсубдукционных обстановках, и существуют лишь единичные примеры архейских базальтов геохимически сопоставимых с базальтами MORB типа [8]. Известные к настоящему времени примеры сохранившихся фрагментов архейских офиолитовых ассоциаций, включая разрезы с метавулканитами бонинитовых серий, относятся к типу супрасубдукционных офиолитов, образование которых связывается с процессами спрединга в перекрывающей (надсубдукционной) океанической литосфере [3]. Что же могло погружаться в зоны архейской плитовой конвергенции?

Недавние открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе [9, 10] позволяют пролить свет на этот вопрос. Как было показано ранее, Беломорский пояс представляет собой эклогитовую провинцию, включающую сотни блоков эклогитов, заключенных в ТТГ гнейсах [11]. Как и преобладающие в поясе ТТГ гнейсы, эклогиты показывают мезо- и неоархейские изотопные возрасты. Неоархейские эклогиты (~ 2.72 млрд. лет) обнаружены в районе д. Гридино, Карелия [9], в районе пролива Широкая Салма оз. Имандра [12] и северной части карьера Кура-Ваара на Кольском полуострове. Мезоархейский возраст ($2.86 - 2.87$ млрд. лет) получен для эклогитового тела, обнажающегося у пролива Узкая Салма оз. Имандра [12]. Недавно нами был получен изотопный U-Pb-Th возраст (SHRIMP II) для цирконов из кианитовых эклогитов южной части карьера Кура-Ваара. Наиболее ранние области циркона с хорошо выраженной осциляторной зональностью показали очень надежный конкордантный возраст 2821 ± 24 млн. лет (СКВО = 0.0025), который, по-видимому, соответствует возрасту протолита развитых здесь в изобилии эклогитовых блоков. Цирконы из за-

печатающих эти блоки гнейсов трондьемитового состава дали конкордантный возраст 2801 ± 11 млн. лет ($СКВО = 0.48$), что говорит об очень узком интервале времени (~20 млн. лет) между формированием протолита, его эклогитизацией и последующей эксгумации.

Эти данные хорошо согласуются с данными по реконструкции Р-Т параметров формирования и эволюции архейских эклогитов Беломорского пояса. И неархейские, и мезоархейские эклогиты по пиковым параметрам метаморфизма относятся к типу амфиболовых эклогитов, сохранность в которых свидетельствует проградной ветви их истории и характер изотермальной декомпрессии требует очень короткого интервала (первые млн. лет) всего цикла метаморфической эволюции. Быстрая метаморфическая эволюция характерна для высокобарических субдукционных эклогитов MORB-типа фанерозойских областей. Однако архейские эклогиты Беломорья показывают некоторые важные в генетическом отношении отличия от составов современных MORB. На диаграмме-индикаторе коровой или субдукционной контаминации хорошо видно, что эклогиты Беломорского пояса попадают в поле MORB (рис. 1 а) – случай уникальный для архейских образований [8]. Однако на диаграмме-индикаторе мантийно-плюмовой компоненты также отчетливо наблюдается, что составы эклогитов группируются вокруг составов примитивной мантии, отражая генетическую связь их протолитов с производными мантийно-плюмового тектогенеза (рис. 1б). Подобный геохимический дуализм проявляется в современных океанических плато, и для иллюстрации этого положения на диаграммах нанесены также поля составов позднемелового Карибско-Колумбийского океанического плато (ККОП). Таким образом, субдуцировавшая архейская океаническая кора была по своему составу и строению, вероятнее всего, схожей с современными океаническими плато, которые, несмотря на «теоретическую несубдуцируемость» также испытывают субдукцию.

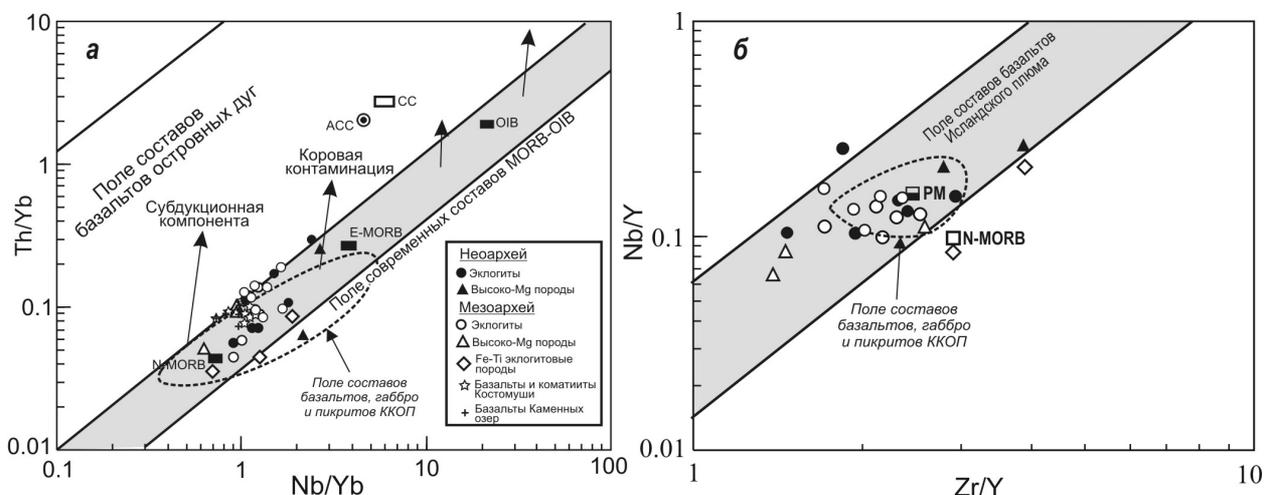


Рис. 1. Индикаторные геохимические диаграммы, иллюстрирующие генетические особенности протолитов архейских эклогитов Беломорского пояса. **а:** диаграмма Th/Yb – Nb/Yb [8] – индикатор коровой контаминации. ACC и CC – средние составы архейской континентальной коры и континентальной коры, соответственно. Для сравнения нанесены точки составов метавулканитов Костомукшского зеленокаменного пояса [13], Сумозерско-Кенозерского пояса [14] и базальтов и габбро Карббско-Колумбийского (ККОП) океанического плато [17]. **б:** диаграмма Nb/Y – Zr/Y [16] – индикатор мантийно-плюмового источника. PM – примитивная мантия, N- MORB – средний состав базальтов современных срединно-океанических хребтов.

Fig. 1. Archean Belomorian eclogites plotted on (a) the Th-Yb proxy (Th-Nb crustal input proxy) diagram [8], and (b) the Nb/Y–Zr/Y proxy (Nb/Zr mantle plume input proxy) projection [16]. Abbreviations: Primitive mantle (PM), continental crust (CC), Archean continental crust (ACC). For comparison are also shown the greenstones from the Kostomuksha belt [13] and the Sumozero-Kenozero belt [14], and the fields of basalts, gabbros and picrites from the Late Cenozoic Caribbean-Columbian Oceanic Plateau [17].

Небезынтересно заметить, что и по возрасту и по составу мезоархейские эклогиты Беломорского пояса оказываются аналогичными мафит-ультрамафитовым формациям Сумозерско-Кенозерского и Костомукшского зеленокаменных поясов, которые отождествляются с образованиями океанических плато [13, 14]. Именно они по геохимическим критериям рассматриваются в качестве наиболее вероятных кандидатов сохранившихся фрагментов архейской океанической коры [8].

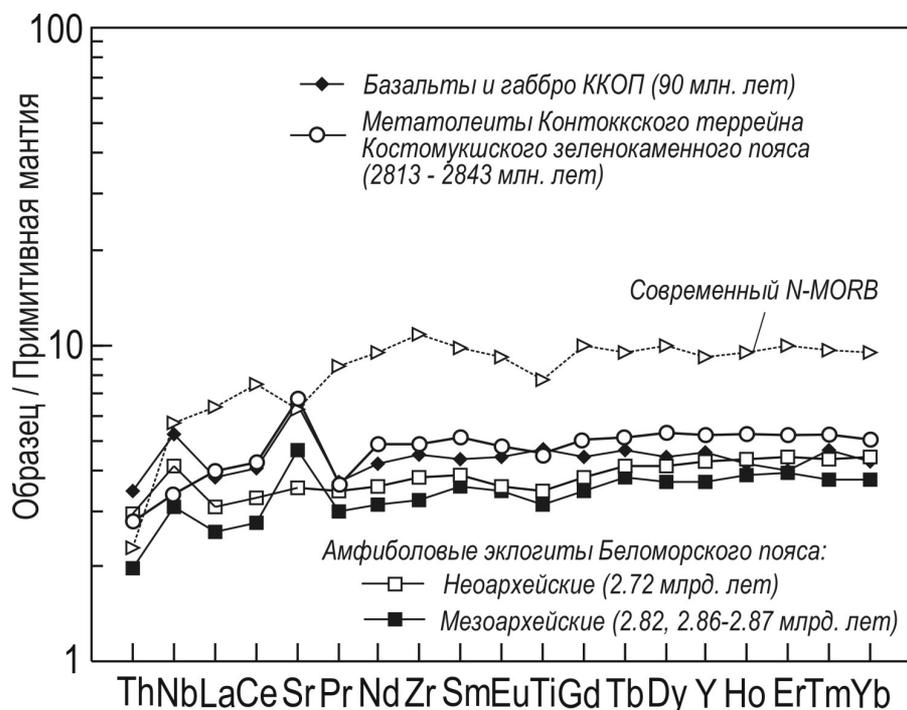


Рис. 2. Нормированные к примитивной мантии распределения содержаний малых элементов средних составов архейских эклогитов Беломорского пояса, метатолитов Костомукшского пояса [13] и базальтам и габбро Кариббско-Колумбийского плато [17]. Для сравнения показан средний состав современного N-MORB.

Fig. 2. Averaged trace element compositions of the Belomorian eclogites plotted on the primitive mantle-normalized diagram. For comparison are also shown the averaged compositions for Kostomuksha greenstones and CCOP basalts and gabbro, and modern N-MORB. Data sources are the same that was used in the Fig. 1.

Особенно показательны сравнительные геохронологические и геохимические данные по Костомукшскому зеленокаменному поясу и мезоархейским эклогитам Кура-Ваары. В Костомукшском поясе возраст формирования базальт-коматиитовой ассоциации оценен в 2843 ± 43 млн. лет (Sm-Nd), 2813 ± 15 млн. лет (Pb-Pb) и 2795 ± 40 млн. лет (Re-Os) [13, 14], а возраст обрамляющих пояс ТТГ гнейсов составляет 2788 ± 6 млн. лет (U-Pb, NORDSIM) [15]. Эти возрастные оценки в пределах ошибки измерений аналогичны приведенным выше изотопным возрастам по мезоархейской эклогит-ТТГ ассоциации Кура-Ваары. Рис. 2 иллюстрирует и заметное сходство в составах эклогитов Беломорского пояса, метабальтов Костомукшского пояса и базальтов и габбро ККОП, с одной стороны, и их отличие от составов современных MORB. Как можно видеть, их составы гораздо менее дифференцированные, чем составы современных MORB, что может указывать на то, что в архее частичному плавлению подвергалась более примитивная мантия. Это сравнение позволяет также думать, что современная океаническая кора является продуктом эволюции резервуара верхней мантии Земли, что, вероятно, было связано как с ее вековым охлаждением (уменьшение степеней частичного плавления и уменьшение мощности океанической коры), так и нарастающим влиянием рециклинга корового вещества на превалирующий состав верхней мантии.

Geodynamic and isotope-geochemical modeling and data from mantle xenoliths brought up by kimberlites clearly indicate that materials that formed near or close to Earth's surface were recycled into the deep mantle in the Archean [1]. From the modern geodynamics, a key input of the recycled crustal material into the mantle is achieved by subduction of oceanic crust whereas delamination of the deep roots of thickened lithosphere is seen as a minor contributor to recycling of crust into the deep mantle.

However the subductability of Archean oceanic lithosphere is still debated that is closely allied to diverse prescribing of Archean mantle temperature regimes. Owing to higher heat-flow in the early Earth

it is commonly suggested that the Archean oceanic crust would have been thicker than the 6-7 km modern oceanic crust the upper mantle potential temperature of which is assumed to be $\sim 1300 - 1350$ °C. Archean mantle potential temperatures are poorly constrained because of lacking well-documented cases of Archean oceanic crust remnants. There is a wide scatter of the published inferences on the Archean mantle temperature calculated from Earth thermal history modeling or magmatic petrology approaching, from $1450-1500$ °C to $1700-1800$ °C [2, 3]. Even for the lowest potential temperature values, a thickness of Archean oceanic crust should be $\sim 25 - 30$ km that is characteristic of modern oceanic plateaus rather than the modern oceanic crust [3, and references therein]. Theoretically, the subductability of such thick oceanic crust appears to be open to question.

In fact, it is likely that oceanic plateaus would have been buoyant and thus would have accreted rather than subducted, so increasing the possibility of oceanic crust stacking over convective downwellings [e.g., 4]. Furthermore, in a hot mantle, the mantle viscosity drops considerably, which may result in an increasing vigor of convection that could, in turn, hindered an initiation of subduction. The higher geothermal gradient of the Archean could have caused tectonically buried ocean crust to be thoroughly dehydrated at shallower depths than in modern subduction zones, thus precluding eclogitization of basaltic protholith and inhibiting subduction [5]. The recent study of the subduction process in a hotter mantle with numerical model calculations has shown that at the potential mantle temperature as higher as 1500 °C the subduction of a partly eclogitized thick oceanic crust becomes frequently hampered [6].

Nevertheless, a lot of the recent results from various Archean granite-greenstone terrains suggest that their geodynamic settings were due to convergence margins involving the subduction of oceanic crust [7, and references therein]. Evidence for the existence in Archean greenstone belts with chemical affinities comparable to modern island arcs and continental arcs is abundant, but there is the only few Archean greenstones with the MORB-like geochemical affinity [8]. The now known Archean ophiolitic remnants involving metavolcanics of boninite series belong to supra-subduction zone ophiolites resulted from the spreading of overriding oceanic plates [3]. What did may be sunk into Archean plate convergence zones?

The recent discoveries of Archean eclogites in the Belomorian mobile belt have provided fresh insight into that question [9, 10]. As has been previously stated, the Belomorian belt is defined as an Archean eclogite province involving several hundred eclogite blocks, at least, embedded in TTG gneisses [11]. At the moment we can say that the Belomorian eclogites were formed both in Neo- and Mesoarchean semi-simultaneously with the hosting TTG gneisses. The Neoproterozoic (~ 2.72 Ga) eclogites have been found in the Gridino locality, N-E Karelia [9], in the Shirokaya Salma locality nearby the Salma Strait of Lake Imandra, Kola Peninsula [12]. More recently we have found a few eclogite blocks in the northern part of Kura-Vaara quarry ($31^{\circ}29.4'E$ $67^{\circ}37.2'N$) which yield U-Pb-Th concordant isotope age of 2722 ± 21 Ma (MSDW=1.4). The Mesoarchean U-Pb isotope age of ca. $2.86-2.87$ Ga has been obtained for the eclogite body outcropped nearby the Uzkaya Salma Strait of Lake Imandra [12]. In the past year we have dated by SHRIMP-II technique zircons from the kyanite-bearing eclogites occurred in abundance in the southern part of Kura-Vaara quarry. These yielded a concordant age of 2821 ± 24 Ma (MSDW=0.0025) which based on the zircon geochemistry data interpreted as the eclogite protholith age. It is of great importance that isotope dating of zircons from the hosting TTG gneiss has shown a concordant age of 2801 ± 11 Ma (MSDW = 0.48). This implies that the elapsed time from the protholith formation via its eclogitization to the exhumation at the mid-crustal level was within the narrow interval, ~ 20 Ma.

The above data are in excellent agreement with the available petrological data on the P-T paths of the metamorphic evolution of the Belomorian eclogites. The both Neo- and Mesoarchean eclogites belong to the type of hornblende eclogites. They preserve occasionally the included mineralogy suggesting the prograde path, and display the nearly isothermal paths of decompression. Coupled together, these indicate the short time span (within a few Ma) of metamorphic evolutionary cycle. The fast metamorphic evolution is typical of high pressure MORB eclogites from many Phanerozoic orogenic belts. However the Archean Belomorian eclogites reveal some crucial geochemical differences as compared with the modern MORB. Loci of the Belomorian eclogites on the Th/Yb–Nb/Yb projection (Fig. 1a), recently proposed by Pearce (2008) to search the Archean oceanic crust, preclude a miniscule feasibility of crustal contamination and hence these can be distinctly defined as derived from Archean oceanic crust. As opposed to the Pearce's diagram, plotted on the Fitton's Zr/Y–Nb/Y projection, the Belomorian eclogites and related high-Mg rocks fall into the field of the mantle plume array (Fig. 1b). Such a geochemical duality is characteristic of modern oceanic plateaus. To illustrate this inference the composition fields of Late Cenozoic Caribbean-

Columbian Oceanic Plateau (CCOP) mafic-ultramafic volcanics are shown on the same plots. Thus, being subducted the Archean oceanic crust seems to be both compositionally and structurally akin to the modern oceanic plateaus which prove to be subductable, despite their ‘theoretical unobductibility’.

It is vital to note that the Mesoarchean eclogites from the Belomorian mobile belt are found to be similar both in age and composition to Kostomuksha and Sumozero-Kenozero greenstones which have been previously interpreted as remnants of the Archean oceanic plateau [13, 14]. These are precisely the Archean greenstones which are geochemically corresponding to the best candidates for an Archean oceanic crust [8]. Of prime importance is a comparison of geochemical and isotope-geochronological data between the Kostomuksha greenstones and the Mesoarchean eclogites from the Kura-Vaara quarry. The Kostomuksha greenstones were dated at 2843 ± 43 Ma (Sm-Nd), 2813 ± 15 Ma (Pb-Pb), and 2795 ± 40 Ma млн. лет (Re-Os) [13], whereas the surrounding TTG gneisses yielded an isotope age of 2788 ± 6 Ma (U-Pb, NORDSIM) [15]. These isotope ages are similar within analytical errors with the isotope ages on the Kura-Vaara Mesoarchean eclogite-TTG gneiss association mentioned above. Fig. 2 illustrates that a clear similarity exists between the Belomorian eclogites, Kostomuksha greenstones, and basalts and gabbro from the modern CCOP, on the one hand, and on the other hand, their apparent dissimilarity as compared with the modern MORB. This may imply that the Archean upper mantle was less fractionated than at present and “primitive mantle” via deep mantle plumes could make a significant contribution to its composition. The above comparison suggests also that the modern oceanic crust is a product of evolving upper mantle reservoir due to both a secular cooling of the Earth (diminishing rates of upper mantle partial melting and hence decreasing in thickness of oceanic crust) and an increasing action of crustal recycling on the prevail mantle composition.

The work was supported by RFBR (grant № 06-05-65237)

Литература – References

- Condie K. C., Kroner A. When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record. Geological Society of America Special Paper. 2008. V. 440, p. 281–295.
- Korenaga J. Plate tectonics, flood basalts and evolution of Earth’s oceans // Terra Nova, 2008. V. 20. P. 419–439.
- Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Издательство ЛКИ, 2008. – 560 с. // Shchipansky, A.A., 2008. Archean Greenstone Belt Forming Processes: Subduction vs. Mantle Plume Geodynamics. Moscow: LKI Press, 2008, 560 p./
- Condie K. C. Did the character of subduction change at the end of the Archean? Constraints from convergent-margin granitoids // Geology. 2008. V.36 (8). P. 611–614.
- Bjørnerud M.J., Austrheim H. Inhibited eclogite formation: The key to the rapid growth of strong and buoyant Archean continental crust // Geology. 2004. V. 32, P. 765–768.
- van Hunen J., van der Berg A.P. Plate tectonics on the early Earth: limitations imposed by strength and buoyancy of subducted lithosphere // Lithos. 2008. V. 103. P. 217–235.
- Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов. М.: Научный Мир, 2008. – 184 с. // Rosen, O.M., Shchipansky, A.A., Turkina, O.M., 2008. Early Earth Geodynamics: Stability vs. Evolution in Geological Processes. Moscow: Scientific World, 2008. 184 p. /
- Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.
- Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В., Конилов А.Н. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. № 6. С. 609 - 631. // Volodichev, O.I., Slabunov, A.I., Bibikova, E.V., Konilov, A.N., 2004. Archean eclogites of the Belomorian Mobile Belt, Baltic Shield. Petrology 16, 609 – 631 /
- Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В. и др. Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский полуостров // Матер. XXXVIII Тектонического совещания «Тектоника земной коры и мантии». Т.2. М.: ГЕОС, 2005. С. 389–392. // Shchipansky, A.A., Konilov, A.N., Mints, M.V., Dokukina, K.A., Sokolikova, S.Yu., 2005. Geodynamics of early continental crust-forming processes in the light of discovery of Archean eclogites in the Belomorian mobile belt, Kola Peninsula. Extended Abstr. XXXVIII Tectonic Meeting. Moscow: GEOS Press, 2005, v. 2, 389–392 /
- Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В. и др. Архейская Беломорская эклогитовая провинция Балтийского щита // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогения Северо-запада России. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ, 2007. С. 458–460. // Shchipansky, A.A., Konilov, A.N., Mints, M.V., Kaulina, T.V., 2007. Archean Belomorian eclogite province of the Baltic Shield. Abstr. Meet. “Geodynamics, magmatism, sedimentogenesis and mineralogy of the NW region of Russia”. Petrozavodsk, Institute of Geology of Karelian Sci. Center of RAS, 458–460 /
- Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O’Reilly S.Y. U-Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons from Salma eclogites, Kola Peninsula, Russia. Part 2 / GEMOC Report IMP-2005/1/GGEMOC, 2005, 48 p.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K. et al. Oceanic plateau for continental crustal growth in the Archean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, Nw Baltic Shield. Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V.155. P. 57–74.
- Puchtel, I.S., Hofmann, A.W., Amelin, Yu.V., Garbe-Schönberg, C.-D., Samsonov, A.V., Shchipansky, A.A., 1999. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints. Geoch. Cosmoch. Acta, v. 63, 3579–3595.

Бибикова Е.В., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Кирнозова Т.И. Геохронология архея западной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 5. С. 3–20. || Bibikova, E.V., Samsonov, A.V., Petrova, A.Yu., 2005. Geochronology of the Archean in the Western Karelia. Stratigraphy and Geological Correlation, v. 13 (5), 3–20

Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., Taylor R.N. Thermal and chemical structure of the Island plume // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 153. P. 197-208.

Kerr A.C. Oceanic Plateaus / H. Holland, K. Turekian (eds). Treatise on Geochemistry. V. 3. Elsevier, Amsterdam, 2003. P. 537–565.

СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ГЕОДИНАМИКА ПОЗДНЕАРХЕЙСКОГО КУКАСОЗЕРСКОГО СЕГМЕНТА СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКОЙ СИСТЕМЫ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ

Юркова Р.М., Воронин Б.И.

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия, bivmyrzb@mtu-net.ru

STRUCTURE, COMPOSITION AND GEODYNAMICS OF THE LATE ARCHEAN KUKASOZERO SEGMENT OF THE NORTH KARELIAN GREENSTONE BELT SYSTEM

Yurkova R.M. and Voronin B.I.

Oil and Gas Institute, RAS, Moscow, Russia, bivmyrzb@mtu-net.ru

В докладе рассматриваются структурно-формационные комплексы, индикаторы геодинамического развития исследуемого региона. Рассмотрены комплексы гнейсов, трондьемитов-плагиигранитов и синтетонических метасоматитов. Основу разреза комплекса гнейсов составляют тонкополосчатые бимодальные плагиигнейсы для которых характерны тонкие (2-3 см) линзовидные, валообразные рогово-обманковые слои. Роговые обманки по классификации Б.Лица [2] представлены эденитом $(\text{Na}_{0.61}\text{K}_{0.10})_{0.71}\text{Ca}_{1.72}(\text{Mg}_{2.44}\text{Fe}^{2+}_{0.77}\text{Al}_{1.26}\text{Ti}_{0.12}\text{Mn}_{0.05})_{4.64}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Результатом изучения этого комплекса является вывод о том, что исходные породы были производными бимодальной вулканоплутонической серии. Возможно, это были породы спилит-кератофировой формации, характерной для примитивной (юной) островной дуги Западно-Тихоокеанской активной окраины [5]. Такое сопоставление может быть принято исходя из концепции формирования Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов в ходе эволюции островных дуг [1, 3]. Магматические минералы и магматическая стадия в плагиигнейсах не прослеживаются. Возможно, это были глубинные блоки или протолиты бимодальных вулканитов, метаморфизованных на глубине в условиях амфиболитовой фации ($T=500-550^\circ\text{C}$, $P=8$ кбар).

Трондьемиты-плагииграниты залегает в виде тел линзовидной формы длиной 16-17 км, до 2 км. в поперечнике, вытянутых вдоль глубинного разлома, который чётко обозначен протрузиями ультрабазитов. С несомненностью восстанавливается полистадийная история становления и метаморфизма трондьемитов-плагиигранитов от магматической и аутометаморфических стадий ($T=750-900^\circ\text{C}$) до стадий пластической объёмной перекристаллизации при становлении магматического тела в субсолидусном состоянии, в стадию амфиболитовой фации при повышенных давлениях ($T=500-550^\circ\text{C}$, $P>5$ кбар) и далее к этапу будинажа и разгнейсования под воздействием однонаправленного давления. Подъём пластичных блоков плагиигнейсов был субсинхронен с подъёмом трондьемитовой магмы, поэтому не наблюдалось ороговикование. В дальнейшем при становлении гнейсового комплекса породы испытали пластическое течение в условиях прогрессивного метаморфизма амфиболитовой фации ($T=520^\circ\text{C}$, $P=8$ кбар). Формировались синезелёные магнезиальные роговые обманки. Происходила дифференциация вещества при обособлении линз роговых обманок и повышения основности плагиигнейсов (от 19 до 25% An), а также образование биотита. Эти преобразования происходили субсинхронно с будинажем и разгнейсованием трондьемитов. Такое структурно-вещественное преобразование можно представить, исходя из литературных аналогий, в зоне надвига. В преддуговых бассейнах вероятно сформировались флишоидные комплексы, которые в ходе метаморфических изменений амфиболитовой фации сохранили ритмичное строение, характерное для турбидитов. Эти комплексы с севера - северо-

ро-востока примыкают к одинаково метаморфизованным плаггиогнейсам. Их положение в какой-то мере может маркировать пограничную область островная дуга-желоб [5].

Таблица 1. Схема последовательной смены геодинамических режимов для позднего архея Кукасозерской зоны

Этапы	Магматизм, метаморфизм	Тектонические условия
1	Формирование вулканно-плутонической бимодальной серии магматических пород	Рифтогенез, связанный с мантийными диапирами или восходящими мантийными струями. Заложение зеленокаменных поясов.
2	Метаморфизм в условиях амфиболитовой фации (T = 500-550°C, P = 8 кбар.) с формированием бимодальных плаггиогнейсов. Расчетные глубины 20-23 км.	
3	Подъем блоков (протолитов) плаггиогнейсов (T = 475°, P = 8 кбар). Трондьемитовые интрузии (T = 750-950° C. P < 5 кбар)	Тектоническое сжатие
4	Анортозит-габбронорит-ультрабазитовые протрузивные комплексы	Сдвигово-надвиговые движения в зоне долгоживущего глубинного разлома
5	Синтектонические метасоматиты при восстановительном флюидном режиме в условиях нижней ступени амфиболитовой фации. (T = 550-650°C, P = 8 кбар)	
6	Рассланцевание плаггиогнейсов (T = 520-510°C, P - 8 кбар). Будинаж и разнейсование трондьемитов (T = 500°C, P = 8 кбар)	Пластическое течение вещества
7	Регрессивные метаморфические преобразования в условиях зеленосланцевой фации (T = 350°C. P < 5 кбар)	Консолидация коры

Комплекс синтектонических высокоглинозёмистых метасоматитов сформирован за счёт полосчатых кристаллосланцев, сформированных в свою очередь по пакетам параллельных даек, если судить по палимсетовым структурам. Палимсетовыми структурами зафиксированы зоны закалки и разноразмерные центральные части полудаек. Метасоматиты залегают в зоне долго живущего глубинного разлома в крутозалегающих (70-75°) моноклинально сжатых слоях с продольными и диагональными сдвигово-надвиговыми разрывами. Изучение показало, что метасоматиты полистадийно формировались в зоне разноглубинных сдвигово-надвиговых деформаций на регрессивном этапе развития эндогенной системы в возможно и палеосубдукционной зоне при интенсивной фильтрации глубинных восстановительных флюидов предположительно в позднееребольский этап тектогенеза. Взрывоподобный выброс глубинных флюидов декомпрессионной природы в присдвиговых зонах растяжения прогнозирует Е.Н.Терехов [4]. В условиях амфиболитовой фации динамотермального метаморфизма (T=550-610°C, P=5-8 кбар) формировались высокоглинозёмистые стресс минералы: дистен, ставролит, мусковит поли-типа 2M₁. Гранаты, представленные альмандином с переменным содержанием пироповой молекулы, от 16,5 до 42,3% в прямой зависимости от степени метасоматических преобразований, а также высокоалюминиевый (алюминий больше 2,5 ф.е.) хлорит. Плаггиоклазы представлены андезином (33-36An%). Привнос алюминия мог осуществляться только восстановительными флюидами. Струйное движение флюидов с инертным алюминием, а также с Mg, Fe, Si зафиксировано в текстурных особенностях крупно-гигантокристаллических гранатовых метасоматитов. Активная фильтрация флюидов способствовала интенсификации тектонических движений, в том числе шарьяжеобразованию без изменения напряженного состояния пород, без повышения давления. За счёт флюидного давления оправдано образование запрещённого в условиях амфиболитовой фации хлорита. Последовательная смена геодинамических режимов для позднего архея Кукасозёрской зоны показана в таблице 1.

Structural facies complexes, indicative of the geodynamic evolution of the study region, are discussed. Gneiss, trondhjemite-plagiogranite and syntectonic metasomatic rock complexes are described. The base of the gneiss complex is formed by thinly laminated bimodal plagiogneisses consisting of 2-3 cm thick lenticular, bar-shaped hornblende laminae. According to B.Leake's classification [2], they are made up of edenite (Na_{0.61}K_{0.10})_{0.71} Ca_{1.72}(Mg_{2.44}Fe²⁺_{0.77}Al_{1.26}Ti_{0.12}Mn_{0.05})_{4.64}O₂₂(OH)₂. The study of the complex has led the authors to conclude that primary rocks were derived from a bimodal volcano-plutonic series. These were probably rocks of a spilitic-keratophyric formation characteristic of the primitive (juvenile) island arc of the West Pacific active margin [5]. Such a correlation can be accepted on the basis of the concept of formation of the North Karelian greenstone belt system during island arc evolution [1, 3]. Neither igneous minerals nor a magmatic stage in plagiogneisses have been traced. These were probably deep-seated blocks or protoliths of bimodal volcanics metamorphosed at depth to amphibolite grade (T=500-550°C, P=8 kbar).

Trondhjemite-plagiogranites occur as lens-shaped bodies, 16-17 km in length and up to 2 km across, that extend along a deep fault clearly indicated by ultrabasic rock protrusions. The multi-stage history of the generation and metamorphism of trondhjemite-plagiogranites can be reliably reconstructed from magmatic and autometamorphic stages ($T=750-900^{\circ}\text{C}$) to plastic volumetric recrystallization stages upon formation of a magmatic body in subsolidus state, to an amphibolite-facies high pressure ($T=500-550^{\circ}\text{C}$, $P>5$ kbar) stage and farther to a boudinage and foliation stage under the influence of unidirectional pressure can be reconstructed. As the uplift of plastic plagiogneiss blocks was subsimultaneous with that of trondhjemitic magma, hornfels formation was not observed. Subsequently, upon formation of a gneiss complex, the rocks suffered plastic flow under prograde amphibolite-facies metamorphic conditions ($T = 520^{\circ}\text{C}$, $P = 8$ kbar). Blue-green Mg-rich hornblende was formed. Matter differentiation took place, hornblende lenses were isolated, the basicity of plagioclases increased (from 19 to 25% An), and biotite was formed. The above transformations were simultaneous with boudinage and foliation of trondhjemites. Based on similar cases described in the literature, one can imagine such a structural and mineralogical transformation in a thrust zone. Flyschoid complexes that have retained a rhythmic structure, typical of turbidites, during amphibolite-facies metamorphism must have been formed in forearc basins. On the north-northeast, the complexes adjoin identically metamorphosed plagiogneisses. Their position can, to some extent, mark the boundary island arc-trough domain [5].

A syntectonic alumina-rich metasomatic rock complex was formed after banded schists formed, in turn, after packets of parallel dykes, judging by palimpsest structures. Palimpsest structures are indicative of chill zones and the inequidimensional central portions of semi-dykes. Metasomatic rocks occur in a long-lived deep-fault zone in steeply dipping ($70-75^{\circ}$) monoclinally compressed beds with longitudinal and diagonal shear-thrust ruptures. Our study has shown that metasomatic rocks formed in stepwise manner in different-depth shearing-thrusting zone at the retrograde stage in the evolution of an endogenous system, probably also in a paleosubduction zone affected by intense filtration of deep reducing fluids presumably in the Late Reboley stage of tectogenesis. Explosion-like discharge of deep fluids, produced by decompression, near extension shear-zones was assumed by E.N. Terekhov [4]. Alumina-rich stress-minerals, such as disthene, staurolite and muscovite of polytype $2M_1$, were formed under amphibolite-facies dynamothermal metamorphic conditions ($T=550-610^{\circ}\text{C}$, $P=5-8$ kbar). Garnets are represented by almandine with the percentage of a pyrope molecule varying from 16.5 до 42.3%, depending on the degree of metasomatic alteration, and Al-rich (over 2.5 f.u. aluminium) chlorite. Plagioclases are represented by andesine (33-36 An%). Aluminium could only be supplied by reducing fluids. The laminar flow of fluids with inert aluminium, as well as with Mg, Fe and Si, is indicated by the textural characteristics of coarse- to gigantocrystalline garnet metasomatic rocks. Active filtration of fluids contributed to intensification of tectonic movements, including thrust sheet formation, without changing the strained state of rocks and without increasing pressure. Fluid pressure justifies the formation of chlorite prohibited under amphibolite-facies conditions. The succession of geodynamic regimes in Late Archean time in the Kukasozero zone is shown in Table 1.

Литература – References

Бибикова Е.В., Самсонов А.В., Щипанский А.А. и др. Хизоварская структура северокарельского зеленокаменного пояса как аккретированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные//Петрология, 2003, т.11. №1. С. 289-320. || *Bibikova, E.V., Samsonov, A.I., Shchipansky, A.A. et al.* The Hizovaara structure of the North Karelian greenstone belt as an accreted Late Archean island arc: isotopic-geochronological and petrological data//Petrologia, 2003, Vol.11. No.1. P. 289-320.

Leake В.Е. Nomenclature of amphiboles // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, № 11/12. P. 1023-1058.

Слабунов А.И. Беломорский неоархейский коллизионный ороген//Беломорский подвижный пояс и его аналоги. Матер. научн. конф. Петрозаводск.: ин-т КарНЦ РАН, 2005, С. 277-282. || *Slabunov, A.I.* Neoarchean Belomorian collisional orogen // Belomorian Mobile Belt and its analogues. Proc. scient. conf., Petrozavodsk: Inst. Geol., KarRC, RAS, 2005. P. 277-282.

Терехов Е.Н. Структурные закономерности размещения и геохимические особенности метасоматитов эпохи экзумаии беломорского комплекса // Беломорский подвижный пояс и его аналоги. Матер. научн. конф. Петрозаводск.: ин-т КарНЦ РАН, 2005, С. 300-302. || *Terekhov, E.N.* Structural distribution pattern and geochemical characteristics of metasomatic rocks formed in the exhumation epoch of the Belomorian complex//Belomorian Mobile Belt and its analogues. Proc. scient. conf. Petrozavodsk.: Inst. Geol., KarRC, RAS, 2005, P. 300-302.

Юркова Р.М. Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1991. 162 || *Yurkova, R.M.* Mineral alterations of ophiolitic and host volcanic-sedimentary complexes on the northwestern Pacific Ocean margin. М.: Nauka, 1991. 162

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Азимов П.Я.</i> Минеральные ассоциации метаморфических и метасоматических пород и P-T условия метаморфизма Северо-Карельского зеленокаменного пояса (восточная часть Балтийского щита)	3
<i>Азимов П.Я., Алексеев Н.Л., Балаганский В.В., Хухма Х., Богомолов Е.С., Пинькова Л.О.</i> P-T условия и возраст метаморфизма гранат-кианит-ставролит-двуслюдяных сланцев на границе архей-протерозой в Кукаозерской структуре, Северо-Карельская зона карелид, Балтийский щит	6
<i>Алфимова Н.А., Матреничев В.А., Астафьева М.М.</i> Новые данные о коре выветривания в основании охтинской серии Лехтинской структуры (Северная Карелия)	9
<i>Арестова Н.А., Артеменко Г.В.</i> Сравнение базитов архейских зеленокаменных поясов Балтийского и Украинского щитов с современными базальтами: источники и геодинамика (на основе анализа геохимических данных)	12
<i>Артеменко Г.В., Швайка И.А., Демедюк В.В., Самборская И.А.</i> Геохимические особенности основных кристаллосланцев западноприазовской серии (Приазовский мегаблок Украинского щита)	16
<i>Артеменко Г.В., Швайка И.А., Демедюк В.В., Калинин В.И.</i> Гранитоиды зоны сочленения Гуляйпольского гранит-зеленокаменного блока с Волчанским и Ремовским гранулитовыми блокам (Западное Приазовье)	19
<i>Балаганский В. В., Раевский А. Б., Мудрук С. В.</i> Палеопротерозойские деформации супракрустальных поясов архей: пример из Кейвского террейна, северо-восток Балтийского щита	22
<i>Балашов Ю.А.</i> Эволюция состава гранит-зеленокаменных систем: изотопно-геохимические критерии	26
<i>Бибикова Е.В.</i> Изотопно-геохимические ограничения на время и условия формирования ранней коры Земли	30
<i>Богина М.М., Злобин В.Л., Чистяков А.В.</i> Эволюция архейского-палеопротерозойского магматизма на примере вулканитов Лехтинской структуры: геохимические данные	32
<i>Володичев О.И.</i> О кислых дифференциатах коматиитовых и толеитовых базальтов Костомукшской структуры, Фенноскандинавский щит	37
<i>Вревский А.Б.</i> Архейские зеленокаменные пояса – геологические и изотопно-геохимические факты и геодинамические спекуляции	40
<i>Вревский А.Б., Богомолов Е.С.</i> Изотопно-геохимический состав, возраст и петрология неархейской базальт-андезит-дацитовая ассоциации Полмос-Поросозерской зеленокаменной структуры (Кольский полуостров)	44
<i>Глебовицкий В.А., Седова И.С.</i> Метаморфизм и ультраметаморфизм архейских гранит-зеленокаменных областей	47
<i>Голубева И.И.</i> Гранитоиды докембрийского харбейского комплекса (Полярный Урал)	50
<i>Горьковец В.Я., Раевская М.Б.</i> Особенности тектоники и магматизма центральной части Карельского кратона	53
<i>Горьковец В.Я., Попов М.Г., Раевская М.Б.</i> Протерозойская тектоно-магматическая активизация Костомукшского зеленокаменного пояса	55
<i>Джао Г., Уайлд С.А., Кренер А.</i> Соотношение между террейнами гранит-зеленокаменным Вутай и глубокометаморфизованными Хеншан и Фупин: значение для эволюции Транс-Северокитайского орогена	59
<i>Иващенко В.И., Голубев А.И.</i> Золотоносность неархейских и палеопротерозойских зеленокаменных и гранитоидных комплексов Фенноскандинавского щита – сходство и различия	62
<i>Капитонов И.Н., Лохов К.И., Пресняков С.Л., Бушмин С.А., Сергеев С.А.</i> Сопоставление данных U-Pb, Lu-Hf и Sm-Nd систем метаморфических пород из Порьегубского покрова юго-восточного фрагмента Лапландского гранулитового пояса	66
<i>Каулина Т.В., Янаскурт В.О., Пресняков С.С., Симакин С.Г.</i> Образование архейских эклогитоподобных пород района Широкой и Узкой Салмы (Кольский полуостров): геохимические особенности, состав включений и возраст циркона	69
<i>Кирилюк В.П.</i> Раннедокембрийская геоструктурная эволюция щитов и место в ней гранит-зеленокаменных областей	72
<i>Кожевников В.Н.</i> Конвергентные режимы и плитная тектоника в архее: pro и contra	75
<i>Кожевников В.Н., Кевлич В.И.</i> Новые минералогические и изотопно-возрастные данные по архейским рудно-метасоматическим системам в Карельском кратоне	79
<i>Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В., Елизаров Д.В.</i> Древнейший этап габбро-анортозитового магматизма Кольского региона: геохимические и изотопно-геохронологические данные	81
<i>Кудряшов Н.М.</i> Возраст архейского высокомагнезиального (санукитоидного) Поросозерского массива зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, Кольский полуостров	85

Кулешевич Л.В. Связь гранитоидного магматизма и золотого оруденения в архейских зеленокаменных поясах Карелии	87
Кулешевич Л.В. Эволюция магматизма и золоторудная минерализация Костомукшской структуры (Костомукшско-Гимольский зеленокаменный пояс)	91
Ларикова Т.Л. Формирование коронарных структур при эклогитизации габброидов Беломорского комплекса	96
Ларионова Ю.О. Изотопное датирование мезотермальных орогенных золоторудных месторождений Карелии – возможности и ограничения	98
Левицкий В.И., Левицкий И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. Гранит-зеленокаменные и гранулитовые комплексы Присяянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы	101
Ли К.-П., Ванг Ф., Джао Г. Петрология и метаморфизм кондалитов Жининского комплекса Северокитайского кратона	104
Лобач-Жученко С.Б. TTG архейских кратонов: длительность формирования, источники, геодинамика	105
Лохов К.И., Капитонов И.Н., Богомолов Е.С., Пресняков С.Л., Шевченко С.С., Бережная Н.Г., Салтыкова Т.Е.1, Сергеев С.А. Геохимия изотопов Hf по цирконам и Nd по породам как инструмент корректной интерпретации U-Pb геохронологической информации и оценки рудоносности интрузий основного состава	109
Матреничев А.В., Матреничев В.А. Новые данные о строении и возрасте сортавальской серии, Северное Приладожье	114
Михальский Е.В., Ковач В.П., Лайба А.А. Позднеархейские граниты и метавулканы Рукерской области (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида): предварительные результаты U-Pb датирования и геохимические особенности	118
Мысцова Т.А., Милькевич Р.И., Бережная Н.Г., Скублов С.Г. Глиноземистые гнейсы Урагубской зеленокаменной структуры архея, Кольский полуостров (геохимическая характеристика, U-Pb возраст, происхождение)	122
Негруца В.З. Проблема неоархея Карело-Кольской стратотипической области нижнего докембрия северной Евразии	125
Рубан Д.А. Островодужная коллизия в нео-тетических доменах и гранит-зеленокаменных террейнах: средняя юра Кавказа и мезоархей Пилбары	127
Русин А.И. Позднедокембрийская предыстория фанерозойских океанов и вопросы геодинамики раннего докембрия	129
Самсонов А.В. Тоналит-зеленокаменные пояса и санукитоиды как продукты эволюции архейской островодужной системы (на примере Карельского кратона)	133
Светов С.А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита	136
Светов С.А. Режим архейской субдукции: пологая или крутая? Результаты изучения FME систематики мезоархейского островодужного комплекса центральной Карелии	139
Светова А.И., Светов С.А., Назарова Т.Н. Архейские осадочные последовательности зеленокаменных поясов – ключ к реконструкции ранних геодинамических событий	143
Свириденко Л.П. Позднеархейская гранит-зеленокаменная область Карелии (строение и условия образования)	147
Слабунов А.И. Типы архейских гранит-зеленокаменных систем Фенноскандинавского щита и геодинамика архея	150
Слабунов А.И., Степанова А.В., Бибикина Е.В. Мезоархейский фрагмент океанической коры (Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс Беломорской провинции)	154
Сыстра Ю.Й. Структура и метаморфизм реликта архейского Кильписъярвского зеленокаменного пояса, северо-запад Финляндии	157
Терстон Ф.К. Цикличность в архейских зеленокаменных комплексах и проблема отсутствия в внутренних несогласий	161
Туркина О.М. Палеоархейские серогнейсовые комплексы юго-западной окраины Сибирского кратона: состав, возраст и происхождение	164
Хелття П. Эволюция Западно-Карельской провинции в архее	167
Ходоревская Л.И. Основные типы гранитообразования в Беломорском комплексе	170
Ходоревская Л.И. Процессы гранитизации и сопряженной базификации metabазитов в Беломорском комплексе	173
Чекулаев В.П. Геология и состав архейских TTG и плагиогранитов фанерозойских геодинамических обстановок: сходство и отличие	176
Шарков Е.В., Богатилов О.А. Происхождение и дальнейшая судьба раннедокембрийской земной коры	179
Щипанский А.А. Архейская океаническая кора: что субдуцировало?	182
Юркова Р.М., Воронин Б.И. Строение, состав и геодинамика позднеархейского Кукаозерского сегмента Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов	188

CONTENTS

<i>Azimov P.</i> Mineral Assemblages in Metamorphic and Metasomatic Rocks and P-T Conditions of Metamorphism in the North-Karelian Greenstone Belt (the Eastern Fennoscandian Shield)	3
<i>Azimov P., Alexejev N.L., Balagansky V.V., Huhma H., Bogomolov E.S., Pin'kova L.O.</i> P-T Conditions and Age of Metamorphism of Garnet-Staurolite-Kyanite-Biotite-Muscovite Schists at the Archaean-Proterozoic Boundary in the Kukas Lake Structure, Northern Karelian Zone of Karelides, Baltic Shield	6
<i>Alfimova N.A., Matrenichev V.A. and Astafyeva M.M.</i> New data on the weathering crust at the base of the Ohta series of the Lehta structure, North Karelia	9
<i>Arestova N.A., Artemenko G.V.</i> Correlation of basic rocks from Archean greenstone belts of the Baltic and Ukrainian Shields with modern basalts based on analysis of geochemical data: sources and geodynamics	12
<i>Artemenko G.V., Shvaika I.A., Demedyuk V.V., Samborskaya I.A.</i> Geochemical characteristics of the zapadnopriazov' series basic schist (Priazov megablock of the Ukrainian Shield)	16
<i>Artemenko G.V., Shvaika I.A., Demedyuk V.V. and Kalinin V.I.</i> Granitoids of the joint zone of Gulyipole granit-greenstone block with Volchansk and Rem granulite blocks (West Priazovian)	19
<i>Balagansky V. V., Raevsky A. B., Mudruk S. V.</i> Palaeoproterozoic deformation of Archaean supracrustal belts: an example from the Keivy Terrane, northeastern Baltic Shield	22
<i>Balashov Yu.A.</i> Compositional evolution of granite-greenstone systems: isotopic-geochemical criteria	26
<i>Bibikova E.V.</i> Isotopic-geochemical constrains on the time and conditions of formation of the Earth's early crust	30
<i>Bogina M.M. , Zlobin V.L. , Chistyakov A.V.</i> Evolution of the Archean-Paleoproterozoic magmatism with reference to the mafic-felsic volcanic rocks of the Lekhta structure: geochemical data	32
<i>Volodichev O.I.</i> On felsic differentiates of komatiitic and tholeiitic basalts from the Kostomuksha structure, Fennoscandian Shield	37
<i>Vrevsky A.B.</i> Archean greenstone belts: geological and isotopic-geochemical evidence and geodynamic speculations	40
<i>Vrevsky A.B. and Bogomolov E.S.</i> Isotopic-geochemical composition, age and petrology of a Neoproterozoic basalt-andesite-dacite association of the Polmos-Porosozero greenstone structure, Kola Peninsula	44
<i>Glebovitsky V.A., Sedova I.S.</i> Metamorphism and ultrametamorphism of Archean granite-greenstone provinces	47
<i>Golubeva I. I.</i> Granitoids of Precambrian Kharbey Complex (Polar Urals)	50
<i>Gorkovets V.Ya. and Rayevskaya M.B.</i> Tectonic and magmatic characteristics of the central Karelian Craton	53
<i>Gorkovets V.Ya., Popov M.G., Rayevskaya M.B.</i> Proterozoic tectono-magmatic activation of the Kostomuksha greenstone belt	55
<i>Zhao G., Wilde S.A., Kröner A.</i> Relations of the Wutai granite-greenstone terrane and Hengshan and Fuping high-grade terranes: implications for the evolution of the Trans-North China Orogen	59
<i>Ivashchenko V.I. and Golubev A.I.</i> Gold potential of Neoproterozoic and Paleoproterozoic greenstone and granitoid complexes in the Fennoscandian Shield: similarities and differences	62
<i>Kapitonov I.N., Lokhov K.I., Presnyakov S.L., Bushmin S.A., Sergeyev S.A.</i> Correlation of data on the U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd systems of metamorphic rocks from the Poryeguba nappe of the southeastern fragment of the Lapland Granulite Belt	66
<i>Kaulina T.V., Yapaskurt V.O., Presnyakov S.S., Simakina S.G.</i> Formation of Archean eclogite-like rocks from the Shirokaya and Uzkaya Salma areas, Kola Peninsula: geochemical characteristics, the composition of inclusions and zircon age	69
<i>Kirilyuk V.P.</i> Early Precambrian geostructural evolution of shields and the position of granite-greenstone domains in it	72
<i>Kozhevnikov V.N.</i> Convergent regimes and plate tectonics in Archean time: pro and contra	75
<i>Kozhevnikov V.N., Kevlich V.I.</i> New mineralogical and isotope-geochronological data on Archean ore-metamorphic systems on the Karelian Craton	79
<i>Kudryashov N.M., Mokrushin A.V., Yelizarov D.V.</i> The oldest stage in gabbro-anorthosite magmatism of the Kola region: geochemical and isotopic-geochronological data	81
<i>Kudryashov N.M.</i> Age of the Archean Porosozero high-Mg (sanukitoid) massif of the Kolmozero-Voron'ya greenstone belt, Kola peninsula	85
<i>Kuleshevich L.V.</i> Relationship between granitoid magmatism and gold mineralization in Archean greenstone belts of Karelia	87
<i>Kuleshevich L.V.</i> Evolution of magmatism and gold mineralization of the Kostomuksha structure, Kostomuksha-Gimoly greenstone belt	91
<i>Larikova T.L.</i> Corona textures formation during the eclogitisation of gabbroic rocks of the Belomorian mobile belt	96
<i>Larionova Yu.O.</i> Dating Karelian mesothermal orogenic gold deposits by isotope methods – opportunities and constraints	98

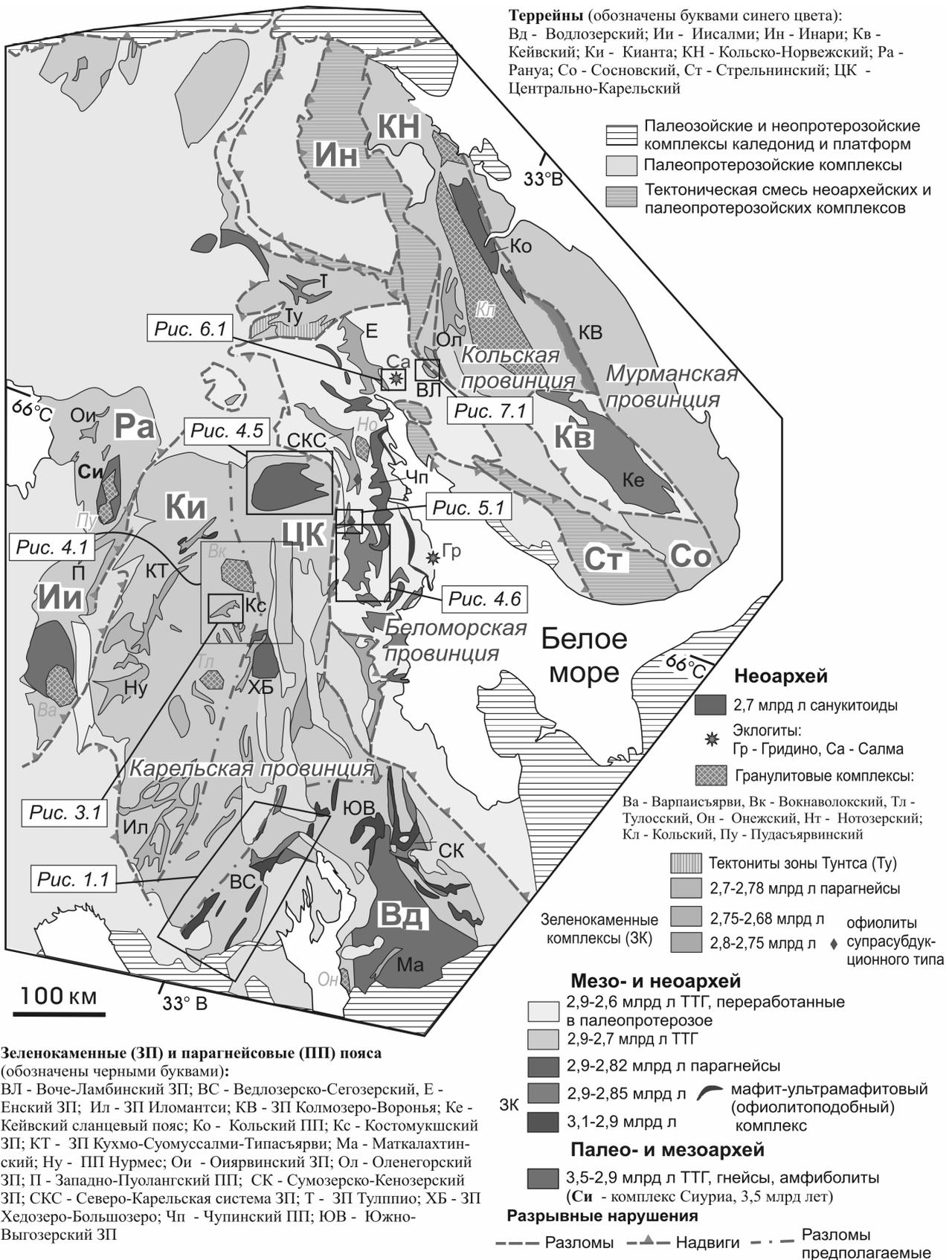
<i>Levitsky V.I., Levitsky I.V., Salnikova E.B., Kotov A.B.</i> Granite-greenstone and granulite complexes of the Prisyansky marginal scarp of the Siberian platform basement	101
<i>Li X.-P., Wang F., Zhao G.</i> Petrology and metamorphism of khondalites from Jining Complex in the North China Craton	104
<i>Lobach-Zhuchenko S.B.</i> TTG of the Archaean cratons: continuance of its formation, sources, geodynamics	105
<i>Lokhov K.I., Kapitonov I.N., Bogomolov E.S., Presnyakov S.L., Shevchenko S.S., Berezhnaya N.G., Saltykova T.E., Sergeyev S.A.</i> Geochemistry of Hf isotopes from zircons and Nd isotopes from rocks as a tool for correct interpretation of U-Pb geochronological information and evaluation of the ore potential of mafic intrusions	109
<i>Matrenichev A.V. and Matrenichev V.A.</i> New data on the structure and age of the Sortavala series, northern Lake Ladoga area	114
<i>Mikhalsky E.V., Kovach V.P., Laiba A.A.</i> Neoproterozoic granites and metavolcanic rocks in the Ruker Terrane (the Prince Charles Mountains, East Antarctica): preliminary U-Pb TIMS dating and geochemical features	118
<i>Myskova T.A., Milkevich R.I., Berezhnaya N.G., Skublov S.G.</i> Alumina gneisses of the Archean Uragubian greenstone structure, Kola Peninsula: geochemical characteristics, U-Pb age and genesis	122
<i>Negrutsa V.Z.</i> Problem in the Neoproterozoic Karelian-Kola stratotypic domain of the Lower Precambrian unit of Northern Eurasia	125
<i>Ruban D.A.</i> Island arc collision in Neo-Tethyan domains and granite-greenstone terranes: the Middle Jurassic Caucasus and the Mesoproterozoic Pilbara	127
<i>Rusin A.I.</i> Late Precambrian prehistory of Phanerozoic oceans and problems in Early Precambrian geodynamics	129
<i>Samsonov A.V.</i> Tonalite-greenstone belts and sanukitoids as products of an Archean island arc system evolution (an example of Karelian craton)	133
<i>Svetov S.A.</i> The oldest adakites of the Fennoscandian Shield	136
<i>Svetov S.A.</i> Archean subduction regime: a gently dipping or steep subduction? The results of the study of the FME systematics of the Mesoproterozoic island-arc complex of the Central Karelia	139
<i>Svetova A.I., Svetov S.A., Nazarova T.N.</i> Archean sedimentary sequences of greenstone belts: a key to reconstruction of early geodynamic events	143
<i>Sviridenko L.P.</i> Late Archean granite-greenstone province of Karelia: structure and conditions of formation	147
<i>Slabunov A.I.</i> Types of Archean granite-greenstone systems in the Fennoscandian Shield and Archean geodynamics	150
<i>Slabunov A.I., Stepanova A.V., Bibikova E.V.</i> Mesoproterozoic segment of ocean crust (Central-Belomorian Greenstone Belt of the Belomorian Province)	154
<i>Systra Y.J.</i> The structure and metamorphism of the relict of the Kilpisjärvi Archean greenstone belt, northwestern Finland	157
<i>Thurston P.C.</i> Secular variation in Archean greenstones and the puzzling lack of internal unconformities	161
<i>Turkina O. M.</i> Paleoproterozoic grey gneiss complexes in the Southwestern Siberian craton: composition, age and genesis	164
<i>Hölttä P.</i> Archean evolution of the Western Karelian Province	167
<i>L.I. Khodorevskaya</i> Main types of granite formation in Belomorian complex	170
<i>Khodorevskaya L.I.</i> Granitization and associated basification of metabasic rocks in the Belomorian complex	173
<i>Chekulaev V.P.</i> Geology and composition of Archean TTG and plagiogranites of Phanerozoic geodynamic settings: similarities and differences	176
<i>Sharkov E.V., Bogatkov O.A.</i> Origin and further evolution of the early Precambrian crust	179
<i>Shchipansky A.A.</i> Archean oceanic crust: what was subducted?	182
<i>Yurkova R.M. and Voronin B.I.</i> Structure, composition and geodynamics of the Late Archean Kuznetsk segment of the North Karelian greenstone belt system	188

Путеводитель научных экскурсий

★ КОЙКАРЫ - ХАУТАВААРА
КОСТОМУКША - ВОКНАВОЛОК - ТУНГОЗЕРО ХИЗОВААРА - КЕРЕТЬ -
САЛМА - ВОЧЕ-ЛАМБИНА



Field Trip Guide Book



Главные структуры архея Фенноскандинавского щита (Слабунов, 2008 и ссылки там)

ВВЕДЕНИЕ

АРХЕЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КАРЕЛЬСКОЙ И БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИЙ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Слабунов А.И., Светов С.А.

ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск)

В связи с тем, что целью геологических экскурсий проводимых в рамках научной конференции «Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги» является разностороннее знакомство участников с гранит-зеленокаменными системами и формирующими их породными ассоциациями в пределах Карельской и Беломорской провинций (см. Приложение 1) Фенноскандинавского (Балтийского) щита, целесообразно дать краткую геологическую характеристику региона.

Нео- и мезоархейские образования Фенноскандинавского щита развиты в пределах четырех основных региональных мегаструктур – Карельском, Мурманском и Норрботтен неoarхейских кратонах, Беломорском подвижном поясе, Кольском коллаже террейнов (прил. 1). Каждая из них имеет свои специфические черты формирования коры в архее и последующие этапы переработки в палеопротерозое. Все эти структуры сложены, главным образом, архейскими гранитоидными, зеленокаменными и парагнейсовыми комплексами, с небольшой долей участия высокометаморфизованных (гранулитовых, эклогитовых) ассоциаций.

Карельская провинция является типичным неoarхейским кратоном (или сокращенно – кратоном) и формирует в структуре Фенноскандинавского щита его ядро (Gaál, Gorbatshev, 1987).

В строении Карельского кратона принимают участие супракрустальные метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования лопийского комплекса (мезо- и неoarхей), комплексы гранитоидов, представленные гранитоидами и гранито-гнейсами различного (от палео- до неoarхея) возраста и генезиса с содержащимися ксенолитами супракрустальных пород, некоторым своеобразием обладают гранулитовые комплексы.

По особенностям состава слагающих структуру породных ассоциаций она относится к типичным гранит-зеленокаменным областям (Зеленокаменные..., 1988). В составе кратона выделяется пять относительно крупных террейнов (прил. 1): Водлозерский, Центральнo-Карельский, Кианта (в его составе - Западно-Карельский или Иломантси-Вокнаволок), Иисалми, Рануа, которые различаются возрастом и составом слагающих их пород (Лобач-Жученко и др., 2000б; Слабунов и др., 2006; Hölttä et al., 2008; Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005; Slabunov et al., 2006).

Около 2,5 млрд. лет назад Карельская структура прошла стадию кратонизации и в протерозое реагировала на тектонические события как относительно жесткий блок. В пределах Карельского кратона палеопротерозойские осадочные и вулканогенные комплексы часто с угловым несогласием и корами выветривания перекрывают древние образования, они, как правило, метаморфизованы и деформированы менее интенсивно, чем архейские (Геология..., 1987).

Беломорская провинция (докембрийский подвижный пояс) располагается между Карельским кратоном и Кольской провинцией и принципиально отличается от них тем, что представляет собой сложно складчатую структуру полициклического развития, при этом породы ее формирующие неоднократно метаморфизованы в условиях высокого (кианитовый тип) давления как в архее, так и в палеопротерозое (Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Слабунов, 2008; Сыстра, 1978).

Вместе с тем, в составе подвижного пояса, также как и кратона, доминируют гранитоиды ТТГ ассоциации, однако велика и роль зеленокаменных и парагнейсовых комплексов, обычны - гранулитовые и встречаются уникальные – эклогитсодержащие комплексы. Беломорский подвижный пояс хорошо выделяется в геофизических полях; в частности, характеризуется высокими значениями силы поля тяжести (Земная кора..., 1978; Строение..., 1983). По данным сейсмического профилирования, комплексы Беломорской провинции надвинуты на Карельский кратон, а Кольский – на Беломорскую провинцию (Берзин и др., 2001; Глубинное..., 2004; Минц и др., 2001; 2007; Сейсмогеологическая..., 1998; Pilipenko et al., 1999).

Гранитоиды

Гранитоиды составляют большую часть (более 80 %) архейских образований. Они формировались в течение нескольких этапов, но наибольшие объемы генерированы в мезо- и неогархее.

Палеоархейские гранитоиды - древнейшие на Фенноскандинавском щите породы - в настоящее время известны только в террейне Рануа в Финляндии (прил.1). Это трондземитовые гнейсы Сиуру (Siurua). Их возраст оценивается по цирконам (NORDSIM) в 3,5 млрд. лет, причем возраст ядра одного из цирконов равен 3,73 млрд. лет (Mutanen, Huhma, 2003). $E_{\text{ro Sm}} - \text{Nd}$ модельный возраст (t_{DM}) = 3,48 млрд. лет.

Ранние мезоархейские (3,2–3,1 млрд. лет) гранитоиды выявлены в трех районах Карельской провинции (Водлозерский, Иисалми и Помокайра террейны) и представлены породами ТТГ ассоциации. Водлозерский террейн – самый крупный фрагмент мезоархейской континентальной коры. Широко развиты поздние мезоархейские (3,0–2,8 млрд. лет) гранитоиды ТТГ ассоциации, кроме того в этот период появляются первые двуполевошпатовые граниты (Ранний..., 2005; Сергеев и др., 2007 и ссылки там).

Неогархейские гранитоиды более разнообразны (Ранний..., 2005; Слабунов и др., 2006) :

1) гранитоиды ТТГ ассоциации известны в террейнах Водлозерском, Иисалми, Кианта (Ранний..., 2005; Kärnäho et al., 2006);

2) санукитоиды (высоко-Mg субщелочные гранитоиды), слагающие посттектонические массивы с возрастом 2,74–2,71 млрд. лет (см. раздел «Экскурсия 3») известны в террейнах Центрально-Карельском, Кианта, Иисалми. Состав плутонов варьирует от диорита до гранодиорита, присутствуют горнблендиты, пироксениты, габбро и тоналиты. Санукитоиды отличаются повышенной концентрацией Sr и Ni и магнезиальностью 0,45–0,70, обогащенностью Sr, Ba и ЛРЗЭ, сильно дифференцированным распределением РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} > 20$) и отсутствием Eu аномалии. С ними обычно связаны дайки лампрофиров, возраст которых моложе на 30–50 млн лет.

3) субщелочные породы, в основном, посттектонические сиенитовые массивы, варьирующие от монцодиоритов до лейкосиенитов, лампрофиры (2694 ± 10 млн лет, Бибикина и др., 2005; Самсонов и др., 2001), сходны с санукитоидами, но отличаются большей щелочностью и меньшей магнезиальностью (Лобач-Жученко и др., 2007; Ранний..., 2005; Самсонов и др., 2001).

4) двуполевошпатовые граниты образуют посттектонические плутоны и пологие пластины с возрастом 2680–2710 млн. лет в различных частях кратона. Они относятся к I- и A-типам. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ в гранитах зависят от возраста террейна: в плутонах древнего Водлозерского террейна $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ варьирует от –0,4 до –4,9; в террейне Кианта – от –0,1 до –1,2; в относительно молодом Центрально-Карельском террейне преобладают значения +0,8÷+2,2 (Лобач-Жученко и др., 2006).

5) щелочные породы Кейвского и Иисалми террейнов (Ветрин и др. 1999; Батиева, 1976; Баянова, 2004; Митрофанов и др., 2000; O'Brien et al., 2005) представлены эгирин-арфедсонитовыми и лепидомелан-гастингситовыми гранитами и нефелиновыми сиенитами, эссекситами (Сахарйок), карбонатитами (Сиилиярви).

6) лейкограниты S-типа (или мусковитсодержащим высокоглиноземистым (MPG) с возрастом 2700 млн. лет (Бибикина и др., 2004) , широко развиты в Беломорской провинции (Слабунов, 2008).

Супракрустальные (зеленокаменные и парагнейсовые) комплексы

Метаморфизованные супракрустальные комплексы слагают существенно меньшую часть площади, сложенной архейскими породами (в Беломорской провинции – около 18 %, в Карельской и Кольской – менее 10%, а в Мурманской – они практически отсутствуют).

Эти образования слагают, главным образом, зеленокаменные пояса, являющиеся сложными, коллажированными структурами (Кожевников, 2000; Минц, 1998; Светов, 2005; Щипанский, 2008), сформированными несколькими зеленокаменными комплексами (ансамблями), часто различающимися по возрасту. Выделяются также парагнейсовые пояса – структуры, в которых преобладают осадочно-вулканогенные и осадочные породы с небольшой долей кислых вулканитов.

Возраст супракрустальных пород мезо- и неогархейский. При этом зеленокаменные комплексы развиты в интервалах - 3,1–2,9; 2,9–2,82; 2,82–2,75 и 2,75–2,65 млрд. лет, а парагнейсовые – 2,9–2,82 и 2,75–2,65 млрд лет (Слабунов и др., 2006; Slabunov et al., 2006 и ссылки там).

В Карельской провинции (прил. 1), как мы уже упоминали, выделяется ряд террейнов: наиболее крупный – Водлозерский, в состав которого входят зеленокаменные пояса: Водлозерско-Сегозерский, Сумозерско-Кенозерский, Южно-Выгозерский и Маткалахтинский, причем первые два состоят из двух разновозрастных зеленокаменных комплексов.

Центрально-Карельский террейн включает в состав Хедозерско-Большозерский и Гимольский зеленокаменные пояса. Западно-Карельский (или *Иломантси-Вокнаволок*) террейн включает зеленокаменный (сланцевый) пояс Иломантси и парагнейсовый пояс Нурмес. *Террейн Кианта* объединяет зеленокаменные пояса Кухмо-Суомуссалми-Типасъярви и Костомукшский (первый из них сложен двумя разновозрастными зеленокаменными комплексами, а второй – одним); в составе террейна также широко развиты неархейские парагнейсы. В составе *террейна Иисалми* выделяется парагнейсовый пояс Западная Пуоланка. Плохо обнаженный *террейн Рануа* содержит малоизученный зеленокаменный пояс Оиярви. *Террейн Помокайра* сложен преимущественно гранитоидами (Слабунов и др., 2006 и ссылки там).

В Беломорской провинции в составе Северо-Карельского зеленокаменного пояса выделяются три разновозрастных зеленокаменных комплекса, а в поясах Енском, Пибозерском, Центрально-Беломорском и Воче-Ламбинском – по одному. Время формирования зеленокаменных комплексов в составе поясов оценивается в 2,88–2,83, 2,8–2,78, около 2,76 млрд лет и наиболее вероятно около 2,7 млрд лет. Важным компонентом провинции является мезоархейский Чупинский парагнейсовый пояс.

Гранулитовые комплексы

Большая часть гранулитовых (гранулит-эндербит-чарнокитовых) комплексов Карельской и Беломорской провинций (Варпаисъярвинский, Тулосский, Пурасъярвинский, Нотозерский, Вокнаволоцкий и Онежский; прил.1) сформировались 2,72–2,63 млрд лет назад (Володичев и др., 2003; Кожевников, 2000; Ранний..., 2005; Hölttä et al., 2000; Manttari, Hölttä., 2002). Все они обнаруживают определенные черты сходства и, в основном, сложены эндербитами диоритового-тоналитового состава, которые содержат включения пара- и ортопород, представленных основными, средними и реже кислыми и ультраосновными гранулитами. В основных гранулитах встречаются цирконы с мезоархейскими возрастными 3,05–3,2 млрд лет (например, в Варпаисъярвинском комплексе, Hölttä et al., 2000).

Геодинамические обстановки и главные этапы корообразования

В составе архейской части Фенноскандинавского щита выделяется, как сказано выше, три фрагмента древнейшей (3,5–3,2 млрд лет) континентальной коры, которые, возможно составляли единый микроконтинент, распавшийся около 3,1 млрд лет (Slabunov et al., 2008).

Около 3,05 млрд лет начинается новый цикл роста континентальной коры. В период 3,05 – 2,95 млрд лет она формируется путем субдукции и последующего аккрецирования к наиболее крупному древнему Водлозерскому микроконтиненту (Светов, 2005). В центральной части последнего фиксируется проявление мантийно-плюмового магматизма (Лобач-Жученко и др., 2000б). Кроме того, в этот период, вероятно, сформировалась субдукционная система, фрагменты которой фиксируются в западной части Карельского кратона.

В период 2,95–2,82 млрд лет, когда сформировался наибольший объем континентальной коры региона, ее рост был сосредоточен на юго-востоке Карельской провинции (Светов, 2005), на смежной с ней территории Беломорской провинции, а также в Кольской провинции. В Беломорской провинции известны фрагменты офиолитов (Слабунов, 2008 и ссылки там). Возможно, что в этот период формируются и эклогиты типа Салми (Щипанский, Конилов, 2009 и ссылки там) Основным механизмом формирования континентальной коры – субдукционно-аккреционные процессы.

Эти процессы доминируют и в период 2,78–2,72 млрд лет. Именно в этот период формируются, например, древнейшие в мире коровые эклогиты (Володичев и др., 2004), супрасубдукционные офиолиты (Shchipansky et al., 2004). Вместе с тем, установлены и процессы континентального рифтогенеза (Лобач-Жученко и др., 2000б), начинается формирование санукитоидных комплексов.

В период 2,72–2,58 млрд. лет происходят коллизионные и постколлизионные процессы в центральной части континента (ядро коллизионного орогена – Беломорский пояс) и продолжаются аккреционные процессы к северу, югу и западу от ядра орогена (Слабунов, 2008 и ссылки там). Вслед за формированием орогена начинается его коллапс, который проявляется в образовании вулканогенно-грубообломочных комплексов (например, Воче-Ламбинский комплекс) и внедрении габброидов.

2,5 млрд. лет назад с рифтогенеза начинается новый цикл эволюции литосферы Фенноскандинавского щита (Балаганский, 2002; Daly et al., 2006). В предшествующий этому период (2,58–2,5 млрд. лет) фиксируется затухание эндогенной активности.

Последовательность главных стадий становления восточной части Фенноскандинавского щита во второй половине архея сопоставима с их последовательностью в рамках цикла Вилсона (Слабунов, 2008):

- начальная стадия, во время которой, вероятно, произошел распад «острова сиала» (выделяется по косвенным признакам),

- ранняя стадия, во время которой в зонах субдукции формируется новая континентальная кора, в зонах спрединга и задуговых бассейнах – океаническая, а под воздействием плюмов – вулканические плато, происходят аккреционные процессы;

- средняя (коллизионная) стадия, когда происходит интенсивное взаимодействие континентальных плит (или микроплит), закрытие океанов, формируется структура континентальных блоков;

- поздняя стадия, во время которой происходит коллапс образовавшейся коллизионной системы;

- заключительная стадия, характеризуется слабой эндогенной активностью, предшествует началу нового цикла.

Продолжительность формирования континентальной коры восточной части Фенноскандинавского щита во второй половине архея в целом и ее главных стадий сопоставима с их продолжительностью в рамках классического цикла Вилсона: общая продолжительность – около 650 млн. лет (с 3,1 до 2,5 млрд. лет), в том числе, начальная стадия – 50 млн. лет, ранняя – 330 млн. лет (3,05–2,72 млрд. лет), средняя (коллизионная) – 30 млн. лет (2,72–2,69 млрд. лет), поздняя – 110 млн. лет (2,69–2,58 млрд. лет), заключительная – 80 млн. лет (2,58–2,5 млрд. лет). В рамках архейского этапа (цикла Вилсона) развития континентальной коры восточной части Фенноскандинавского щита выделяется два цикла второго порядка: первый из них продолжительностью 200 млн. лет (3,05–2,85 млрд. лет) отвечает формированию аккреционного орогена в обрамлении Водлозерского микроконтинента, второй продолжительностью 300 млн. лет (2,88–2,58 млрд. лет) – Беломорского коллизионного орогена.

Геологические, геохронологические, изотопно-геохимические и геофизические данные по восточной части Фенноскандинавского щита дают основание полагать, что особенности формирования континентальной коры а архее и фанерозое весьма сходны.

ЭКСКУРСИИ 1 и 2

ВЕДЛОЗЕРСКО-СЕГОЗЕРСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС: ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ

Светов С.А.

ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск)

Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс (рис. 1.1) в Центральной Карелии протягивается более чем на 300 км в субмеридиональном направлении при ширине 50–60 км. В современном эрозионном срезе он состоит из ряда структур (Светов, 2005), таких как: Хаутаваарская, Койкарская, Семченская, Эльмусская, Паласельгинская, Остерская, Бергаульская, Совдозерская, Киндасовская и других структур.

В разрезах зеленокаменных структур преобладают два контрастных ансамбля представленных вулканитами коматиит-базальтовой и известково-щелочной серии, при этом последние форми-

руют вулканические постройки центрального типа. Реликты палеовулканов известны в Хаутаваарской и Койкарской структурах (Вулканические..., 1978; Вулканизм...1981; Светова, 1988). Наиболее представительными являются реконструированные разрезы Хаутаваарской структуры, общей мощностью 6 км и Койкарской структуры мощностью 3 км.

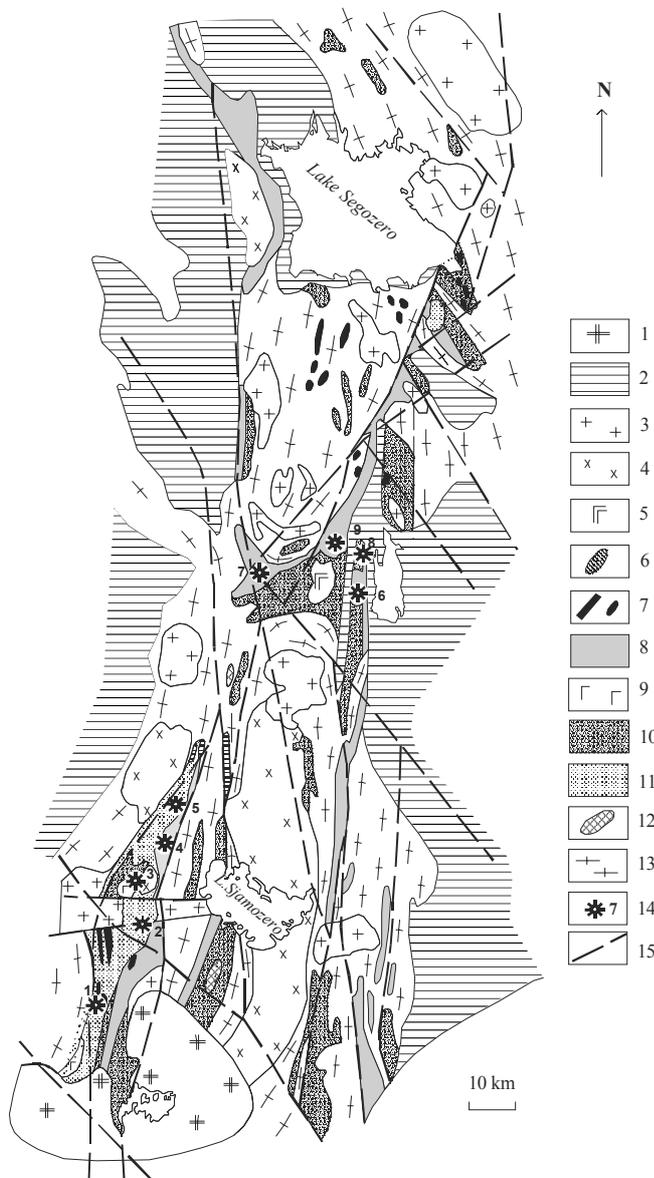


Рис. 1.1. Схема геологического строения Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Условные обозначения: 1, 2 – Палеопротерозойские образования: 1 – граниты рапакиви (1,65–1,62 млрд. лет), 2 – супракрустальные образования (2,50–2,10 млрд. лет); 3, 4 – Неоархейские образования: 3 – плагиомикроклиновые граниты (2,85–2,87 млрд. лет), 4 – диориты, гранодиориты, санукитоиды (2,74 млрд. лет), 5 – габбродиориты, 6 – габбронориты, 7 – основные и ультраосновные породы, 8–11 – мезоархейские образования: 8 – андезидацитовые вулканы, адакиты и осадки (2,86–2,85 млрд. лет), 9 – высокомагнетическое габбро, 10 – коматитит-базальтовая ассоциация (лавы, туфы) (3,0–2,95 млрд. лет), 11 – вулканы БАДР-серии, адакиты (3,05–2,94 млрд. лет), 12 – амфиболиты, 13 – гнейсо-граниты и мигматит-граниты (3,15–2,95 млрд. лет), 14 – палеовулканические постройки: 1 – Няльмозерская, 2 – Игнойльская, 3 – Хаутаваарская, 4 – Масельская, 5 – Чалкинская, 6 – Янишская, 7 – Корбозерская, 8 – Эльмусская, 9 – Семченская (1–5 – Хаутаваарская структура, 6–9 – Койкарско-Семченская структура); 15 – разломы

В общей стратиграфической шкале нижнего докембрия России, принятой Всероссийским сообщением в г. Апатиты в 2000 г. и утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом России в 2001 г., в верхнем архее в лопийской эонотеке в качестве стратотипа средней эратемы утверждена хаутаваарская серия Карелии в геохронологических границах 3000–2800 млн. лет.

Как уже отмечалось выше, наиболее полный набор стратотектонических ассоциаций сохранился в пределах Хаутаваарской структуры расположенной в юго-западной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (рис. 1.1). Структура вытянута в меридиональном направлении на 100 км и имеет максимальную ширину 10–12 км. Супракрустальные породы, объединяемые ранее в составе хаутаваарской серии, имеют общую мощность до 5,5–6 км.

В опорном стратиграфическом разрезе хаутаваарской серии выделяются 5 свит (стратотектонических ассоциаций – СТА) интерпретируемых, как ансамбль совмещенных, геодинамически контрастных комплексов (снизу вверх по реконструированному разрезу (рис. 1.2) (детальное описание приводится в работе Светов, 2005):

«Древнейшая базальт-андезит-дацит-риолитовая СТА» (Виетуккалампинская свита). Включает БАДР-адакитовую ассоциацию и сопутствующие вулканогенно-осадочные, вулканогенно-хемогенные парагенезы, сменяемые на заключительном этапе вулканогенно-терригенными породными ансамблями. U-Pb возраст крупнопорфировых дацитов Игнольского субвулканического некка равен 2995 ± 20 млн. лет (Сергеев, 1989), субвулканического штока андезитов Остерской структуры – 3020 ± 10 млн. лет, субвулканической дайки андезитов (секущей коматииты Паласельгинской структуры) – 3000 ± 10 млн. лет (Лобиков, 1982).

«Коматиит-базальтовая СТА» (Лоухиваарская свита). Представляет стратифицированную толщу коматиит-базальтовой ассоциации с сопутствующими им туфами, туффитами и хемогенно-эксталяционными породами с общей мощностью 2,7 км. Граувакки и моноконгломераты появляются в верхней осадочной пачке, ассоциируясь с графитистыми сланцами, серноколчеданными рудами, силицитами, железистыми кварцитами. Sm-Nd изохронный возраст свиты - 2921 ± 55 млн. лет (Светов, Хухма, 1999).

«Молодая андезидацитовая СТА» (Калаярвинская свита), разделяется на три пачки – нижняя, терригенная (полмиктовые конгломераты, арениты, алевролиты, внутрiformационные конгломераты, вулканические арениты, аркозы, графитистые алевролиты) мощностью до 320 м., средняя пачка – вулканогенные породы дацитового состава, и третья пачка – осадочные породы (туффиты – граувакки – арениты – силициты – графитистые алевролиты – серноколчеданные руды) мощностью до 400 м. Общая мощность свиты составляет 900 м. Породы свиты прорываются Хаутаваарским массивом гранодиоритов – 2850 ± 50 млн. лет (Тугаринов, Бибилова, 1980), дайкой риолитов - 2854 ± 14 млн. лет (Сергеев, 1989) и дайкой дацитов - 2862 ± 45 млн. лет (Овчинникова и др., 1994).

«Базальтовая СТА» (Кульюнская свита) сложена подушечными и массивными базальтами с единичными линзами гиалокластитов и туфов. Граувакки присутствуют в основании свиты, сменяя конглобрекции в стратиграфической колонке вверх по разрезу. Общая мощность свиты составляет 600 м.

«Верхняя осадочная СТА» (Усмисанъярвинская свита), завершает разрез Хаутаваарской структуры, сложена осадочными (углеродсодержащими сланцами) и пирокласто-осадочными (туфы, туффиты дацитового состава, кремнистые сланцы) породами, видимой мощности до 200 м, встреченными в локальных разрезах.

В пределах Койкарской структуры сохранился фрагмент стратиграфического разреза, представленный двумя стратотектоническими ассоциациями (свитами):

«Коматиит-базальтовая СТА» (Питкилампинская свита - аналог лоухиваарской в Хаутаваарской структуре) слагает нижнюю часть стратиграфического разреза и представлена коматиит-базальтовой ассоциацией, общей мощностью 1000–1200 м. Разрез свиты сформирован массивными, подушечными, вариолитовыми, дифференцированными лавовыми потоками с тонкими прослоями туфового материала. Пирокластические фации не превышают 5–7% от их общего объема. Базальты перекрывают коматииты или чередуются с ними в разрезе. Верхняя часть свиты включает в себя кору выветривания, продукты перемыва коры, граувакки с редкими линзами аркоз и гравелитов общей мощностью в 200–230 м. Возраст коматиит-базальтовой ассоциации- 2944 ± 170 млн. лет (Sm-Nd, эрахрона) (Светов, Хухма, 1999).

«Молодая андезидацитовая СТА» (Кивилампинская свита – аналог Калаярвинской свиты в Хаутаваарской структуре). Стратотектоническая ассоциация перекрывает коматиит-базальтовый ансамбль (питкилампинскую свиту) и разделяется на две пачки. Нижняя пачка представлена андезитовыми вулканитами в ассоциации с вулканогенно-осадочными породами, и верхняя – терригенными (конгломераты, гравелиты, граувакки, аркозы), хемогенными и вулканогенно-осадочными породами, общей мощностью до 940 м. В северной части структуры возраст некка субвулканических дацитов равен 2860 ± 15 млн. лет (Самсонов и др., 2001).

В настоящее время, стратиграфическая схема мезоархея (хаутаваарской серии) в пределах Центральной части Карельского кратона существенно изменена (рис.1.2), на основании детального геологического, геохимического и изотопного изучения стратотектонических ассоциаций. Нами сделаны следующие, меняющие первичную стратиграфическую картину, выводы:

(1) коматиит-базальтовая (лоухиваарская, кульюнская свита) и древняя андезитовая ассоциация (виетуккалампинская свита) рассматриваются как разновозрастные образования;

(2) коматиит-базальтовая серия (лоухиварская и кульюнская свиты) представляет единый ансамбль, разделенный после формирования на две пластины;

(3) мощности хаутаваарской серии искажены (завышены), из-за дублирования в разрезе однотипных ансамблей;

(4) разрез хаутаваарской серии представляет собой классический коллажированный породный ансамбль, сформированный слайдерной тектоникой из геодинамически контрастных породных комплексов;

(5) коматиит-базальтовая ассоциация представляет собой фрагмент прото-океанического комплекса, в то время, как андезитовые серии двух временных срезов, маркируют островодужный и окраинно-континентальный режимы.

(6) Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс представляет собой реликт древнейшей на Фенноскандинавском щите зоны перехода океан-континент существовавшей в мезоархее на западной (в современном плане) оконечности Водлозерского микроконтинента.

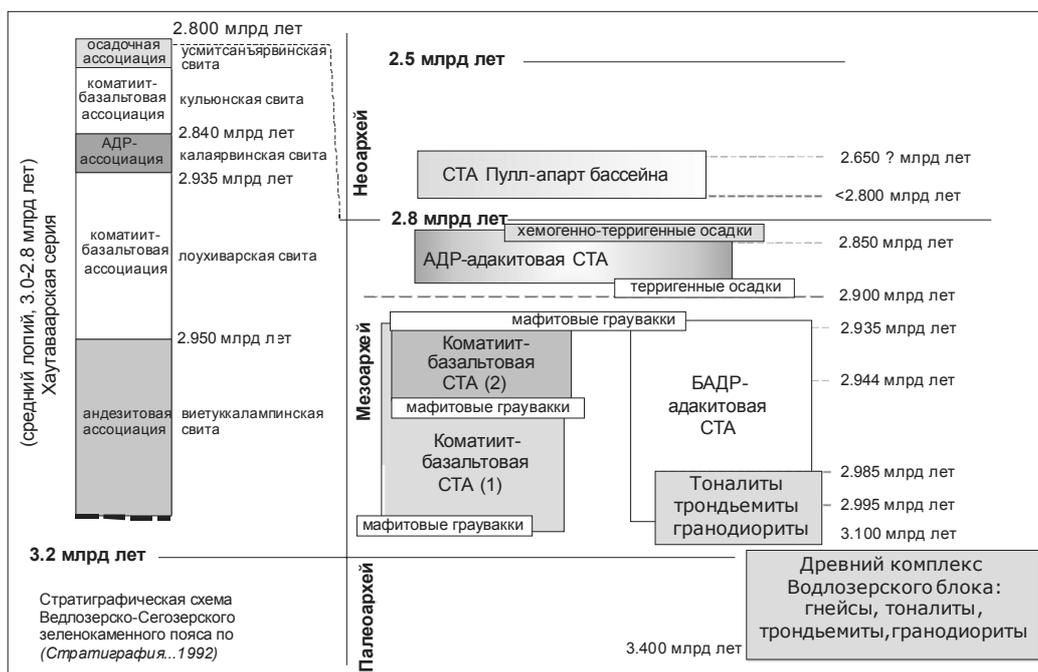


Рис. 1.2. Соотношения стратотектонических ассоциаций палео-, мезо- и неоархейского возраста в пределах мезоархейской зоны перехода океан-континент (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс и западная часть Водлозерского блока)

ЭКСКУРСИЯ 1

ЧАЛКИНСКАЯ, ИГНОЙЛЬСКАЯ И ХАУТАВААРСКАЯ СТРУКТУРЫ ВЕДЛОЗЕРСКО-СЕГОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н.

ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск)

Цель экскурсии – знакомство с древнейшими (3,15-2,94 млрд лет) комплексами островодужного этапа развития зоны перехода океан – континент (окраина Водлозерского блока) и реликтами разреза мафического плато в Хаутаваарской мегаструктуре.

В пределах мегаструктуры, с использованием методов фациально-формационного анализа, реконструирована цепь реликтов палеовулканических построек центрального типа: Няльмозеро –

Игнойла – Хаутаваара – Чалка, сформированных в субмаринных и субаэральных обстановках (Вулканические..., 1978; Светова, 1999). Детальная геохимическая характеристика данных вулканических структур, показала их мультисериальную принадлежность. Среди дифференцированных БАДР-серий известково-щелочного ряда, слагающих островодужный комплекс, широко проявлены породные ассоциации адакитового ряда, формирующие весь разрез Игнойльской палеовулканической постройки, частично Хаутаваарской, Няльмозерской и Чалкинской палеопостроек.

Для андезитовой ассоциации имеются ранние геохронологические данные по Игнойльской структуре: U-Pb возраст лав андезитов (интерпретируемых нами как адакиты) составляет 2945 ± 19 млн. лет (Овчинникова и др., 1994), возраст андезидацитового (адакитового) некка - 2995 ± 20 млн. лет (Сергеев, 1989). Близкого возраста андезитовые комплексы сохранились еще в ряде структур, так U-Pb - датирование цирконов из субвулканических даек андезитов Паласельгинской структуры дало результаты - 3000 ± 40 млн. лет, из субвулканического штока Остерской структуры 3020 ± 10 млн. лет (Лобиков, 1982).

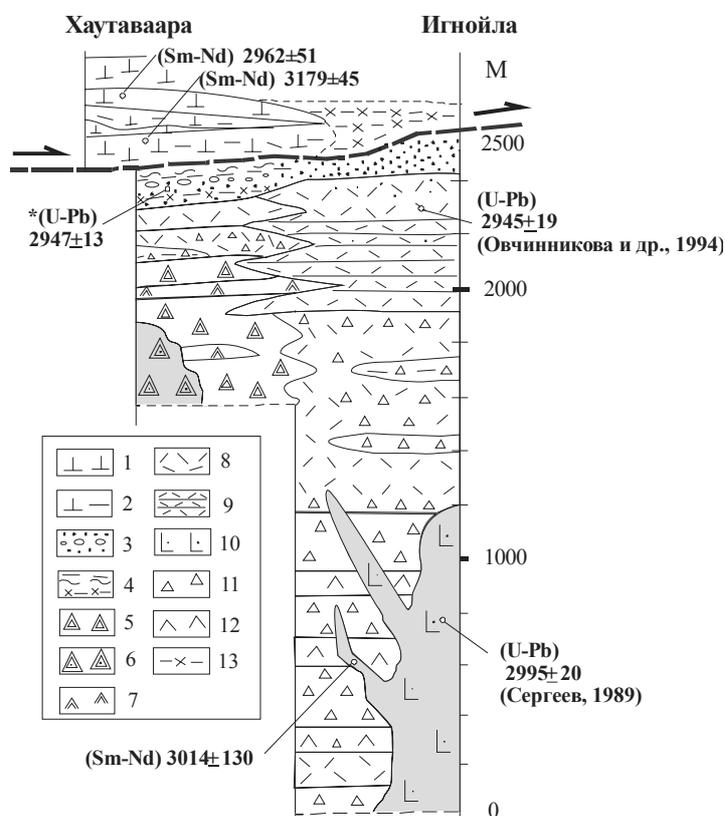
Породы древней андезитовой ассоциации метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, что позволило сохраниться первичным вулканических текстур.

В качестве иллюстрации современного взаимоотношения разрезов палеовулканических построек островодужного комплекса на рис. 1.3 приводится соотношение породных последовательностей по трасверсу между Хаутаваарским и Игнойльским вулканическими центрами.

Корреляция разрезов проводилась на основе детального изучения зоны непосредственного перекрытия продуктов извержения разных вулканических центров, так в пределах обнажений было выявлено переслаивание лавовых потоков и туфового материала поступающего из разных вулканических центров, что позволяет говорить о синхронности их формирования. Важно отметить, что в целом для реликтов палеовулканических построек установлено сложное эффузивно-эксплозивное строение, с грубозональным размещением вулканических и вулканогенно-осадочных фаций вокруг центров извержений с радиусом от 20 до 30 км (Светова, 1988; Светов, 2005). Жерловины палеовулканов представлены некками различного состава размером до 2 на 1,5 км («некк центральный» адакитового состава, Игнойла), иногда некками с агломератовой мантией (подобный некк описан в Чалкинской структуре и выполнен субвулканистами БАДР-серии).

Рис. 1.3. Схематическое строение островодужной стратотектонической ассоциации в пределах Хаутаваарской мегаструктуры (Светов и др., 2006).

Трасверс от Хаутаваарской до Игнойльской палеовулканических построек, ориентировка СЗ-ЮВ, расстояние по профилю между ними - 15 км. * - новые геохронологические данные (млн. лет). Условные обозначения: 1 - лавы коматиитов, 2 - туфы коматиитов, 3 - терригенные граувакки, аркозы, моноконгломераты, 4 - вулканогенно-осадочная пачка представленная перемытыми туфами, туффитами, туфопесчаниками, силицитами, графитистыми алевролитами, мафитовыми граувакками, 5 - агломератовые, лапиллиевые туфы дацитов, 6 - эксплозивная брекчия дацитов, 7 - лавы, лавобрекчии дацитов, 8 - псаммитовые туфы андезидацитов, 9 - слоистая толща туфов андезидацитов, 10 - субвулканические дациты, 11 - агломератовые туфы андезибазальтов, андезитов, 12 - лавы, лавобрекчии андези-базальтов, андезитов, 13 - мафитовые граувакки, 14 - тектонические границы



По набору фациальных литотипов, палеовулканические постройки Хаутаваарской мегаструктуры значительно отличаются друг от друга, так например в Чалкинском палеовулкане широко развита лавовая фация, представленная массивными, подушечными и миндалекаменными лавами, кластолавами андезитов, андезидацитов и дацитов. Подушечные брекчии присутствуют в прижерловой зоне, часто переслаиваясь с агломератовыми и лапиллиевыми туфами. Мощность лавовых потоков изменяется от 4-5 м до 25-30 м, по составу преобладают серийнопорфировые андезиты. В Игноильской палеовулканической постройке, сформированной породами адакитовой серии, взаимоотношение породных литотипов иное, в разрезе значительно меньше лав, они представлены кластолавами, массивными, миндалекаменными разностями андезибазальтового, андезитового, реже андезидацитового состава и формируют мощные (до 60-80 м) непротяженные лавовые потоки. Пирокластиты принадлежат к фации эксплозивных выбросов, реже агломератовых потоков, последние образуют локальные площади сваренных туфов. Удаленная группа пирокластических фаций представлена мелкообломочными туфами и продуктами их перемыва – туффитами и туфопесчаниками, субвулканическая фация - дайками андезибазальтов, андезитов, дацитов, реже риодацитов и риолитов.

Объект 1.

Чалкинская палеовулканическая структура

Чалкинская палеовулканическая постройка находится в северной части Хаутаваарской структуры (рис. 1.4) и занимает площадь в 50 км² (Светова, 1988). Вулканы андезитового и дацитового состава прослежены частными разрезами от оз. Кивач (на севере) до ж./д. моста через р. Шуя (на юге). Постройка с запада ограничена Чалкинским массивом гранодиоритов с U-Pb возрастом по циркону - 2745±5 млн. лет (Овчинникова др., 1994), который по геохимическим критериям принадлежит к санукитоидному ряду (Lobach-Zhuchenko et al., 2000; Лобач-Жученко и др., 2003).

Чалкинская палеопостройка детальным образом была описана ранее, с характеристикой отдельных частных разрезов и палеофациальной схемой в монографии (Светов, 2005).

В связи с тем, что адакитовая фаза вулканизма в данной структуре проявлена незначительно и лишь в виде дайковой фации, в рамках данной работы, мы приведем краткое обобщенное описание структуры (рис. 1.5), учитывающее новые полученные материалы.

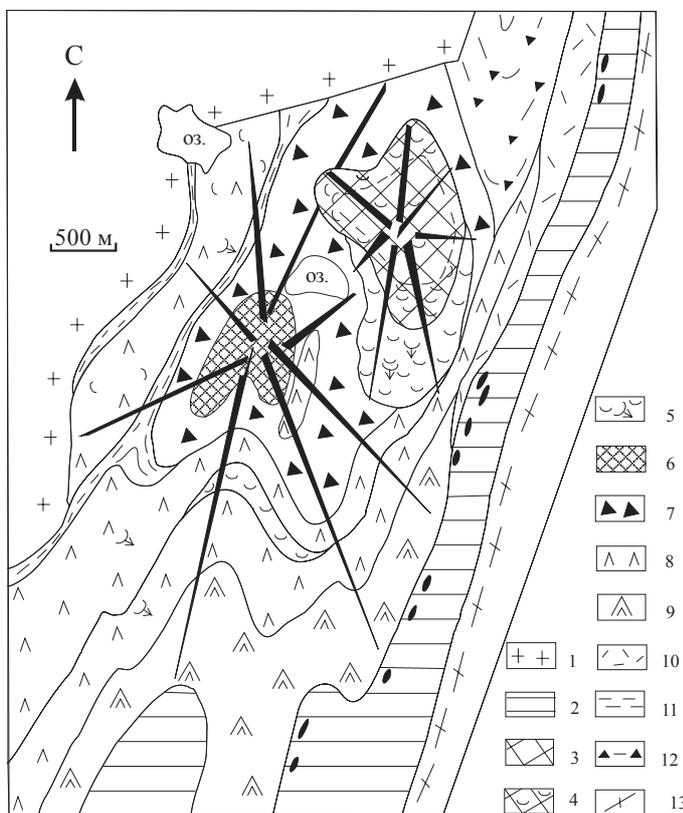


Рис. 1.4. Схема палеовулканической реконструкции Чалкинской палеопостройки. 1 - санукитоиды, Чалкинский массив (2745±3 млн. лет); 2 - молодая СТА (2,9-2,8 млрд. лет), калаярвинская свита - вулканогенные, вулканогенно-осадочные породы с линзами серноколчеданных руд; 3-12 - древняя СТА (3,1 - 2,9 млрд. лет), виетуккалам-пинская свита 3 - экструзив крупнопорфировых андезитов; 4 - агломератовая мантия экструзива; 5 - подушечные лавы, подушечные брекчии крупнопорфировых андезитов; 6 - нект, заполняющий подводный канал, андезибазальты, андезиты; 7 - глыбовые, агломератовые туфы андезитов; 8 - лавы андезитов; 9 - лавы дацитов; 10 - псаммитовые туфы; 11 - слои туффитов, туфопесчаников; 12 - перемытые туфы; 13 - гранито-нейсы, мигматит граниты

Остановка 1 (обн. 100) Глыбовые агломератовые туфы андезитов (рис.1.6). Отдельные глыбы имеют размеры до 0,5 – 0,8 м, реже до 1,2 м в длину, при среднем размере от 3-5 см до 10-15 см, цемент представлен мелкообломочными туфами, амфиболитизированными. Обломки осветлены за счет развития цоизита, альбита, кварца, уплощены и вытянуты по сланцеватости.

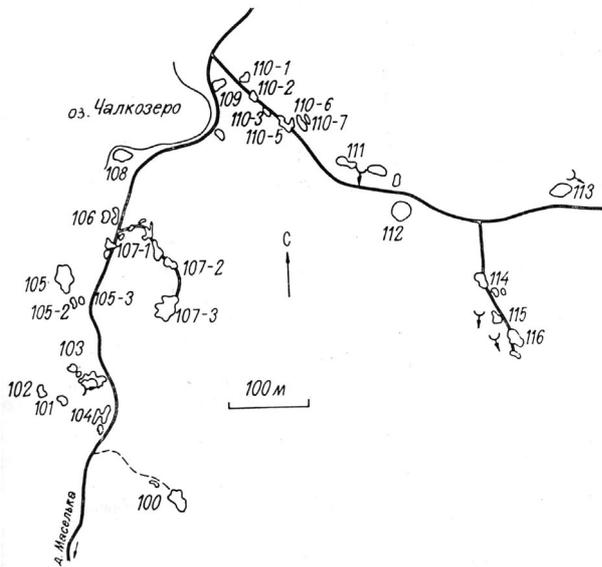


Рис. 1.5. Схема расположения обнажений по маршруту в пределах Чалкинской структуры



Рис. 1.6. Глыбовые агломератовые туфы андезитов, Чалкинская структура

Остановка 2. Три потока массивных микропорфировых лав андезитов в обн. 101, 102 (рис. 1.7). С западного конца обнажения: 0,4 м мощности кровля первого потока, представленная миндалекаменными лавобрекчиями. С зоной закали в основании на полную мощность (3,4 м) вскрыт второй поток лав массивных метаандезитов (101-1), в кровле которого миндалекаменная зона составляет 20-30 см, и затем следует осветленная зона закали. Кровля на восток. На неровную поверхность лавового потока ложится слой псаммитовых туфов.

Остановка 3. Восточнее нека андезибазальтов среди поля туфов закартирована лавовая пачка в виде линзы, мощностью в 70 м и длиной по простиранию ~1 км. Для данного разреза характерно разнообразие литофациальных разновидностей пород (разрез 103). Ниже приводится его послойное описание (рис. 1.8):

1. Поток массивных мелкозернистых андезитов мощностью 2,5 м.
2. Слой псаммитового туфа андезитов мощностью 0,5–1,1 м.
3. Поток подушечных лав микропорфировых андезитов. Вскрыта кровельная часть мощностью 0,6 м.
4. Слой агломератовых туфов мощностью 0,5 м. Литокласты представлены афировыми и

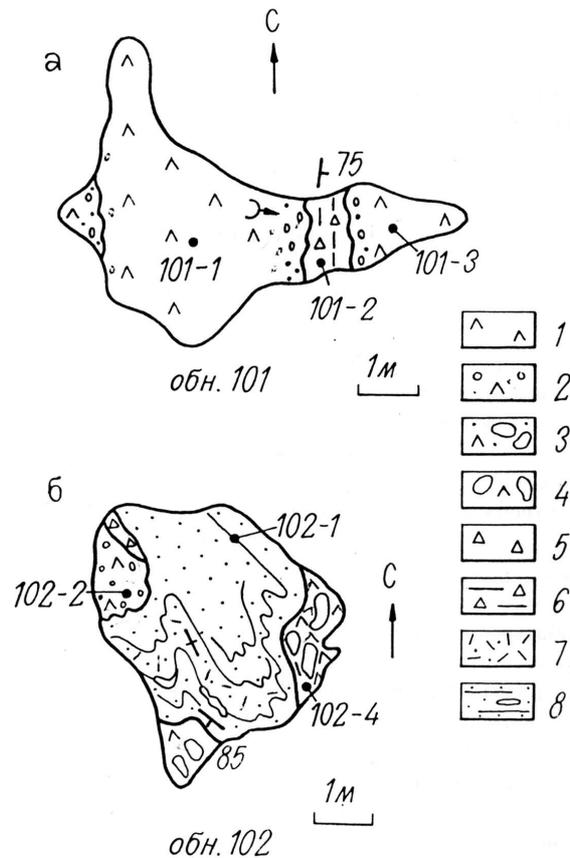


Рис. 1.7. Схема взаимоотношения породных литотипов в расчистках 101-102

миндалекаменными андезитами, размером от 3–4 до 7–8 см. Упаковка литокластов очень плотная, при этом цемент представлен амфиболизированным туфом.

5. Слой псаммитовых туфов андезитового состава, в северо-восточной части в них появляются литокласты агломератовой размерности. Мощность слоя 2 м. Контакты слоя четкие, волнистые. Туфы секутся дайкой мелкозернистого адакита мощностью 40 см.

6. Поток подушечных брекчий мощностью 1,5–2 м. Фрагменты лавы, подушки, литокласты заключены в темно-зеленый мелкозернистый цемент. В мелких вытянутых подушках наблюдаются скопления миндалин в центральных частях.

7. Агломератовые туфы андезитов, сверху слоя сменяются лапиллиевыми. Мощность слоя 2,5 м.

8. Слой псаммитовых туфов андезитов мощностью 1,8 м. Сечется дайкой адакита.

9. Слой лапиллиевых туфов, мощность – 0,5 м.

10. Слой подушечных брекчий, мощность 0,8 м. В породе отдельные подушки андезитов длиной до 0,7 м. заключены в агломератовом туфе того же состава.

11. Поток массивных миндалекаменных лав андезитов мощностью 1,5 м., кровля направлена к востоку. Поток в кровле содержит зону миндалин мощностью 30 см. Сечется дайкой адакита.

12. Слой агломератовых туфов, мощность 30 см.

13. Поток подушечных лав андезитов, мощность 3,2 м. Подушки по длинной оси достигают 2,5 м. при 0,7–0,8 м. в поперечнике. В цементе подушек мелкообломочный туф. В кровле потока преобладают мелкие подушки и литокласты, порода насыщена кварцевыми миндалинами.

14. Поток подушечных брекчий, мощность 1 м.

15. Агломератовые туфы андезитов мощностью 0,5 м.

16. Поток подушечных лав андезитов мощностью 1,5 м. с характерными крупными уплощенными подушками размером 1,8×0,6 м. Кровля направлена к востоку.

17. Слой туфа андезитов мощностью 0,5–0,7 м, в основании – кристаллокластический, в кровле – тонкозернистый и тонкослоистый.

18. Подушечные лавы андезитов, видимая мощность 2 м.

Весь разрез сечется дайками адакитов, мощность 0,2–0,7 м.

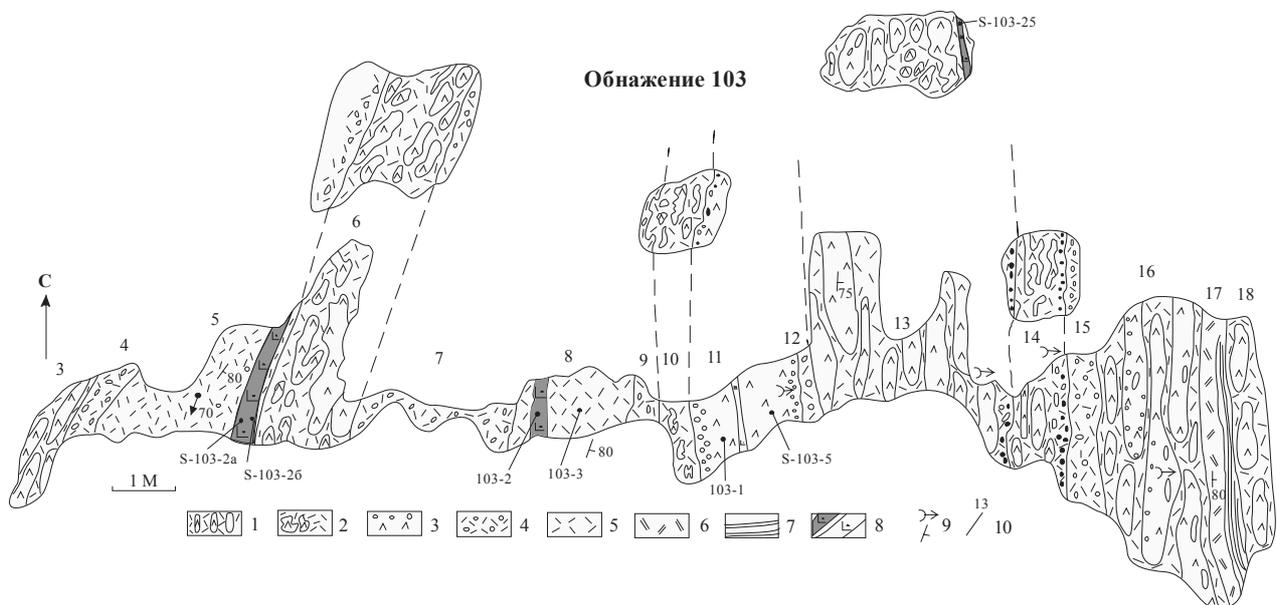


Рис. 1.8. Характер взаимоотношения лав и туфов в разрезе 103, Центральная часть Чалкинской палеопостройки.

Условные обозначения: 1 – подушечные лавы крупнопорфировых андезитов, 2 – подушечные брекчии андезитов, 3 – лавовые потоки мелкозернистых андезитов с миндалекаменными текстурами, 4 – агломератовые туфы андезитов, 5 – псаммитовые туфы, 6 – кристаллокластические туфы андезитового (андезидацитового) состава, 7 – тонкозернистые, тонкослоистые туфоалевролиты, 8 – дайки адакитов (темные), 9 – направление кровли потоков, 10 – номера слоев и лавовых потоков

Остановка 4 (обн. 105). К северу по дороге к оз. Чалка в серии расчисток обн. 105 выходит слоистая пачка темно-серых туфов андезитов, представленная слоями агломератовых, лапиллиевых, кристаллокластических и псаммитовых туфов. Секутся дайкой светло-серых риолитов, в южном контакте наблюдается тонкая флюидальная полосчатость, скопления кварцевых миндалин, развивается эпидот, турмалин, хлорит. Туфы и дайки риолитов секутся дайками кварцевых диоритов.

В 70 м к западу в серии обнажений представлены андезибазальты Южного некка. Южный некк локализован на площади между озерами Сарилампи и Чалкозеро, морфологически представляет собой тело овальной формы, вытянутое в северо-восточном направлении, и имеющего размеры 600x800 м, по геохимическому составу отвечает толеитовой серии.

Некк сформирован андезибазальтами, андезитами мелкозернистого строения и представлен в серии обнажений. В южном его завершении, породы слагающие некк, изменены в эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, в северной части в обнажениях проявлено более интенсивное рассланцевание, при этом метаморфизм достигает амфиболитовой фации. В породах появляются гнезда и полосы наложенного амфибола, вплоть до превращения андезита в крупнозернистый амфиболит или мелкозернистый амфиболовый сланец.

Андезибазальты и андезиты, формирующие некк, имеют бластопорфировую структуру с двумя генерациями вкрапленников плагиоклаза. Плагиоклаз I генерации (P₁₃₀₋₄₅) в виде изоморфных, с изъеденными контурами кристаллов, размером до 1 мм, с широкими двойниковыми полосками, иногда зональный, интенсивно сосюртитизирован. Плагиоклаз II генерации (P₁₁₅₋₂₅) представлен мелкими лейстами. Основная масса имеет нематогранобластовую, лепидогранобластовую структуру с реликтами гиалопилитовой, реже фельзитовой.

В обн. 106 выходы крупных подушечных лав андезитов, здесь же находятся нераспавшиеся блоки лавы, и маленькие подушки до 10-15 см в длину. Подушки зональны, осветлены, содержат миндалины, межподушечное пространство выполнено мелкообломочным туфом. Секутся дайками габбро-диабазов.

Остановка 5. В серии расчисток 107, расположенных на вершине возвышенности, выходит пачка агломератовых туфов андезитов, аналогичных объекту 1. Размер литокласт в среднем 3-7 см, отдельные глыбы достигают 40-50 см. Форма обломков изменяется от округлых, изометричных до удлинённых, вытянутых по рассланцеванию, они осветлены и рельефно выступают на поверхности обнажения. Цемент темносерый, псаммитовый туф андезита. Иногда в агломератовых туфах наблюдается неясная слоистость, связанная с размерностью обломков. Туфы секутся дайками 3-х типов: мощные дайки среднезернистых кварцевых диоритов, тонкие дайки светлосерых дацитов и самые молодые дайки афанитовых андезитов.

Остановка 6-10 (Обн. 109, 110-1, -7). Пачка переслаивания псаммитовых, кристаллокластических, литокристаллокластических, лапиллиевых, агломератовых туфов андезитов, интенсивно рассланцованных и смятых в складки.

Остановка 11 (Обн. 111, 114, 116). Фрагмент северного некка (площадью 2–2,5 км²) представлен в центральной части – массивными породами, а по периферии крупнопорфировыми андезитами, с крупными вкрапленниками плагиоклаза (P₁₁₇₋₃₂) размером от 3 до 10 мм, призматического габитуса, которые иногда образуют гломеропорфировые сростки. Фенокристаллы плагиоклаза изменены, по ним развивается серицит, клиноцоизит. Основная масса породы сложена кварцем, альбитом, цоизитом, плагиоклазом.

В северной части некка, в приконтактной зоне, в массивных породах появляются единичные подушки, крупные фрагменты, ограниченные зонами закалки или трассируемые цепочкообразными скоплениями миндалин. Здесь же сохранились единичные неправильной формы пустоты с закаленными краями, размером <20 см, и отдельные пористые фрагменты породы с миндалекаменным строением. Южная граница некка представлена агломератовой мантией, с постепенным фациальным переходом от крупнопорфировых массивных лав к кластолавам, подушечным лавам и подушечным брекчиям. Направление кровли подушек ориентировано на юго-восток, юг, юго-запад, а их простираение повторяет контуры экструзива. Мощность зоны подушечных лав и брекчий на данном участке варьирует от 10–20 до 300 м (разрез 114–116). Некк и окружающее его лавовое поле сечется

дайками крупнопорфировых андезитов и мелкозернистых дацитов. Характерным примером литостратиграфической последовательности служит разрез по профилю: «северный нект – обнажение 116» (ниже приводится его послойное описание). Контакт массивных крупнопорфировых андезитов экструзии с кластолавами, подушечными брекчиями и подушечными лавами (обн. 111). В верхней части обнажения наблюдается незначительная фрагментация, ниже появляются подушки размером до 3,7×0,6 м., заключенные в кристаллокластический цемент, в котором вкрапленники плагиоклаза или их сростки имеют размеры от 3 до 10 мм. В вытянутых по простиранию подушках, размером 20–80 см, миндалины приурочены к верхней кровельной части. Лавовый поток имеет мощность 7 м и сечется дайкой крупнопорфировых андезитов. Перерыв в обнаженности 30 м.

1. Подушечные брекчии (обн.112) состоят из отдельных подушек и фрагментарных обособленных лавы округлой, сложноизогнутой, пластичной формы, погруженных в темно-серый, крупнокристаллокластический туфовый цемент. При переходе к подушечным лавам их упаковка становится более компактной, отмечаются уплощения подушек. Мощность потока 12 м.

2. Пачка агломератовых, лапиллиевых, кристаллокластических туфов крупнопорфировых андезитов мощностью 70 м.

3. Поток кластолав, лавобрекчий (обн.114) крупнопорфировых андезитов, представленных разобщенными лавовыми фрагментами (размером до 30×40 см.) миндалякаменных и массивных, осветленных андезитов, заключенных в лавовый цемент. В отдельных выходах наблюдаются участки лавы с комковатой текстурой, возникшей за счет спекания более мелких обломков. На поверхности обнажения видны кристаллы роговой обманки и магнетита. Видимая мощность потока 40 м.

Остановка 12 (обн. 113). Потоки подушечных лав крупнопорфировых андезитов, мощностью 2-6 м, состоят из четко оформленных тел линзовидной, эллипсоидальной, караеобразной формы, размером от 0,3х0,8 м до 0,7х1,5 м, часто имеют тонкую зонку закалки, осветленную из-за развития кварц-альбит - клиноцоизитового материала и насыщенную мелкими миндалинами кварца и альбита. Междуподушечное пространство выполнено тонким туфовым материалом.

Геохимическое изучение породного ансамбля Чалкинской структуры показало мультисериальную характеристику вулканитов (табл. 1.1). Большинство пород структуры относится к Nb-обогащенной БАДР серии («нормального ряда»). К данной серии нами отнесено большинство лав и туфов. По содержанию кремнезема и щелочей породные ансамбли принадлежат к андезибазальтам, андезитам, дацитам и реже, риодацитам с нормальной щелочностью. Соотношение щелочей K_2O/Na_2O в породах варьирует от 0,3 до 0,5, что позволяет говорить о явно выраженной Na специфике ассоциации. БАДР-серия имеет повышенные содержания Nb (7-11 ppm), Al_2O_3 (до 16-18 мас.%), Cr (20-200 ppm), Ni (12-140 ppm) в первичных выплавках и обогащение Co, Zr, Y, Sr, Ba в поздних дифференциатах. Для лав БАДР-серии Чалкинской, Хаутаваарской, Остерской и Няльмозерской структур зеленокаменного пояса типичными являются обогащенные легкими РЗЭ спектры, с выполаживанием в области тяжелых РЗЭ, в туфах сохраняется их топологическое подобие, при более высоких фоновых концентрациях РЗЭ, Eu аномалия в породах отсутствует или слабо проявлена. Изотопный состав Sm-Nd в БАДР сериях Чалкинской и Остерской структур свидетельствует о значительном вкладе в состав их магматических источников более древнего корового материала. Рассчитанные модельные возраста андезитов и дацитов Чалкинской структуры по модели De Paolo (De Paolo et al., 1991) варьируют от 2890 до 3584 млн. лет, $\epsilon_{Nd(t)}$ для БАДР-серии Чалкинской структуры (t - 2995 млн. лет) изменяется от +1,5 до -2,3.

Кроме того в структуре проявлены высокомагнезиальные андезиты (байяиты). Данный породный тип характеризуется: $SiO_2=50-58$ мас. %, MgO от 4,9 до 10 мас. %, при магнезиальности $Mg\# =52-67$, отношением $FeO^*/MgO<1$, $Rb/Sr<0.01$, высоким содержанием Sr (до 3000 ppm) и Ba (>1000ppm). Основное отличие от вулканитов прочих серий связано с их повышенной магнезиальностью и высокими концентрациями Cr (220-620 ppm), Ni (150-650 ppm) при пониженных концентрациях Nb (6-9 ppm).

Так же в разрезе выделены андезиты толеитового ряда. Породы данного типа представлены лавовой и дайковой фациями. По содержанию $SiO_2 = 58-65$ мас. % отвечают андезитам, их магнезиальность варьирует в широких пределах $Mg\#$ от 35 до 53. В этой серии так же отмечаются повы-

шенные концентрации Cr (270-800 ppm), Ni (100-300 ppm) при низких содержаниях Nb (<4 ppm). Вулканы имеют отношения Zr/Y- 5,0-7,5, (La/Yb)_{pm}=0,9-1,9, Nb/Ta= 12-26, соотношение Th_{pm}-U_{pm}-Nb_{pm}-La_{pm}-Hf_{pm} системы удовлетворяет неравенство Th_{pm}> U_{pm}>Nb_{pm}>La_{pm}<Hf_{pm}. Основное отличие от вулканитов прочих серий связано с нефракционированным распределением РЗЭ

Дайковая фаза принадлежит адакитовой серии. *Детальная геохимическая характеристика породных литотипов приводится в монографии Светов С.А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита // КарНЦ РАН, 2009, 120 с.*

Табл. 1.1. Химический состав породной ассоциации Чалкинской палеовулканической постройки

Проба	103-2	s-103-2b	s-103-25	104-5	s-103-5	104-1	110-8	111-3
Порода	Д	Д	Д	Л	МЛ	ЛТ	Д	П
Серия	А	А	А	А	ТА	ВМА	БАДР	БАДР
SiO ₂	65.66	66.84	56.28	54.14	58.78	59.94	63.80	53.16
TiO ₂	0.74	0.65	0.88	1.82	0.45	0.64	1.40	0.83
Al ₂ O ₃	14.26	16.79	15.52	15.10	14.83	15.26	15.72	18.31
Fe ₂ O ₃	2.07	1.31	1.94	3.52	3.44	1.56	1.76	2.33
FeO	3.88	2.51	7.26	4.74	4.46	4.88	2.72	7.71
MnO	0.07	0.11	0.20	0.32	0.14	0.14	0.18	0.17
MgO	1.76	0.55	4.80	3.61	4.96	4.94	1.17	4.00
CaO	4.76	4.06	7.29	11.20	5.32	7.86	5.88	7.29
Na ₂ O	3.86	3.87	2.85	2.56	4.66	3.02	3.71	1.55
K ₂ O	1.72	2.20	1.05	1.30	1.48	0.65	1.80	1.48
H ₂ O	0.11	0.08	0.10	0.10	0.11	0.09		0.13
П.п.п.	0.72	1.02	1.30	1.24	1.23	1.15	1.28	2.86
Сумма	99.62	99.98	99.47	99.93	99.86	100.13	99.42	99.82
Cr	202.2	142.2	296.8	180.4	821.7	235.7	165.4	496.0
Ni	35.0	48.7	122.5	86.3	309.3	367.6	35.8	138.8
Co	9.9	11.8	31.9	23.7	35.8	58.3	15.3	29.1
V	66.2	113.4	147.8	128.8	320.2	188.2	143.7	263.1
Pb	8.5	10.0	10.3	7.8	7.3	7.8	9.9	11.6
Rb	61.5	56.1	52.9	45.5	59.4	20.6	52.3	55.0
Ba	476.9	553.6	438.7	280.6	632.8	196.0	343.4	312.1
Sr	472.2	495.5	406.4	463.8	263.8	258.3	385.6	219.0
Nb	5.2	6.0	6.8	6.3	11.8	8.5	8.5	8.5
Zr	218.3	220.1	221.0	180.5	197.7	146.2	189.0	183.6
Y	8.9	10.5	16.2	16.6	6927.8	5557.0	5726.7	6124.2
Th	7.8	8.6	8.7	6.0	32.9	38.9	21.4	25.0
Cu	12.7	19.8	16.3	11.8	4.8	2.9	7.0	6.3
Zn	35.7	41.2	46.6	73.4	39.4	36.3	25.7	184.2
La	16.89	15.18	32.01	26.22	81.9	131.5	76.9	78.4
Ce	35.64	32.80	71.34	59.22	6.32	21.41	28.72	17.26
Pr	3.60	3.49	7.36	6.10	15.36	47.18	59.35	38.48
Nd	15.44	13.36	27.22	29.68	1.99	5.44	6.23	4.85
Sm	2.80	2.57	4.32	5.39	8.66	21.86	24.20	17.82
Eu	0.82	1.04	1.58	1.35	2.70	5.37	5.02	3.87
Gd	1.76	2.18	3.94	3.57	1.14	1.23	1.02	1.13
Tb	0.30	0.31	0.44	0.54	3.32	5.33	4.39	3.96
Dy	1.52	1.77	2.48	2.88	0.69	0.92	0.70	0.62
Ho	0.34	0.36	0.51	0.65	4.97	5.10	3.44	3.90
Er	0.84	0.91	1.28	1.40	1.18	1.50	0.87	0.85
Tm	0.09	0.12	0.15	0.18	3.06	4.21	2.36	2.38
Yb	0.71	0.73	0.98	1.38	0.47	0.53	0.26	0.37
Lu	0.09	0.10	0.13	0.17	3.01	4.44	2.10	2.20
U	1.20	3.25	1.66	1.46	0.43	0.66	0.32	0.33
Hf	4.47	5.06	5.67	3.99	1.07	0.60	1.31	1.37
Ta	0.28	0.30	0.25	0.39	4.87	2.80	4.16	4.88

Примечание. Д - дайки, МЛ - массивная лава; ПЛ - подушечная крупнопорфировая лава, А - адакитовая серия, ТА - толеитовая серия.

Объект 2. Игнойльская палеовулканическая постройка

Игнойльский палеовулкан впервые был выявлен в 70-ые годы в центральной части Хаутаваарской структуры (Робонен и др., 1974). В пределах палеовулканической постройки выделены: зональное поле распределения прижерловых фаций и эруптивный центр (Рис. 1.9. Табл. 1.2). По литофациальной характеристике вулкан относится к стратовулканам, осложненным вторичными эффузивно-пирокластическими куполами, закартированными в 4-5 км к северу от центрального некка. Как уже говорилось, U-Pb возраст лав андезитов составляет 2945 ± 19 млн. лет (Овчинникова и др., 1994), возраст андезидацитового некка - 2995 ± 20 млн. лет (Сергеев, 1989), по геохимическому составу принадлежит к адакитам (Светов, 2003).

В строении палеопостройки преобладают пирокластические фации, лавовая и субвулканическая представлены в меньшем объеме. Коэффициент эксплозивности палеовулкана оценивается на уровне 60-70% (по анализу реконструированных разрезов). Важной особенностью палеовулканической постройки является отсутствие подушечных лав среди породных литотипов. Массивные лавы и кластолавы адакитов, соответствуют породам андезибазальтового, андезитового и дацитового состава, доминируют среди фациальных литотипов, они образуют короткие непротяженные лавовые потоки мощностью от 25 до 80 м. По простиранию прослеживаются на 1,5-2,0 км. Они сохранились в северной части постройки, часто перекрываются агломератовыми туфами.

Структуры для адакитов (андезитового состава) характерны серийно-порфиновые, вкрапленники представлены сосюритизированным плагиоклазом (Pl₂₇₋₄₅) размером 0,5-4,1 мм. Гиалопилитовая основная масса сложена- плагиоклазом, альбитом, кварцем, биотитом, хлоритом, клиноцоизитом. В адакитах (дацитового состава) присутствуют вкрапленники альбитизированного плагиоклаза (Pl₂₀₋₃₂) и реже кварца, заключены в основную массу с олигоклазом, биотитом, кварцем, эпидотом, роговой обманкой, хлоритом.

В деятельности самого палеовулкана, могут быть выделены следующие фазы его активности, что реконструируется на основе палеовулканологического анализа породных литотипов, областей их распространения и характера взаимоотношений, при этом следует еще раз подчеркнуть, что все фазы деятельности палеовулкана по геохимическому составу отвечают адакитам:

- 1 фаза – формирование кластолав, глыбовых, агломератовых туфов крупно- и средне- порфировых андезитов, андезибазальтов;
- 2 фаза – отложение толщ агломератовых туфов андезитов, андезибазальтов;
- 3 фаза – формирование лавовых потоков, лавобрекчий, агломератовых и спекшихся туфов андезидацитов;
- 4 фаза – 4а -отложение лапиллиевых (они доминируют) и псаммитовых туфов андезидацитов; 4б-псаммитовых кристаллокластических туфов;
- 5 фаза – завершение вулканической активности, отложение тонких, перемытых туфов андезидацитов и формирование породной триады - кремнистых туффитов, силицитов, туфопесчаников,
- 6 фаза — формирование субвулканических некков и вторичных палеопостроек.

Остановка 1 . Центральный некк Игнойльской палеопостройки. На плотине Игнойльской ГЭС (д. Игнойла) в русле р. Шуи (Рис. 1.9), на левом и правом берегах реки, в скальных выходах представлены породы субвулканического центрального некка. Некк имеет адакитовый состав и характеризуется овальной формой с многочисленными апофизами, размеры его составляют 2,1x1,5 км.

Некк прорывает все окружающие вулканы - туфы различной размерности от мелкообломочных до глыбовых, агломератовых, лапиллиевых и кристаллокластических, лавы и лавобрекчий андезитов, андезибазальтов. Некк заполняет жерловину палеовулканической постройки и фидерные - подводные каналы, причем на современном эрозионном уровне обнажаются по-видимому его корневые части. Характерно грубозональное размещение вулканогенных и вулканогенно-осадочных фаций вокруг эруптивного центра. В краевых частях некка адакитов (представленных андезитами, дацитами) породы имеют крупнопорфировую, гломеропорфировую структуру, в центральной части - андезитовую, гиалопилитовую и напоминают диориты.

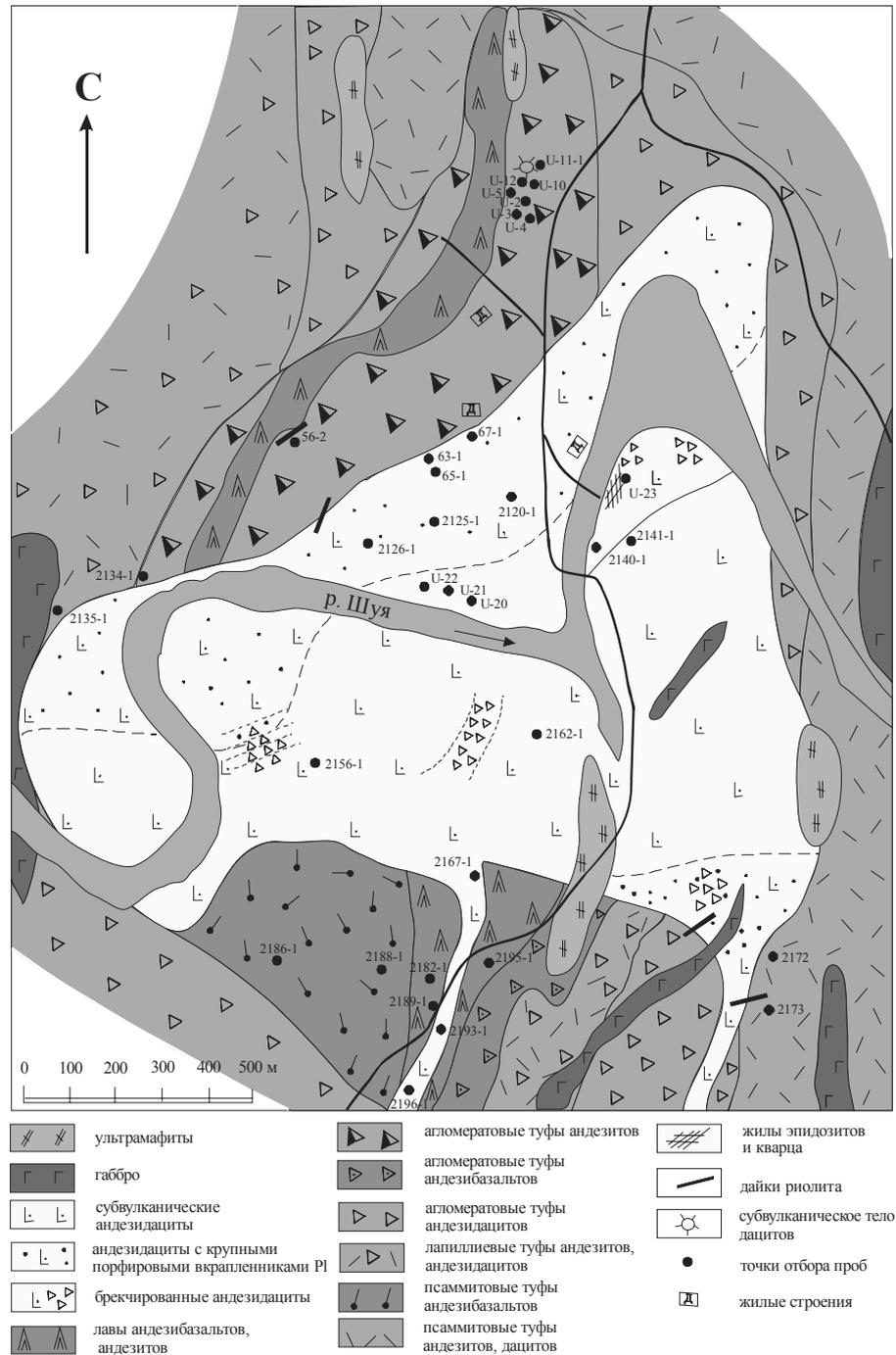


Рис. 1.9. Схема геологического строения Центрального адакитового некка, Игнильская структура. Ксенолиты изучались на участке обнажения U-23

Следует отметить, что породам некка характерна внутренняя неоднородность (Табл. 1.2), в основном по химическому составу они отвечают андезитам, андезидацитам, дацитам, но отмечают-ся и андезибазальты (все породные разновидности принадлежат адакитовой серии).

В южной части некка среди массивных пород зафиксированы три зоны брекчий, форма глыб вытянутая, угловатая, цемент обогащен хлоритом и актинолитом, при этом в отдельных случаях брекчиевидность возникает за счет контракционных трещин, возникающих при остывании породы и заполнении трещин жилообразным светлым материалом.

Дациты из северной краевой части некка (И-20, -21, 2116) представляют собой серые, темно-серые, массивные, среднезернистые породы, с выступающими на поверхности обнажения крупными вкрапленниками плагиоклаза, при этом иногда фиксируются порфиоровые выделения плагиоклаза в виде гнезд или скоплений размером до 2-3 см. Структура породы сериально-порфиоровая с андезитовой структурой основной массы.

Таблица 1.2. Химический состав породной ассоциации Игноильской палеовулканической постройки

Проба	1914-2	2008-1	2008-2*	u-2	u-3	u-4	u-10	u-20	u-21	u-22
Порода	КЛ	АТ	АТ	ЦАТ	ЛБ	ЛБ	ЛП	С	С	С
SiO ₂	63.14	54.06	62.32	60.22	59.62	62.34	57.24	65.24	65.74	66.00
TiO ₂	0.55	0.08	0.48	0.65	0.68	0.54	0.63	0.49	0.54	0.50
Al ₂ O ₃	16.51	16.50	15.68	16.35	15.28	15.37	14.78	15.66	16.16	15.41
Fe ₂ O ₃	1.73	2.09	1.69	2.01	2.17	1.93	1.11	1.26	1.68	1.00
FeO	3.00	4.86	2.68	3.81	3.66	3.88	3.59	2.80	2.51	2.23
MnO	0.06	0.14	0.09	0.07	0.10	0.08	0.09	0.062	0.039	0.060
MgO	3.38	6.35	3.18	4.57	4.63	4.42	4.73	3.06	2.58	3.21
CaO	2.84	6.98	5.70	2.41	5.11	2.19	5.40	1.97	1.97	2.34
Na ₂ O	4.57	4.71	5.56	5.47	4.36	5.14	5.39	5.41	5.67	5.14
K ₂ O	2.02	1.65	0.55	2.31	1.75	1.90	1.77	1.61	1.04	1.96
H ₂ O	0.27	0.12	0.26	0.12	0.10	0.14	0.10	0.13	0.14	0.12
П.п.п.	1.51	1.65	1.13	1.72	2.51	1.87	4.70	2.34	1.60	2.09
Сумма	99.58	99.19	99.32	99.71	99.97	99.80	99.53	100.03	99.67	100.06
Cr	127	452	164	394.1	560.1	505.4	649.4	289.0	268.5	253.6
Ni	85.3	164	63	183.1	249.1	245.1	238.9	147.9	115.3	93.3
Co	17.8	28.9	17	21.3	27.9	26.8	21.9	19.6	13.4	11.5
V	96.316	171	150	152.6	257.0	171.8	178.8	162.9	132.1	116.6
Pb	10.6	8.94	24	6.6	13.7	6.8	3.3	7.6	7.5	7.9
Rb	51.2	44.5	21	63.6	37.8	48.9	43.6	49.3	38.9	59.1
Ba	617	707	186	736.9	904.7	980.1	617.9	734.6	417.4	853.8
Sr	597	462	429	292.7	490.1	386.2	246.8	445.9	601.7	304.5
Nb	4.39	8.78	<2	5.0	6.6	6.0	5.4	7.5	6.0	5.6
Zr	131	221	133	143.5	175.6	163.7	141.9	178.4	134.5	153.3
Y	9.36	21.4	18	10.1	20.0	15.0	13.4	16.1	10.5	9.6
Th	5.08	10	8	5.9	10.6	8.5	6.4	9.4	6.5	6.1
Cu	11.9	20.3	200	7.2	31.0	39.7	5.1	8.2	4.7	8.0
Zn	73.5	90.9		50.2	87.0	62.9	42.5	47.5	44.3	41.7
La	22.7	57.3		15.97	49.86	36.60	30.24	38.02	20.22	25.21
Ce	46.3	119		33.46	105.08	75.51	64.83	85.05	42.31	51.74
Pr	5.68	15.8		3.76	12.61	8.95	7.87	9.07	4.74	5.58
Nd	22.3	65.3		15.81	50.55	36.06	32.16	34.66	18.42	22.56
Sm	4.27	11.9		3.46	8.67	6.62	5.73	6.06	3.46	4.21
Eu	1.01	2.57		1.02	2.21	1.70	1.58	1.70	1.02	1.14
Gd	3.25	8.49		2.99	7.28	5.41	4.88	5.40	3.14	3.44
Tb	0.417	1.04		0.37	0.82	0.62	0.55	0.62	0.38	0.37
Dy	2.09	4.87		1.86	3.75	2.84	2.52	2.93	1.91	1.80
Ho	0.371	0.812		0.36	0.67	0.51	0.47	0.53	0.37	0.34
Er	0.972	2.06		0.94	1.74	1.33	1.21	1.38	0.90	0.87
Tm	0.127	0.267		0.13	0.23	0.17	0.17	0.18	0.12	0.11
Yb	0.819	1.65		0.81	1.24	0.99	0.97	1.08	0.74	0.74
Lu	0.116	0.243		0.12	0.16	0.14	0.13	0.13	0.10	0.11
U	1.31	2.85		1.39	3.56	2.04	1.48	2.30	2.65	1.68
Ga	19.6	19.4		20.87	25.45	23.20	17.86	27.14	20.61	24.13
Sc	26.4	28.6		12.31	21.35	14.25	13.33	12.07	8.08	8.89
Hf	3.36	5.17		3.47	4.10	3.93	3.47	4.54	3.31	3.62
Ta	0.008	0.177		0.30	0.22	0.22	0.24	0.31	0.26	0.32

Примечание. 2008-2* - данные рентгено - флюоресцентного анализа, КЛ-кластолава, АТ-агломератовых туф, ЦАТ – цемент агломератового туфа, ЛБ-лавобрекчия, ЛП - крупнопорфировый литокласт, С – субвулканиты «Центрального» некка.

Мелкозернистые дациты южной части некка имеют микропорфировую структуру с гиалопилитовой, андезитовой основной массой. Размер вкрапленников плагиоклаза от 0,2-0,3 мм до 1 мм, вкрапленников кварца – округлых, с заливами, размер 0,2-0,3 мм до 0,5 мм. Плагиоклаз представлен альбитом и андезином. В единичных зернах плагиоклаза встречены включения основной массы породы и кварца, имеющие округлую форму и волнистое погасание. Биотит иногда присутствует в виде таблитчатых зерен, чаще в виде удлинённых чешуек, собранных в виде полосок. По биотиту развивается хлорит, бледно-зелёный со слабым плеохроизмом. Зерна магнетита имеют неправильную форму, встречаются единичные зерна апатита..

В породах отмечаются участки сильного рассланцевания. В зоне слива ГЭС на поверхности обнажения андезитов в локальных площадках отмечается сетка параллельных жилок эпидота, мощностью 1-3 см, в ассоциации с жилками светлосерого кварца, мощностью 3-15 см (в раздувах) и коротких жил (или линз) альбит-эпидот-кварцевого состава, мощностью 3-5 см.

Геохимически адакиты по содержанию SiO₂ (54-70 мас.%) относятся к андезитам –дацитам, могут быть классифицированы большей частью, как высоко-SiO₂ адакиты – тип «HSA» (Martin et al., 2005), при этом отличаются от типичных известково-щелочных пород повышенными концентрациями Na₂O (3,6<Na₂O<6,1 мас.%, при средних значениях 3,9-5,1 мас.%, значительной вариацией магнезиальности Mg# =54-70). Также породы имеют содержания Sr>320 ppm (250-600 ppm), аномально высокие концентрации Ba (280-980 ppm), Zr (140-240 ppm), U (1,0-3,5 ppm). Распределение РЗЭ в адакитах фракционированное – (La/Yb)_n>10, при этом уровень содержания ТРЗЭ аномально низкий: Ho <0,4, Er<1,0, Tm<0,1, Yb<0,9, Lu<0,11 ppm. На классификационных диаграммах в координатах Sr/Y-Y и (La/Yb)_n -Yb_n фигуративные точки субвулканитов Хаутаваары, Игнойлы и Чалки ложатся в область типичных адакитовых серий мира.

Изучение Sm-Nd систематики показало, что первичные отношения εNd для адакитовой серии Игнойльской палеовулканической постройки варьируют от +0,7 до +2,3, модельные возраста (по модели De Paolo (DePaolo et al., 1991) от 2956 до 3092 млн. лет. В субвулканическом Центральном Игнойльском неке адакитов нами также были выявлены ксенолиты, которые относятся к 2 группам – автолитам (плагноклазовым кумулатам адакитового состава, сформировавшимся при кристаллизации отдельных порций магмы, или законсервированным порциями идентичного матриксу состава) и ксенолитам метаморфизованных глубинных и коровых пород - амфиболитам, габброидам, пироксенитам со значительным содержанием рудной фазы, андезибазальтам, риолитам, эпидозитам.

Островодужный адакитовый комплекс перекрывается терригенными граувакками, залегающими на вулканогенно-осадочной пачке, представленной переслаиванием туффитов дацитов, туфопесчаников, мафитовых граувакк, графитистых алевролитов. В свою очередь терригенные граувакки перекрываются в разрезе моноконгломератами с валунами и гальками крупнопорфировых дацитов. На наш взгляд, данный породный литотип наиболее корректно отражает консолидированное вещество питающей провинции и позволяет судить о завершающем этапе существования вулканизма в структуре. Нами проводилось детальное изучение пробы граувакк из обнажения 884-10. Следует отметить, что в составе терригенных граувакк присутствует кластика лав и туфов дацитов, гранитов, размером 0,5-2 см., погруженных в темно-серый крупнозернистый матрикс кварц-плагноклаз-хлорит-биотитового состава. Для U-Pb изотопного датирования были отобраны четыре навески зерен циркона наилучшей сохранности, три из которых были представлены дипирамидально-призматическими кристаллами следующих размерных фракций: +125 мкм, -125+75 мкм и +150 мкм, одна фракция была составлена из округлых кристаллов размером -100 мкм.

U-Pb геохронологические исследования монофракций циркона проводились к.г.м.н. Кудряшовым Н.М. в ГИ КНЦ РАН (г.Апатиты) на масс-спектрометрах МИ-1201Т и Finnigan MAT-262 (RPQ). На диаграмме с конкордией, фигуративные точки всех четырех фракций образуют дискордию, верхнее пересечение которой отвечает возрасту 2947+/-13 млн. лет, СКВО=0.51, нижнее современными потерям свинца, данные с абразией позволили получить значение – 2944 +/-7,9 млн. лет (Светов и др., 2006). Данный возраст является усредненным и отражает время формирования последних фаз адакитового вулканизма и возможно совпадает с временем формирования гранитоидных интрузивов, и может интерпретироваться как время завершения вулканизма.

Объект 3. Знакомство с древнейшими фрагментами мезоархейского (3,1-2,9 млрд лет) мафического плато (разрез коматиит-базальтовой толщи) зеленокаменного пояса, Хаутаваарская структура

Цель экскурсии – знакомство с фрагментами верхней части разреза океанической страто-тектонической ассоциации сформированной коматиитовыми базальтами Хаутаваарской мегаструктуры (выделяемых ранее в составе кульюнской свиты, в настоящее время отнесена к лоухиваарской свите).

Разрез верхней части СТА (кульюнской свиты) максимально сохранен на горе с ретранслятором, севернее дер. Хаутаваара. СТА сложена стратифицированной лавовой толщей базальтов с горизонтами гиалокластитов, туфобрекчий и туфов коматиит-базальтового состава, имеет мощность в районе деревни 600 м (рис. 1.10). Ниже приведено послойное описание свиты.

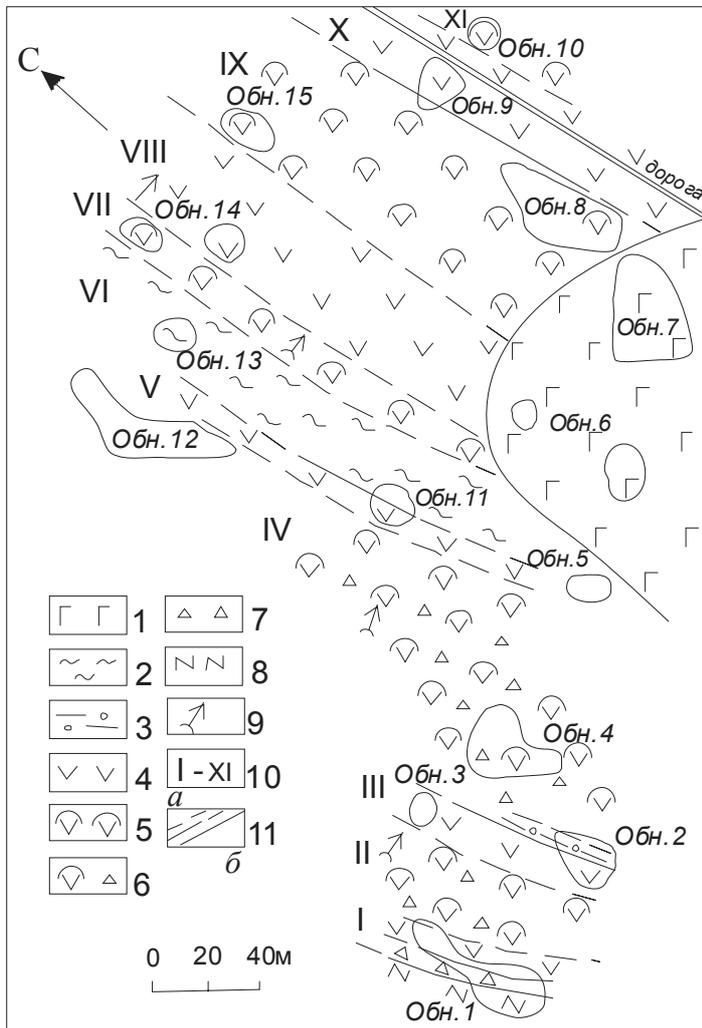


Рис. 1.10. Разрез верхней части океанической СТА. Составила Т.Н. Назарова.

1 – габбродиабазы; 2 – гиалокластиты; 3 – туфы; 4 – базальты; 5 – базальты с подушечной текстурой; 6 – подушечные базальты с гиалокластитами в межподушечном пространстве; 7 – мелкообломочная туфобрекчия основного состава; 8 – мелкая конглобрекчия; 9 – направление кровли потоков; 10 – номера потоков; 11 – контакты: предполагаемые (а), установленные (б).

На углеродсодержащие алевролиты, завершающими комплекс активной вулканической окраины (калаярвинская свита) с тектоническим несогласием ложится толща коматиитовых базальтов, относимых нами к океанической СТА (кульюнской свите) (снизу вверх):

1. Мелкогалечные конгломераты с галькой осветленных базальтов в мелкозернистом аркозовом цементе. Здесь же редкие линзы мощностью до 30 см кварцевых песчаников. Мощность 5 м.

2. Туфобрекчии основного состава сложены остроугольными обломками базальтов, иногда закаленными, изредка наблюдаются обломки черных сланцев, цемент представлен мелкообломочной массой. Размер литокласт достигает 10-15 см, в среднем 3-5 см. Мощность 10 м.

3. Туфопесчаники с прослоями туфоалевролитов, мощность 1,5 м.

I поток - на этой осадочной пачке с неровным контактом залегает 1 лавовый поток базальтов мощностью 7 м. В его подошве находится зона закалки, сложенная афанитовым базальтом (1-1,5 м мощности), в средней части потока породы имеют мелкозернистое сложение, в верхней появляется фрагментарная подушечная текстура (табл.3).

II поток - представлен подушечными лавами базальтов. В нижней части потока — подушки овальной формы размером 20 x 60 см, а в верхней части увеличиваются до 2-2,5 м. В некоторых крупных подушках видна вариолитовая структура и крупные центральные пустоты, выполненные кварцем. Подушки плотно упакованы, межподушечное пространство выполнено гиалокластитом. Направление кровли потока, определяемое по подушкам, северо-восточное. Мощность 23 м

III поток – массивные базальты с автобрекчией в кровле потока. По литокластам развивается кварц и эпидот. Мощность 18 м.

Между III и IV лавовыми потоками залегает слой туфов основного состава. На неровную кровлю потока ложится слой туфов основного состава. В подошве слоя мелкообломочный туф, с литокластами размером до 1,5 см, выше кристаллокластический туф с хорошо заметными кристаллокластами плагиоклаза. Верхний контакт слоя не вскрыт. Мощность слоя 3-5 м.

IV поток сложен подушечными лавами базальтов. Прослежен по простиранию на 250-300 м. Подушки имеют классическую форму, с размером от 40 см до 2-2,5 м по длинной оси. Плотны упакованы, межподушечное пространство в зонах стыковки нескольких подушек выполнено гиалокластитом. Кровля потока направлена на СВ. Мощность 75 м.

V поток – массивные лавы. Мощность потока 5 м.

VI поток – С неровным контактом, с заполнением впадин ложится слой гиалокластита, сложенного закаленными обломками базальтов остроугольных и пластичных форм (каплевидной, округлой, вытянутой), заключенными в мелкозернистый амфиболовый цемент (табл. 1.3, хим. ан. 13-1), ограничены зонкой закалки и осветлены в центральной части. Размер литокласт 7-10 см. Прослежен по простиранию на 100 м. Мощность 19 м.

VII поток – подушечные лав базальтов (табл. 1.3, хим.ан. 11). Мощность 10 м.

VIII поток – массивные среднезернистые плагиофировые базальты. В нижней части потока – нечеткая подушечная текстура. Вкрапленники плагиоклаза, размером до 3-5 мм, представлены лабрадором, основная масса имеет бластоофитовую структуру, сложена лейстами плагиоклаза, амфиболом, эпидотом. Мощность потока 30 м.

IX поток подушечных лав базальтов. Подушки недеформированные, размером от 0,3 до 1,5 м, ограничены зонкой закалки, содержат центральные пустоты, межподушечные пространства – заполнены гиалокластитом (табл. 1.3, хим. ан. 8). Мощность потока 40 м.

X поток массивных мелкозернистых базальтов. Видимая мощность 15 м.

Перерыв 15 м.

XI поток подушечных базальтов, в единичных выходах продолжают на расстоянии 80 м.

Таблица 1.3. Химический состав базальтов верхней части океанической СТА

Компоненты	1-7	11	13-1	8	10
SiO ₂	52,28	50,20	50,40	50,34	49,74
TiO ₂	0,76	0,64	0,60	0,61	0,59
Al ₂ O ₃	14,70	14,52	13,50	13,75	13,24
Fe ₂ O ₃	1,10	1,52	1,52	1,06	1,66
FeO	7,83	7,90	8,26	9,12	9,48
MnO	0,226	0,226	0,218	0,248	0,240
MgO	8,16	7,76	8,77	9,02	8,37
CaO	9,67	12,62	13,32	12,69	12,48
Na ₂ O	3,47	2,29	0,83	1,06	1,50
K ₂ O	0,10	0,20	0,42	0,13	0,19
H ₂ O	0,16	0,06	0,08	0,07	0,09
ппп	1,25	1,59	1,56	1,49	1,92
Сумма	99,71	99,53	99,50	99,59	99,50

Примечание: 1-7, 11 – массивный базальт, 13-1 – гиалокластит, 8 – подушечные лавы базальтов, 10 – подушечные базальты. Анализы представлены Т.Н. Назаровой.

Лавовые потоки срезаются телом габбродиабазов. Габбродиабазы – средне-, крупнозернистые породы, с гипидиоморфнозернистой структурой в центральной части тела и порфириковой структурой в северной части. На поверхности обнажения хорошо виден удлиненный таблитчатый плагиоклаз.

ЭККУРСИЯ 2

КОЙКАРСКАЯ СТРУКТУРА ВЕДЛОЗЕРСКО-СЕГОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

Светов С.А.

ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск)

Объект 4. Коматиит-базальтовая ассоциация в пределах центральной части зеленокаменного пояса (фрагмент океанического плато) Койкарской структуры.

Первая часть экскурсии знакомит с типоморфным разрезом древней океанической ассоциации (коматиит-базальтовой ассоциации) Койкарской структуры (возраст 3,05-2,95 млрд. лет) (рис. 2.1). Наиболее древние породы Койкарской структуры обнажаются в ядре центральной антиклинали и представлены стратифицированной лавовой толщей коматиитов, пироксенитовых и базальтовых коматиитов. С лавами переслаиваются туфы и туффиты коматиитового и базальтового состава. Мощность этой пачки составляет 450-500 м. Выше по разрезу они сменяются пачкой базальтов мощностью до 700 м, основная площадь развития которой приурочена к западной части Койкарской структуры. Доминирующим развитием в структуре пользуются базальты, площади занятые перидотитовыми коматиитами оцениваются в 0,62 км², пироксенитовыми и базальтовыми коматиитами – 1,52 км². В стратиграфической региональной шкале эти коматиит-толеитовые образования объединены в составе питкилампинской (аналог лоухиваарской) свиты.

Региональный метаморфизм в Койкарской структуре связан с главной (ребольской) фазой складчатости и изменяется от зеленосланцевой до амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового барического типа. Метаморфические преобразования пород отразились в почти полном замещении первичной минеральной ассоциации, но позволили сохраниться реликтам магматических структур (гипокристаллические, кумулятивные, спинифекс) и первичным текстурным признакам. Минеральный парагенезис представлен: актинолитовой роговой обманкой, антофиллитом, тремолитом, серпентином, хлоритом, тальком, карбонатом, эпидотом, магнетитом, плагиоклазом и кварцем.

В фациальном составе ассоциации преобладает лавовая фация. Перидотитовые, пироксенитовые и базальтовые коматииты слагают массивные, подушечные, вариолитовые, брекчированные лавовые потоки, реже лавовые потоки имеют дифференцированное строение. Пирокластические породы представлены туфами различной размерности - агломератовыми, лапиллиевыми, псаммитовыми. В разрезе толеитовых базальтов преобладают подушечные, массивные лавы и туфы лапиллиевые и псаммитового размера.

Геохронологические датировки выполнены для субвулканических дацитов, секущих коматиит-толеитовую ассоциацию и верхнюю терригенную пачку, и составляют 2935±15 млн. лет (Бибилова, Крылов, 1993), на севере структуры - для дацитов в поле кислых вулканитов 2860±15 млн. лет (Самсонов и др. 1996).

По геохимическим характеристикам, отношениям $CaO/Al_2O_3 < 1$ (0,35-1), $Al_2O_3/TiO_2 \approx 22$ (13-22) и топологии распределения HREE ($Gd/Yb)_n = 0.89-1.04$), коматииты Койкарской зеленокаменной структуры относятся к Al-недеплетированному типу «Мунго» (табл. 2.1). Все вулканиты ассоциации имеют повышенные содержания Ni и Cr (максимальные концентрации Ni-2130 г/т, Cr-3500 г/т.). Туфы коматиитов геохимически во многом подобны лавам, однако, при этом отмечаются пониженные значения $Al_2O_3 < 8\%$, более высокие CaO-7-9%, и низкие NaO <0,01%, K₂O <0,03%. Mg-толеиты пояса геохимически сходны с базальтовыми коматиитами.

Генерация первичных коматиитовых магм происходила в ходе процессов частичного плавления (45-60%) мантийного лерцолита с образованием O1+Orх рестита на глубинах 210-240 км, при давлениях 6-7 Гпа, и температурах 1780-1845°C в источнике (что на 220-280°C больше модельных значений температуры мантии в период 2,9-3,1 млрд. лет). Средняя мощность протокоры составляет 60 км. Дифференциация коматиитового расплава после излияния (максимальные температуры излияния 1560-1615°C) проходила под O1 контролем с участием хромшпинели.

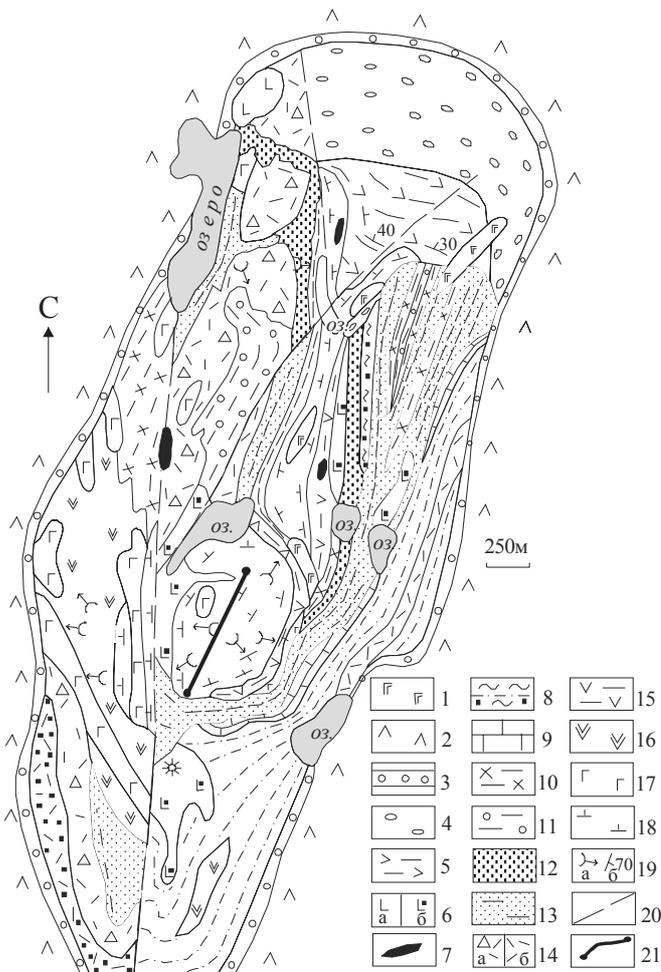
Sm-Nd возраст коматиитовой ассоциации Койкарской структуры - 2944 ± 170 млн. лет ($\epsilon Nd = +1,7$; MSWD=2). Время формирования высокомагнезиальных вулканитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса - 2921 ± 55 млн. лет ($\epsilon Nd = +1,5$, MSWD=5) (Светов и др., 1999).

МАРШРУТ ЭКСКУРСИИ:

Маршрут начинается в центральной части Койкарской структуры, где развита стратифицированная толща коматиитовых лав и туфов. При подходе к началу экскурсии пересекаем верхнюю терригенную пачку (доломиты, силициты, туфопесчаники, графитистые сланцы).

Рис. 2.1. Геологическая схема Койкарской структуры (с использованием материалов С. И. Рыбакова и А. И. Световой):

Ятулий: 1 – габбро-диабазы, 2 – базальты, 3 – кварцевые конгломераты, кварцито-песчаники. Сариолий: 4 – полимиктовые конгломераты. Сумий: 5 – андезибазальты. Лопий: 6 – субвулканические дациты, риодациты (а – 2,8 млрд. лет, б – 2,9 млрд. лет), 7 – перидотиты, 8 – графитистые алевролиты, туфопесчаники, туффиты дацитового состава. 9 – доломиты, 10 – граувакки, 11 – полимиктовые конгломераты, 12 – песчаники, 13 – силициты, алюмокремнистые породы, конкреционные, слоистые, массивные, 14 – агломератовые, лапиллиевые (а), псаммитовые туфы андезитов и дацитов (б), 15 – туфы, туффиты, граувакки основного и ультраосновного состава, 16 – толеиты подушечные, массивные, 17 – габбро-диабазы, 18 – коматииты и базальтовые коматииты, 19 – направление кровли подушечных лав и лавовых потоков (а), слоистость (б), 20 – тектонические нарушения, 21 – маршрут геологической экскурсии.



Остановка 1. Разобщенные выходы лав коматиитов. Лавы коматиитов представлены массивными или рассланцованными темно – или светлозелеными породами, сложенными агрегатом актинолит-тремолита с подчиненным количеством хлорита, талька, магнетита. Для основной массы пород характерна фибробластовая или гранобластовая структура, в отдельных участках сохранились спинифекс структуры.

Породы секутся дайками дацитов, мощностью 1-10 м, для них характерна бластопорфировая структура с вкрапленниками P_{120-30} и кварца. Основная масса породы сложена кварцем, альбитом, биотитом, хлоритом.

В обнажении 1 наблюдается серия лавовых потоков: массивные пироксенитовые коматииты, поток подушечных базальтов, мощностью 0,3-0,7 м, интенсивно тектонизированных. Подушки уплощены и вытянуты по простиранию, при этом сохраняются зоны закалки и осветленные ядра подушек, в межподушечном пространстве отмечается силицит. Поток вариолитовых лав. На выветрелой поверхности выделяются округлые, овальные глобулы размером 3-5 см, иногда отмечаются линзы размером до 0,5-0,7 м сложенные микровариолями. Слой псаммитовых слоистых плейчированных туфов коматиитов (рис. 2.2).

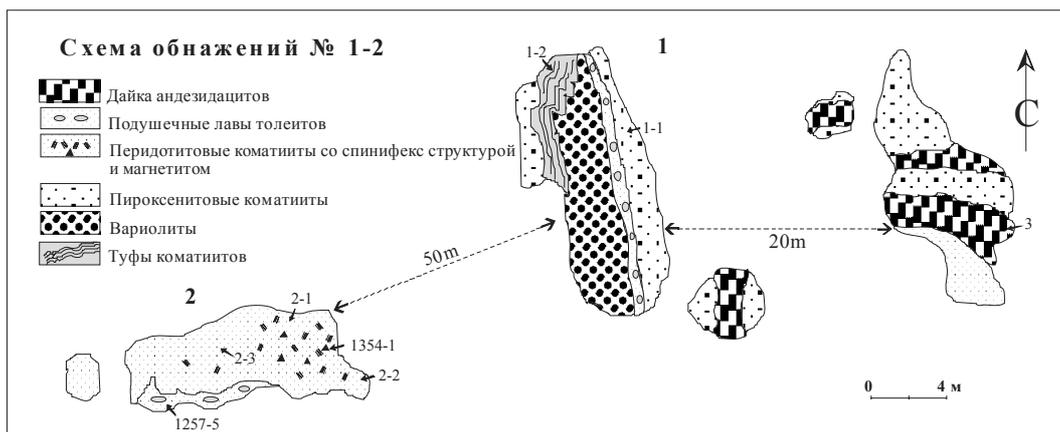


Рис. 2.2. Взаимоотношение породных литотипов в коматиит-базальтовой ассоциации Койкарской структуры

Объект 2. Лавовый поток коматиитов в контакте с потоком подушечных лав базальтов. В основании потока коматиитов мелкобрекчированная зона, представленная тальк-тремолитовым сланцем, в кровле текстура породы изменяется от массивной до брекчированной. В средней части потока, сложенной массивными породами, прослеживаются зоны с реликтами спинифекс структур оливинового типа в виде короткостолбчатых, различноориентированных пакетов длиной до 15-20 мм, к ним приурочены крупные октаэдрические кристаллы магнетита. Первичный состав спинифекс-структур замещен тремолитом, антофиллитом и хлоритом, псевдоморфозы оконтуриваются мелкозернистым магнетитом.

Объект 3. Ряд выходов вариолитовых и подушечных лав пироксенитовых коматиитов. Мощность лавовых потоков изменяется от 4-5 до 15-20 м. В вариолитовых лавах глобулы распределены неравномерно, более тяготеют к кровельной части, иногда образуют скопления в виде линз в центральных частях лавовых потоков. Вариолиты имеют размеры до 10-12 см, среднезернистые, присутствуют реликты радиально-лучистых структур, проявленные в тонком срастании альбита и актинолитовой роговой обманки. В минеральном составе кроме главных минералов, присутствуют: хлорит, кварц, эпидот, карбонат, магнетит. Структура матрикса гранобластовая, волокнистая, состоит из актинолита, хлорита, эпидота, тремолита, плагиоклаза, /N:53/, магнетита. По химическому составу вариолиты отвечают породам ряда низко-калиевых андезидацитов, а матрикс-пироксенитовым коматиитам.

В подушечных лавах пироксенитовых коматиитов подушки имеют размеры от 10-20 см до 2,1-2,5 м и зональное строение: *-зона закалки*, мощностью до 1-2 см, афанитовая порода, отвечающая по составу пироксенитовому коматииту, *-массивная краевая зона*: мощностью 10-30 см, мелкозернистая, состава пироксенитового коматиита, редко содержит отдельные мелкие вариолиты размером до 1 см, *-центральная зона* составляет основную часть подушки, очень часто содержит большое количество мелких 0,3-1,5 см. вариолитов, иногда сливающихся и образующих светлые пятна в центре подушек. Геохимически вариолиты подушечных лав не отличаются от вариолитов из массивных лавовых потоков. Междоушечное пространство заполнено раздробленной лавой и хемогенным силицитом. *По ходу маршрута до номера 4 встречаются выходы рассланцованных подушечных лав пироксенитовых коматиитов с вариолитовой структурой в подушках. В некоторых расчистках видны контакты подушечных и массивных лав пироксенитовых коматиитов.*

Объект 4. Вариолитовые лавы пироксенитовых коматиитов. В северной части обнажения контакты лавового потока вариолитов, массивных брекчированных лав и подушечных лав. Вариолиты наблюдаются во всех частях потока. Самая распространенная форма глобул округлая, овальная, при размерах от 1 до 10 см. Часто наблюдается деформация вариолитов, коалесценция глобул, у большинства видна четкая граница фазового раздела. В обнажении проявлены все стадии коалесценции глобул, от их столкновения до полного слияния с преодолением границ фазового раздела. Микроскопическое изучение образцов и шлифов позволило описать зональное строение глобул. Краевая зона: мощностью 2-8 мм состоит из мелкозернистых игольчатых срастаний альбита и актинолитовой

роговой обманки. Внутренняя *зона*: мощностью от 0,4 до 4 см имеет крупнозернистое строение, минеральный состав-хлорит, эпидот, кварц. Ядро отличается более крупным строением, присутствием карбоната, заполняющего возможно ранее существующие газосодержащие пустоты.

Таблица 2.1. Химические составы вулканогенных пород Койкарской структуры

	3	1-1	1-2	2-1	2-2	2-3	1206-1	1257-5	37-1v	37-3m	39-1v	39-2m	16-1
SiO ₂	68.40	43.02	48.17	38.96	44.42	45.22	49.67	53.48	66.40	43.78	64.66	44.34	44.74
TiO ₂	0.60	0.63	0.60	0.63	0.51	0.34	0.26	0.78	0.55	0.48	0.53	0.78	0.26
Al ₂ O ₃	15.32	10.74	10.35	9.56	8.85	7.35	2.89	12.84	10.64	14.17	11.70	11.82	7.18
Fe ₂ O ₃	2.17	2.27	1.62	2.07	1.66	3.16	1.05	0.88	1.37	1.11	1.56	1.76	1.51
FeO	1.28	11.64	8.62	8.90	8.05	6.61	6.97	7.40	3.87	9.77	4.16	9.91	8.33
MnO	0.06	0.25	0.20	0.20	0.19	0.17	0.158	0.15	0.08	0.11	0.02	0.11	0.19
MgO	1.78	18.35	13.60	19.43	22.78	27.82	21.65	8.67	5.52	12.44	5.32	13.92	24.38
CaO	2.38	6.73	8.12	10.50	6.73	0.56	10.75	7.57	3.84	6.19	3.98	6.12	6.86
Na ₂ O	3.44	0.31	1.77	0.32	0.05	-	0.15	4.33	6.14	3.22	5.84	2.58	0.04
K ₂ O	1.35	0.03	0.07	0.06	0.01	0.01	0.01	0.15	0.05	0.04	0.05	0.04	0.02
H ₂ O	0.02	0.29	0.14	0.16	0.42	0.10	0.08	0.02	0.16	0.28	0.11	0.27	0.26
П.п.п.	3.08	5.74	6.86	9.36	5.90	8.18	6.48	3.65	1.25	7.82	1.55	7.81	5.97
Cr				3667					255	281	519	536	
Ni				1223					58	89	66	107	
Co				92					31	60	35	57	
V				100					245	312	211	279	
Pb				13					12	9	14	13	
Rb				2					2	2	2	5	
Ba				98					-	65	118	91	
Sr				22					89	60	87	50	
Nb				5					7	6	7		
Zr				31					46	53	41	48	
Y				14					18	23	17	19	

Примечание. 3 дайка дацита, 1-1 пироксенитовый коматиит, 1-2 пелитовый туф пироксенитового коматиита, 2-1 пироксенитовый коматиит со спинифекс структурой, 2-2, 2-3 перидотитовый коматиит с крупным пакетным спинифексом, 1206-1 актинолитит, 1257-5 подушечные лавы толеитов, 37-1v вариоль, 37-3m-матрикс, 39-1v вариоль, 39-2m матрикс, 16-1 серпентинит.

Объект 5. В обнажении вскрыт контакт тонких слоистых, слабо плейчированных пелитовых туфов по составу отвечающих пироксенитовым коматиитам и массивных лав пироксенитовых коматиитов.

Объект 6. Контакт массивных лав пироксенитовых коматиитов (нижняя часть обнажения) и подушечных лав с вариолитовой структурой в ядрах подушек. В центральной части подушек отдельные глобулы сливаются, образуя скопления в виде пятен, линз. Межподушечное пространство заполнено обломочным коматиитовым материалом, слоистым туфом и силицитами.

Объект 7. Выход ультраосновного интрузивного тела перидотитов, простирающегося по долине и секущего пачку лав и туфов коматиитов. Перидотиты – массивные, темнозеленые породы, состоящие из актинолит-тремолитового агрегата со значительной примесью серпентина, талька, магнетита. Структура – волокнистая, спутанно-волоконистая. По контактам с вмещающими породами иногда развивается крупнозернистый актинолитит. Актинолититы имеют неравномернозернистые метельчато-лучистые структуры, в них сохраняются ксенолиты туфов, сложенные хлоритовой массой, иногда с тальком и карбонатом.

Объект 8. Выходы массивных пироксенитовых коматиитов, в контакте с ними находятся мелкообломочные агломератовые туфы пироксенитовых коматиитов. В агломератовых туфах обломочная часть состоит из литокласт лав коматиитов и туфов размером от 3 до 10 см, обломки осветлены, более темный цемент сформирован мелкообломочным туфовым материалом. По химическому составу туф отвечает пироксенитовым коматиитам. По ходу движения слева в обрыве выходы туфов коматиитов с переслаиванием мелкообломочного агломератового и латиллиевого материала.

Объект 9. Серия дифференцированных лавовых потоков коматиитов. Выделяется пять зональных лавовых тел залегающих в следующем порядке (Рис. 2.3):

Поток 1. Поток сложен лавобрекчией перидотитовых коматиитов (MgO-24-26%) видимая мощность – 4,5 м. Нижняя часть потока имеет структуру микроспинифекс оливинового типа в виде различно-ориентированных пакетов с реликтами порфиroidной структуры, где сохранились контуры изометричных зерен псевдоморфно замещенного оливина. Псевдоморфозы выполнены мелкозернистой хлорит-тремолитовой массой с тонкораспыленной магнетитовой оторочкой, подчеркивающей кристаллографические очертания. Далее спинифекс структура меняет тип на веерообразный и дендритовидный при размере кристаллов до 20-30 мм. Рудные фазы представлены аксессуарным хромшпинелидом, хромитом. Кровля потока сложена автобрекчией, в виде остроугольных и округлых обломков, размером от 3-5 см до 10-15 см. В некоторых литокластах наблюдается структура микроспинифекс (табл. 2.2).

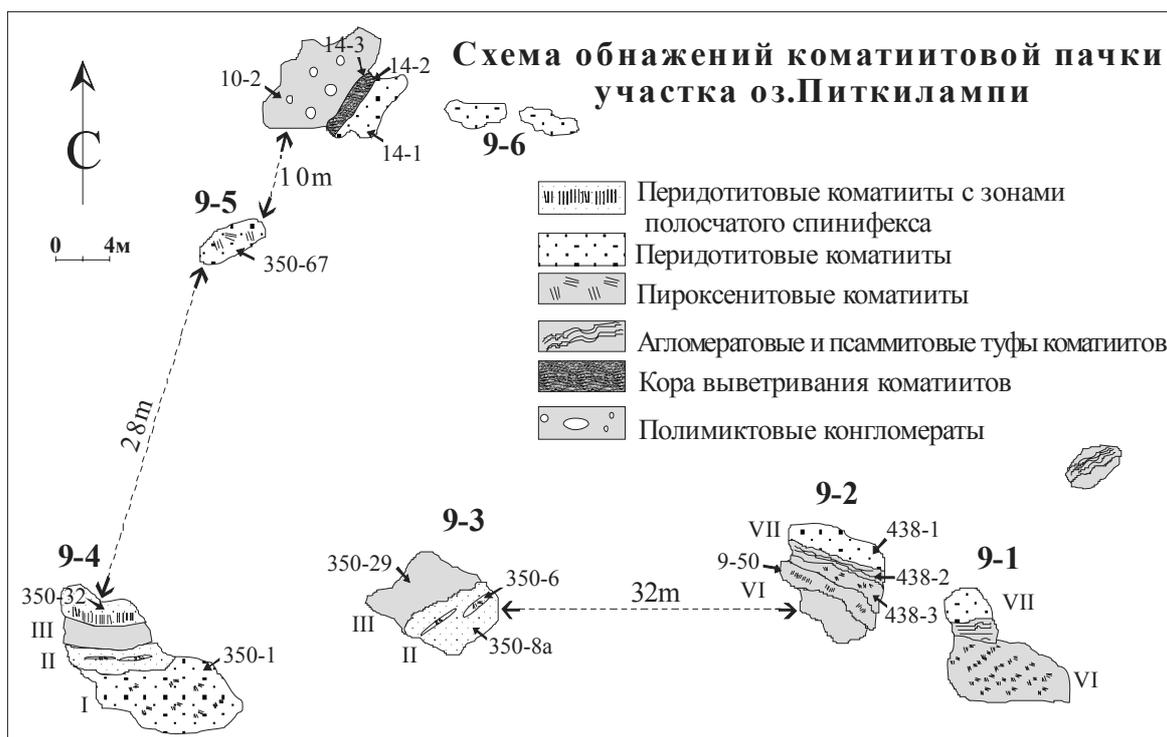


Рис. 2.3. Взаимоотношение породных литотипов в коматиит-базальтовой ассоциации Койкарской структуры

Поток 2. Лавовый поток перидотитового коматиита (MgO-22-25%) имеет четкий нижний и верхний контакты и характерный морфологический облик, обусловленный линзовидно-полосчатой текстурой. Состоит из трех зон: кумулятивной, линзовидно-полосчатой текстуры со спинифекс структурой, зоны мелкого графического спинифекса. Кумулятивная зона потока мощностью 0,5-1 м, порода имеет реликтовую кумулятивную структуру и сложена на 70-80% псевдоморфозами оливина и пироксена, выполненными хлорит-тремолитовым агрегатом. Интеркумулусное пространство представлено хлоритом, актинолитовой роговой обманкой, тальком, тремолитом и магнетитом. Центральная часть потока содержит линзы протяженностью 0,8-2,5 м при мощности в 3-10 см, которые выделяются более светлой окраской. В центральных частях линз видны структуры спинифекс размером до 2-4 см, (выполненные псевдоморфозами хлорит-актинолитового состава по пироксену). По химическому составу линзы контрастны вмещающей породе, они менее магнезиальны, менее железисты и содержат больше кремнезема. Кровля представлена массивной породой с реликтами структуры спинифекс пакетного и различноориентированного типов.

Таблица 2.2. Химические составы пород Койкарской структуры

	9-50	438-1	438-2	438-3	350-1	350-6	350-8a	350-29	350-32	350-67	14-1	14-2	14-3	10-2
SiO ₂	49.70	45.98	50.44	41.87	47.80	47.74	42.78	50.40	42.10	43.60	47.44	26.78	27.42	50.34
TiO ₂	0.39	0.30	0.25	0.51	0.29	0.48	0.36	0.40	0.37	0.38	0.23	1.17	1.18	0.88
Al ₂ O ₃	9.96	6.66	4.08	11.27	6.12	7.04	9.22	11.01	8.69	8.13	6.15	18.64	19.36	15.15
Fe ₂ O ₃	2.55	2.04	1.83	2.84	2.12	1.74	1.40	2.18	2.63	1.78	1.61	3.17	1.94	1.83
FeO	8.47	8.30	6.83	9.40	6.82	7.62	8.91	8.84	10.20	8.91	8.63	16.76	16.52	10.34
MnO	0.144	0.20	0.22	0.18	0.11	0.20	0.16	0.16	0.16	0.14	0.24	0.24	0.25	0.155
MgO	14.87	22.92	22.62	20.68	24.49	22.02	23.34	12.36	22.11	23.20	22.06	20.66	20.31	8.44
CaO	6.16	7.46	8.88	5.70	6.31	8.55	6.52	5.81	6.58	6.56	7.42	1.12	1.33	2.23
Na ₂ O	2.14	0.05	0.07	0.35	0.04	0.11	0.08	2.69	0.28	0.12	0.06	0.03	-	3.47
K ₂ O	0.09	0.01	0.02	0.09	0.01	0.02	0.02	0.67	0.02	0.02	0.01	0.06	0.01	0.03
H ₂ O	0.16	0.58	0.62	0.64	0.21	0.33	0.19	0.32	0.36	0.29	0.38	0.32	0.16	0.18
П.п.п	5.11	5.65	4.41	6.77	4.99	4.53	6.38	4.61	6.39	6.34	5.37	10.99	11.21	6.78
Cr			-	1000	2296	891	2943	739	979					
Ni			-	280	1091	540	985	125	245					
Co			-	61	73	65	83	52	68					
V			-	-	140	167	179	231	189					
Pb			-	-	6	6	12	12	6					
Rb			-	-	2	5	2	43	2					
Ba			-	-	84	88	97	137	124					
Sr			-	-	16	20	16	53	25					
Nb			-	-	4.0	3.0	6.0	2.0	3.0					
Zr			-	-	24	31	24	28	25					
Y			-	-	8	11	9	13	12					

Примечание. 9-50 массивный коматиит, 438-1 брекчированный коматиит, 438-2-агломератовый туф, 438-3 - зона кровли с микроспинифексом., 350-1 из верхней части потока перидотитового коматиита, 350-6-из линзы, 350-8a - из цемента, 350-29 - "габбровая" зона потока, 350-32 - зона столбчатых спинифекс, 350-67 массивный коматиит, 14-1 рассланцованный коматиит, 14-2, 14-3 кора выветривания, 10-2 цемент из конгломерата (мелкозернистая граувакка).

Поток 3. Лавовый поток отвечает по составу пироксенитовому коматииту (MgO-23-14%), мощность 3 м. Поток имеет морфологически характерную центральную часть, представленную породой с габбро-офитовой и габбровой структурой, что помогает проследить его по простираению.

Лавовый поток состоит из 5 зон: кумулятивного строения, спинифекс структуры веерообразного типа, габбровой структуры, спинифекс структуры пакетного типа и брекчированной кровли. Кумулятивная зона четко проследивается в потоке и имеет мощность – 0,3-0,4 м. Она сформирована на 60-70% псевдоморфозами идиоморфных, округлых кристаллов оливина, размером 0,5-2 мм. Зоны спинифекс строения имеют в своем составе спинифекс структуру пироксенового типа веерообразной, пакетной формы размером до 0,8 см. Пироксен в спинифекс кристаллах замещен амфиболом. Состав остальной массы породы: хлорит-тремолит-актинолит-карбонат-магнетит-альбитовый. Центральная часть потока с габбро-офитовой структурой. В ней выделяются лейсты плагиоклаза размером 5-8 мм, которые заключены в мелкозернистой хлорит-тремолит-актинолитовой массе. Реликтовый плагиоклаз содержит 50-60% An. В кровельной зоне наряду с лавобрекчией широко развита полигональная трещиноватость.

Поток 4. Имеет состав пироксенитового коматиита, мощность 70 см. В обнажении четко выделяется верхний и нижний контакт. В основании потока находится кумулятивная зона мощностью 20 см, выше нее массивная мелкозернистая порода со спинифекс структурой. В кровельной части видна зона закалки мощностью 0,5-1 см. представленная афанитовой породой.

Поток 5. По составу-пироксенитовый коматиит. Видимая мощность потока около 40 см, предположительно может достигать 1-2 м. В строении потока можно выделить две зоны: кумулятивной и спинифекс структуры. Зона кумулятивного строения мощностью 20-25 см, сложена псевдоморфозами по идиоморфным зернам оливина размером 5-8 мм. Содержание псевдоморфоз составляет 80-90% объема породы. Зона спинифекс структуры, состоит из 2 протяженных полос параллельного спинифекса пироксенового типа. Полосы имеют высоту 8-10 см, состоят из отдельных игловатых кристаллов, ориентированных перпендикулярно к кровле потока, отчетливо наблюдаются по всей видимой части потока. Задерновано 5м.

Поток 6. Лавовый поток пироксенитового коматиита видимая мощность 2,5 м. Вскрыта верхняя часть потока. В нижней части расчистки находится зона массивного мелкозернистого сло-

жения, выше следует зона представленная полосами со структурой спинифекс, где пластинчатые псевдоморфозы по клинопироксену достигают высоты кристаллов в 25-30 см. Зона закалки потока имеет мощность 5-10 мм и сложена афанитовой породой. На кровле потока залегает слой глыбовых агломератовых туфов перидотитовых коматиитов с мелкими литокластами перидотитовых коматиитов размером до 5-7 см, и глыбами пироксенитовых коматиитов до 30-35 см. Цемент представлен мелкодробленой фракцией перидотитового коматиита.

Поток 7. Лавовый поток имеет состав перидотитового коматиита ($MgO - 22,9-23,2\%$), заполнен автобрекчией. Видимая мощность 0,7 м.

Объект 10. В обнажении вскрыт контакт рассланцованных коматиитов с налегающими на них полимиктовыми конгломератами. Конгломераты залегают на коматиитах через кору выветривания. Ее видимая мощность не превышает 50-70 см и прослеживается более чем на 200 м. Сохранившаяся часть коры выветривания представлена хлорититами (хлорит составляет 80% с примесью талька, лейкоксена, карбоната, магнетита). Сравнение химических составов коматиитов и продуктов их выветривания свидетельствует о значительном выносе кремнезема, кальция и накоплении глинозема, железа, титана. Содержание магния меняется незначительно. Более широко в структуре представлены отложения перемытой коры выветривания. Полимиктовые конгломераты начинаются со слоя мелкогалечных конгломератов, со слабо окатанными угловатыми литокластами коматиитов, базальтов и единичными гальками дацитов в цементе из мелкозернистой граувакки. *На этом обнажении экскурсионный маршрут заканчивается. Тропа, ведущая на дорогу, пересекает пачку коматиитовых лав и туфов.*

Объект 5. Древнейшие тоналиты (с возрастом 3,1-2,98 млрд. лет) западной части Водлозерского террейна (Чебинская структура)

Цель экскурсии – знакомство с Чебинским массивом тоналитов в краевой части Сайозерской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Массив представляет собой гипабиссальную интрузию, прорывающую мезоархейский океанический комплекс (представленный коматиитовыми базальтами, относимыми ранее к лоухиварской свите) и андезиты древнего островодужного комплекса с Pb-Pb возрастом 3020 ± 10 млн. лет (Лобиков, 1982). Массив сложен биотитовыми, амфибол – биотитовыми тоналитами и трондьемитами, среди которых отмечаются ксенолиты габброидов, диоритов и сечется дайками плагиопорфиров.

По геохимической характеристике тоналиты относятся к известково-щелочной серии натрового ряда, характеризуются повышенными содержаниями Al_2O_3 и низкими концентрациями щелочей.

Из трондьемитов центральной части массива выделены 5 фракций циркона, относимых к одной генерации. В центральных частях зерен циркона двух фракций обнаружен древний радиогенный свинец и эти фракции исключены при построении изохрон. U-Pb возраст гранитов, рассчитанный по 3 фракциям, составляет 2985 ± 10 млн. лет (Беляцкий и др., 2000).

ЭКСКУРСИЯ 3

КОСТОМУКШСКИЙ НЕОАРХЕЙСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС

Горьковец В.Я., Раевская М.Б.

ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск)

Цель экскурсии - ознакомление с образованиями ниemiaрвской, шурловаарской и рувинваарской свит контоксской серии, в формационном отношении представляющих собой отложения коматиит-базальтовой и риолит-дацитовый железисто-кремнистой формации (Горьковец и др., 1981; Горьковец, Раевская, 2004).

Экскурсия начинается в юго-западной части Костомукшского зеленокаменного пояса, где известны выходы пород ниemiaрвинской свиты (рис.3.1, 3.2).

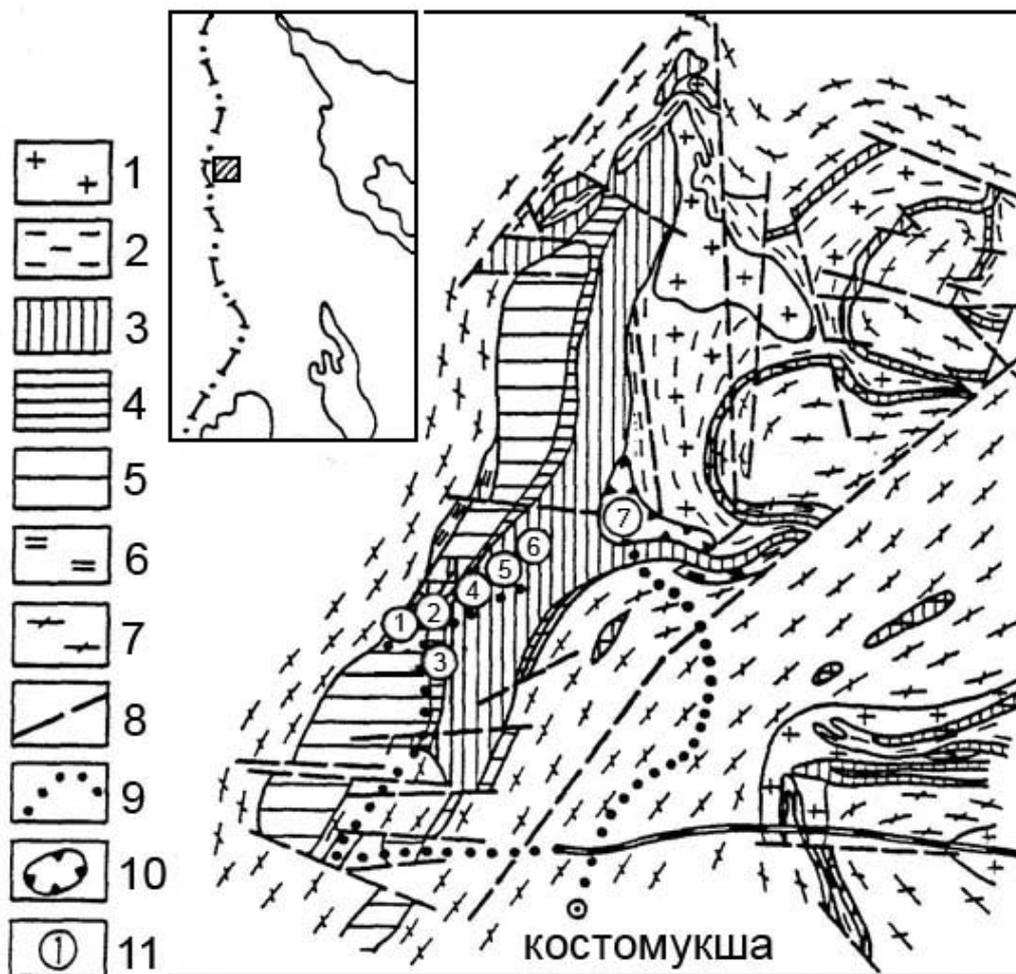


Рис. 3.1. Схема геологического строения Костомукшского зеленокаменного пояса

1 - плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты, лопий; 2 - железорудно-сланцевые образования гимольской серии; 3-5 контокская серия: 3 - metabазальты и коматииты рувинваарской свиты; 4 - кислые вулканы, магнетитовые сланцы и кварциты шурловаарской свиты; 5 - metabазальты ниemiaрвинской свиты; 6 - гнейсы нюкозерской толщи; 7 - гранитогнейсы и мигматиты; 8 - тектонические нарушения; 9 - маршрут экскурсии; 10 - железорудный карьер «Центральный»; 11 - номера экскурсионных объектов.

Ниemiaрвинская свита сложена преимущественно metabазальтами, в современном виде представленными эпидот-полевошпат-роговообманковыми сланцами, амфиболитами, изредка с миндалекаменной структурой. В единичных случаях среди metabазальтов встречаются маломощные (1,5-2 м) прослои железистых кварцитов.

В составе свиты в подчиненном количестве присутствуют коматииты. Нижняя граница ниemiaрвинской свиты определяется контактом между породами нюкозерской толщи и metabазальтами (полевошпат-роговообманковыми сланцами); верхняя граница фиксируется контактом с вулканитами кислого состава.

В составе отложений ниemiaрвинской свиты резко преобладают шаровые лавы metabазальтов, слагающие потоки мощностью до 4 м. Реликты текстур шаровых лав сохраняются в различной степени, в ряде случаев позволяя установить направление кровли потока.

Метабазальты превращены процессами метаморфизма (эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая фация) в сланцы, порообразующими минералами в которых являются обыкновенная роговая обманка (50-85%), плагиоклаз с 32-33% An (10-40%), в незначительном количестве присутствует кварц, содержание эпидота варьирует от 5 до 20%. Обычные акцессорные минералы: сфен (до 1%), изредка ильменит.

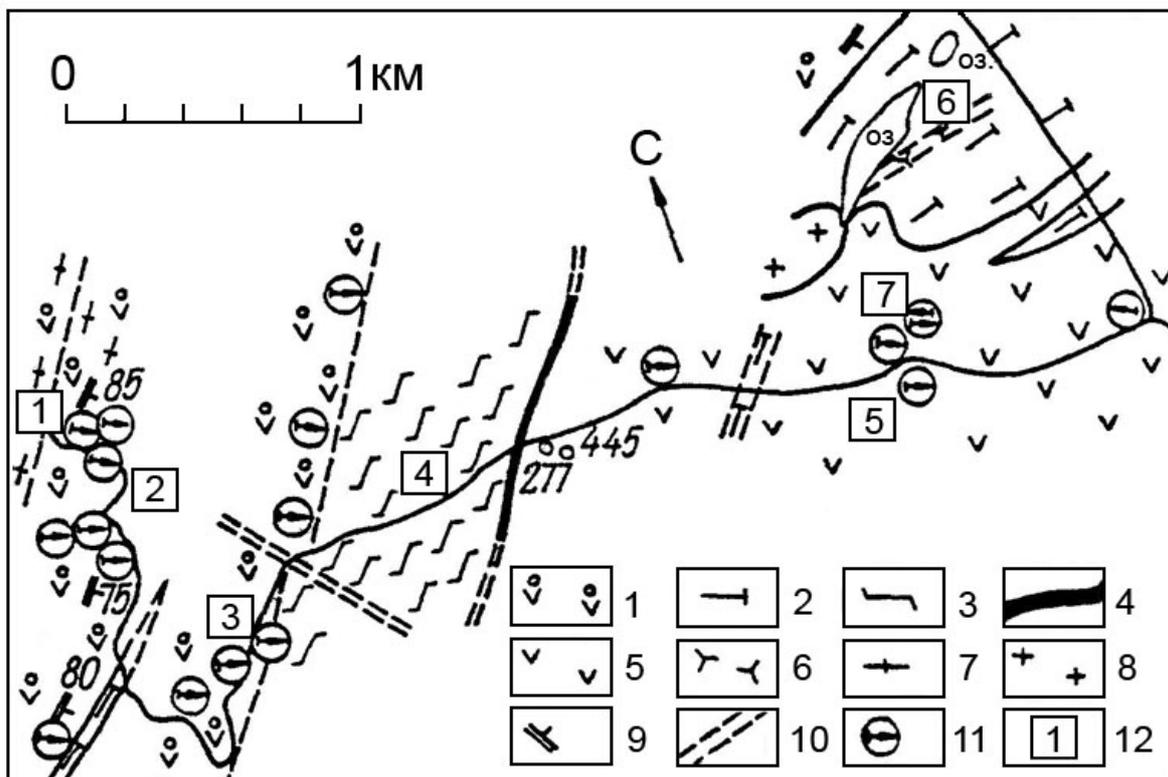


Рис. 3.2. Детальный план участка развития отложений контоксской серии к СЗ от г. Костомукши.

1 - metabazaltsy (ниемиярвинская свита); 2 - вулканыты ультраосновного состава; 3 - вулканыты кислого состава; 4 - магнетитовые кварциты и магнетитовые сланцы; 5 - metabazaltsy (рувинваарская свита); 6 - габброамфиболиты; 7 - плагио-микроклиновые гнейсограниты; 8 - микроклиновые граниты; 9 - сланцеватость; 10 - тектонические нарушения; 11 - направление кровли потоков; 12 - номера экскурсионных объектов.

По химизму основные вулканыты ниемиярвинской свиты соответствуют базальтам (табл. 3.1). Им присуща низкая кислотность и щелочность.

Объект 1,2. Осмотр обнажений начинается с зоны контакта гнейсогранитов и metabazaltsy. В обнажениях наблюдаются многочисленные жилы плагио-микроклиновых гранитов с ксенолитами измененных эффузивов основного состава (полевошпат-роговообманковых сланцев), в которых реликты первичных текстур не сохраняются. Далее на восток, по мере удаления от контактовой зоны с гранитоидами все более отчетливо видны реликты текстуры шаровых лав. Несмотря на общую вытянутость шаровых тел по сланцеватости, сохраняются индивидуальные особенности отдельных шаров, позволяющие определить направление кровли потоков на восток. Нижние части потоков представлены массивными металавами, верхние - металавами с шаровой текстурой. Мощность потоков 1-4 м.

Объект 3. Завершают разрез ниемиярвинской свиты шаровые лавы metabazaltsy. Вскрыт резкий, согласный контакт между metabazaltsy ниемиярвинской свиты и эффузивами кислого состава шурловаарской свиты. В непосредственной близости от контакта, судя по форме шаровых обособлений в metabazaltsy, кровля пласта направлена на восток в сторону кислых вулканытов, контакт тектонизирован. В зоне контакта (видимая мощность 1 м) основные вулканыты интенсивно рассланцованы. Мощность ниемиярвинской свиты 1,1 км.

Шурловаарская свита сложена преимущественно метавулканытами кислого состава, с которыми в верхней части ее разреза ассоциируют железисто-кремнистые породы и углеродеодержащие сланцы. Образования свиты рассматриваются как продукты дацит-риолитовой железисто-кремнистой формации

В метавулканытах кислого состава, претерпевших метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации, сохраняются реликты первичных текстур и частично структур, позволяющие выявить исходные породы. Резко преобладают пирокластические фации - агломератовые, лапиллиевые и более тонкие метатифы, менее развиты метатиффиты. В современном виде они представлены слюдисто-

кварц-полевошпатовыми сланцами порфировидными, с текстурой брекчий, слоистыми. Породообразующие минералы в них плагиоклаз (3-22 % An), кварц. Содержание биотита чаще не превышает 5%. В слоистых метатуфитах содержание мусковита и биотита может возрастать до 15%.

По химизму кислые метавулканы отвечают риолитам, риодацитам и относятся к известково-щелочной серии (табл. 3.1).

Таблица 3.1. Химический состав архейских супракристалльных пород Костомукшского зеленокаменного пояса и протерозойских интрузивных щелочно-ультраосновных пород Костомукшского рудного района

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	72,36	49,90	43,80	37,22	64,48	58,92	44,49	43,25
TiO ₂	0,23	0,75	1,00	0,24	0,65	0,80	2,88	3,89
Al ₂ O ₃	14,44	16,00	17,77	5,10	15,07	17,07	3,99	6,81
Fe ₂ O ₃	0,47	1,60	3,80	1,70	2,41	1,72		
FeO	1,50	9,20	11,90	8,55	4,67	8,26	9,99*	8,77*
MnO	0,018	0,100	0,210	0,234	0,059	0,075	0,31	0,11
MgO	0,80	6,70	4,12	31,35	2,65	3,58	28,51	20,98
CaO	2,56	10,90	12,40	1,61	2,90	1,33	3,88	8,22
Na ₂ O	6,16	2,38	2,03	0,07	3,94	1,65	0,22	0,62
K ₂ O	0,77	0,24	0,45	0,03	2,08	3,62	4,88	4,54
H ₂ O	0,12	0,15	0,20	0,40	0,16	0,24	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	1,54	0,51
nnn	0,33	1,66	2,00	12,89	0,72	2,52	7,2	6,1
P ₂ O ₅	-	-	-	0,03	-	-	0,83	2,81
сумма	99,76	99,58	99,68	99,69	99,97	99,95	100	100
Cr	-	-	-	6842	-	-	1563	489
Ni	-	-	-	109,2	-	-	1426	-
Cu				17,578				
Co	-	-	-	110,4	-	-	99	44
Ba	-	-	-	-	-	-	2258	2420
Sr	-	-	-	-	-	-	659	-
Ta	-	-	-	-	-	-	4,6	8,0
Nb	-	-	-	-	-	-	95,4	-
Hf	-	-	-	-	-	-	8,3	2,7
Zr	-	-	-	-	-	-	349	-
Y	-	-	-	-	-	-	12	-
Th	-	-	-	-	-	-	11	24
La	8,87	0,74	1,7	-	16,81	10,02	165	296
Ce	19,45	3,95	3,94	0,97	34,03	24,68	282	522
Pr	1,8	0,62	0,62	0,24	3,52	2,55	-	-
Nd	6,15	2,57	2,77	0,81	12,56	11,29	97	201
Sm	1,47	0,99	1,89	0,42	2,72	2,93	9	19
Eu	0,37	0,25	0,39	0,08	0,74	0,56	2	6
Gd	1,31	1,45	1,29	0,28	2,83	2,3	-	-
Tb	0,12	0,22	0,26	0,05	0,29	0,3	0,6	-
Dy	0,57	2,13	1,93	0,32	1,83	2,11	-	-
Ho	0,1	0,4	0,38	0,08	0,31	0,38	-	-
Er	0,34	1,21	1,15	0,26	0,98	0,92	-	-
Tm	0,04	0,2	2,3	0,04	0,15	0,08	-	-
Yb	0,41	1,14	1,43	0,27	1,06	1,06	0,2	-
Lu	0,05	0,21	0,23	0,03	0,13	0,16	-	-

Примечание: 1 – метатуф риодацита (шурловаарская свита); 2-4 – породы рувинваарской свиты: 2,3 – метабаазальты, 4 – коматит; 5, 6 – породы гимольской серии: 5 – биотит-кварцевый сланец, 6 – кварц-биотитовый сланец; 7 – пироксен-флогопит-оливиновый лампроит; 8 – оливин-лейцит-флогопитовый лампроит (7, 8 по Никитина и др., 1999).

Метаосадочные породы в составе шурловаарской свиты представлены магнетитовыми кварцитами и магнетитовыми сланцами, слагающими горизонт общей мощностью до 100 м. По минеральному составу среди магнетитовых кварцитов выделяются грюнерит-, биотит- и актинолитсодержащие. Для них характерна слоистая текстура с послышной сменой минерального состава и обязательным присутствием светлых кварцевых прослоев. Рудообразующим минералом является магнетит, часть из которого - псевдоморфозы по гематиту (мушкетовит). Содержание магнетита колеб-

лется в пределах 20-25%, редко возрастая до 40%, и в "безрудных" разновидностях снижается до 5-1%, что соответственно отражается на химическом составе железисто-кремнистых пород Магнетитовые сланцы в отличие от магнетитовых кварцитов не содержат кварцевых слойков, а содержание магнетита в них обычно не превышает 20%.

Углеродсодержащие сланцы в составе свиты не превышают 2% ее объема. Углеродистое вещество в них составляет 2-4%, находится в различном агрегатном состоянии и представлено неполнокристаллическим графитом. Минеральный состав и петрохимические особенности углеродсодержащих пород позволяют предположить, что исходным осадком для их образования послужил терригенный материал с небольшой примесью туфового. Общая мощность пород шурловаарской свиты 400-600 м.

Отложения свиты к западу от Костомукшского месторождения образуют полосу субмеридионального простирания длиной около 20 км, на протяжении которой строение свиты неоднородно. В центральной части полосы преобладают агломератовые метатUFFы риолит-дацитов и максимальной мощности (до 60 м) достигают пласты железисто-кремнистых пород, в северо-западном и юго-восточном ее концах возрастает количество пепловых метатUFFов и туффитов, метаморфическими эквивалентами которых является слоистые слюдисто-кварц-полевошпатовые сланцы.

Объект 4. В ходе маршрута, проходящего по юго-западной части полосы развития образований шурловаарской свиты, экскурсанты могут ознакомиться с обнажениями преимущественно метатUFFов риодадитов. Железорудный горизонт не обнажен и вскрыт только горными выработками.

Рувинваарская свита, завершающая разрез отложений контоксской серии, сложена преимущественно метабазами, в подчиненном объеме (до 10%) присутствуют коматииты и незначительное количество метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород, представленных слоистыми гранат-полевошпат-роговообманковыми, силикатными кварцитами

Метабазальты, претерпевшие метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации, превращены в полевошпат-роговообманковые сланцы, в которых содержатся реликты текстур вулканитов - массивных и шаровых лав, лавобрекчий. Наиболее широко распространены шаровые лавы метабазальтов, образующие потоки мощностью до 10 м. Но минеральному и химическому составу, текстурным особенностям метабазальты рувинваарской и ниemiaрвинской свит сходны. Отличительной особенностью метавулканитов основного состава рувинваарской свиты является то, что среди последних встречаются металавы с концентрически зональным строением шаровых тел. В центральных, более светлых частях шаров плагиоклаз (33-47% An) преобладает над роговой обманкой, краевые части их шириной 3-10 см по минеральному составу и структуре аналогичны недифференцированным шаровым обособлениям.

Эффузивы ультраосновного состава метаморфически преобразованы в слабо рассланцованные и массивные породы, состоящие из серпентина, актинолита, тремолита или хлорита, иногда талька и карбоната. В редких случаях сохраняются реликты зерен оливина. Структура лепидонематобластовая, нематобластовая, фибронематобластовая, часто с реликтами гипокристаллической и микроспинифекс. В данных породах наблюдаются отчетливые реликты текстур эффузивов - шаровых лав, автобрекчий, слоистых туфов и туфобрекчий. По химическому составу ультраосновные вулканиты рувинваарской свиты отвечают коматиитам и низко- и высокомагнезиальным коматиитовым базальтам (табл. 1). Для них характерна низкая щелочность. Особенностью химизма коматиитов является достаточно высокое содержание в них Al_2O_3 и крайне малое количество K_2O . Общая мощность свиты 1 км.

По ходу маршрута экскурсанты ознакомятся с выходами шаровых лав метабазальтов рувинваарской свиты, ближайшими к контакту с подстилающими породами шурловаарской свиты. Непосредственный контакт не обнажен. Далее маршрут пересекает разрез отложений рувинваарской свиты. В расчистках хорошо виден характер деформаций шаровых тел в металавах в процессе складчатости.

Объект 6. Участники экскурсии познакомятся с особенностями строения пачки коматиитов (рис. 3.3, 3.4, 3.5). Лавы коматиитов слагают потоки мощностью 8-40 м. Нижние части потоков сложены автобрекчиями, реже массивными лавами. В верхних частях потоков залегают автобрекчии, в которых между крупными глыбами наблюдаются полосы с реликтами структуры спинифекс. В автобрекчиях кровли потока часто встречаются реликты структуры микроспинифекс. Большая мощность потоков, широкое распространение автобрекчий, присутствие пирокластических продуктов,

приуроченность к данному участку повышенного значения гравиметрического поля позволяют предполагать и реконструировать вулканический центр, поставляющий продукты ультраосновного состава. В этой вулканической постройке, обрамленной толеитовыми базальтами, наблюдается смена фациальных типов вулкаников - лавовые потоки коматиитов с текстурой автобрекчий и массивной текстурой по направлению к краевой части постройке сменяются лапиллиевыми и тонкослоистыми пепловыми туфами коматиитов.

Определение кровли и подошвы лавовых потоков, а также структурные наблюдения позволяют установить, что вулканики испытали неоднократные деформации с образованием складок различных порядков. Это обусловило в современном эрозионном срезе неоднократную повторяемость метаморфизованных лав и туфов в пределах вулканической постройке, особенно в ее краевой части.

Дальнейшее знакомство (маршрут: г.Костомукша – карьер Центральный) с супракрустальными образованиями лопия экскурсанты продолжают в карьере Центральном Костомукшского ГОКа. Здесь демонстрируются различные типы железистых кварцитов и вмещающие их породы гимольской серии.

Костомукшское месторождение железистых кварцитов является крупнейшим на Северо-Западе России. Начало работ в карьере Центральном относится к 1978 г.

Костомукшский горно-обогатительный комбинат рассчитан на переработку 24 млн.т сырой руды в год, по производству 9,5 млн.т железорудного концентрата с содержанием железа 65,7% и 8,7 млн.т офлюсованных окатышей.

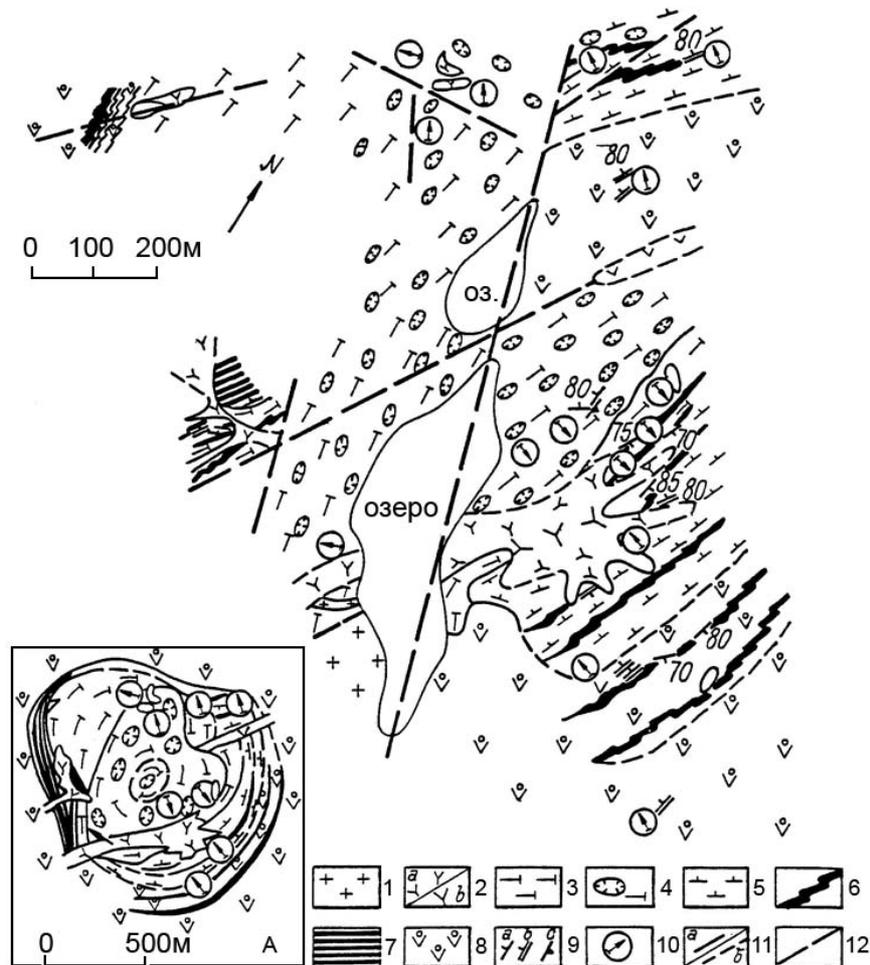


Рис. 3.3. Схема геологического строения палеовулканической постройке центра ультраосновного вулканизма.

1 - плагиомикроклиновые граниты; 2 - амфиболизированные габбро мелко- (а) и среднерзернистые (б); 3 - массивные металавы коматиитов с MgO <24%; 4 - автобрекчии коматиитов; 5 - металавы коматиитов с MgO >24%; 6 - тонкослоистые туфы; 7 - лапиллиевые туфы; 8- шаровые лавы метабазальтов; 9 - а слоистость, б - сланцеватость, в - флюидалность; 10 - направление кровли потоков; 11 - контакты пород установленные (а) и предполагаемые (б); 12 - тектонические нарушения; А - реконструкция вулканического центра.

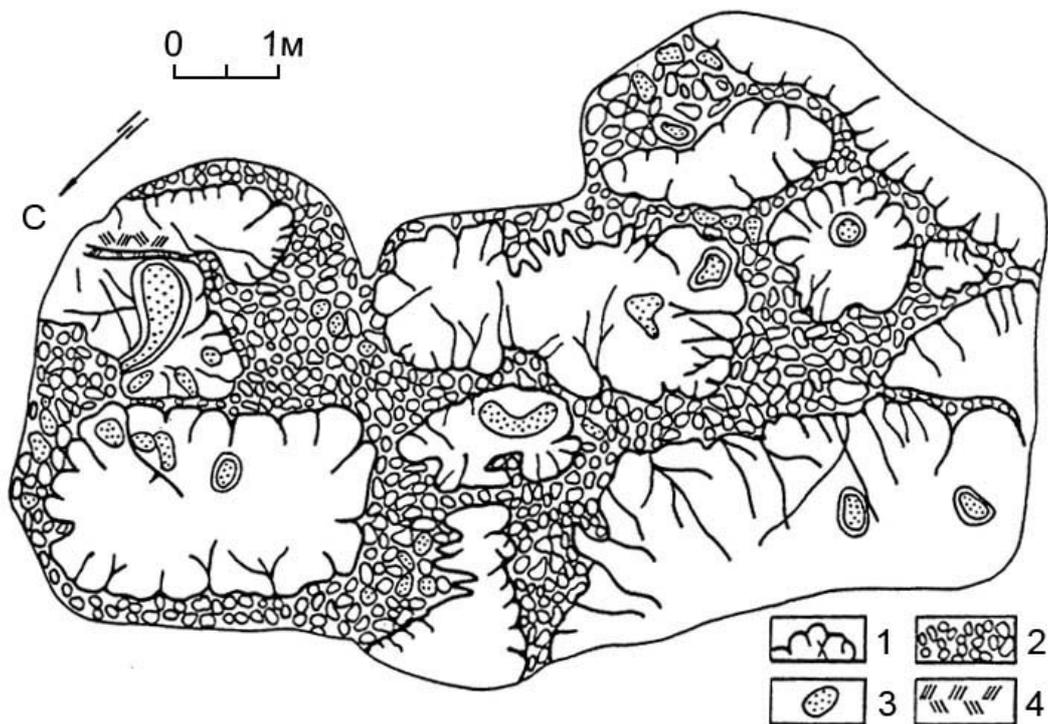


Рис. 3. 4. Автобрекции коматиитов.

1 - контуры крупных фрагментов; 2 - мелкообломочная брекчия; 3 - реликты «жидких капель» расплава; 4 - зоны со структурой спинифекс.

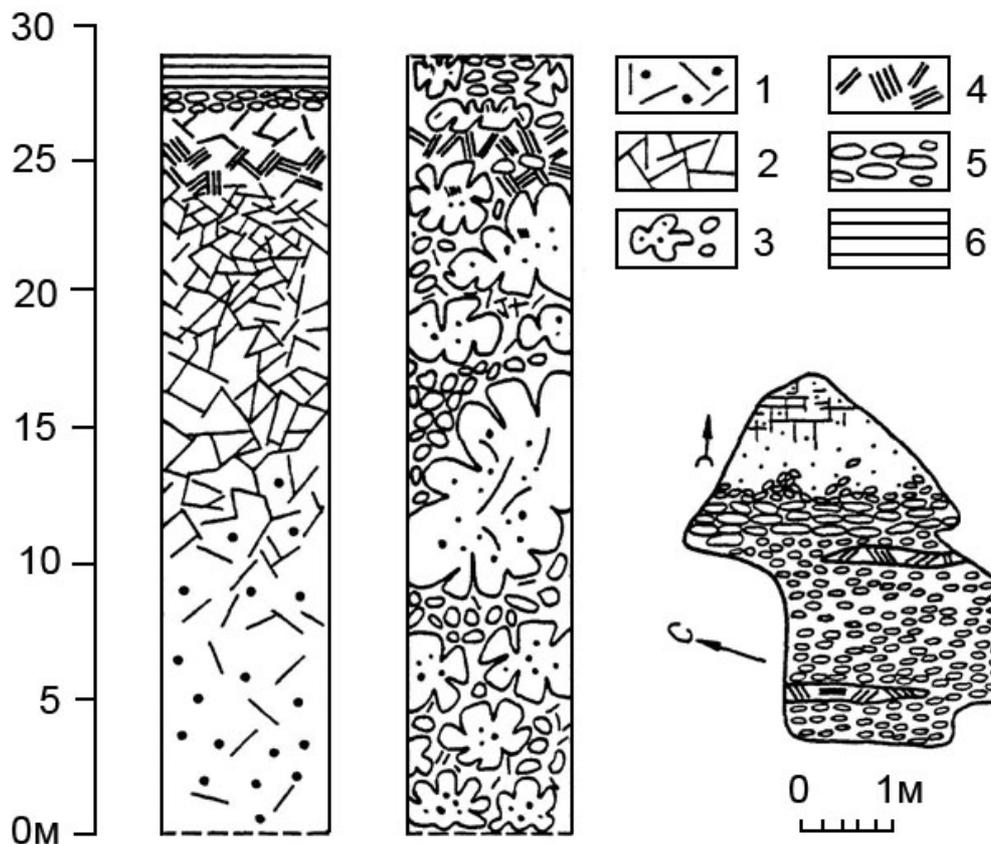


Рис. 3.5. Строение потоков коматиитов и контакт двух потоков.

1 - массивные коматииты (кумулятивная зона); 2 - контракционная брекчия; 3 - автобрекчия; 4 - зона со структурой спинифекс; 5 - брекчия (кровля потока); 6 - тонкослоистые туфы.

Объект 7. В Центральном карьере Костомукшского ГОКа осмотр начинается с западного борта, где обнажаются основные вулканы рувинварской свиты (метабаазальты).

В южной и западной частях карьера ранее был вскрыт контакт между метабаазальтами контоксской серии и полимиктовыми конгломератами гимольской серии. Эта граница трактуется как площадная архейская кора: химического выветривания. (Горьковец, Раевская, 1985).

От метабаазальтов контоксской серии с шаровой текстурой, представленных мелкозернистыми полевошпат-амфиболовыми сланцами, до пачки полимиктовых конгломератов прослеживается следующая смена пород. В 12,4 м от контакта с конгломератами в метабаазальтах с текстурой шаровых лав появляются прихотливо пересекающиеся трещины мощностью до 0,2 см, залеченные кварц-кальцитовым, эпидот-кальцитовым, кальцитовым материалом. Далее по направлению к верхам разреза в полевошпат-роговообманковых сланцах постепенно исчезают реликты текстуры шаровых лав, возрастает количество тонких эпидот-кальцитовых прожилков и проявляются листочки и агрегаты биотита, распределенного в породе неравномерно в виде пятен. Биотитизированные основные вулканы затем сменяются роговообманко-биотит-кварц-полевошпатовыми сланцами с гранатом. Общая мощность метаморфизованной коры 10-12,5 м (рис. 3.6).

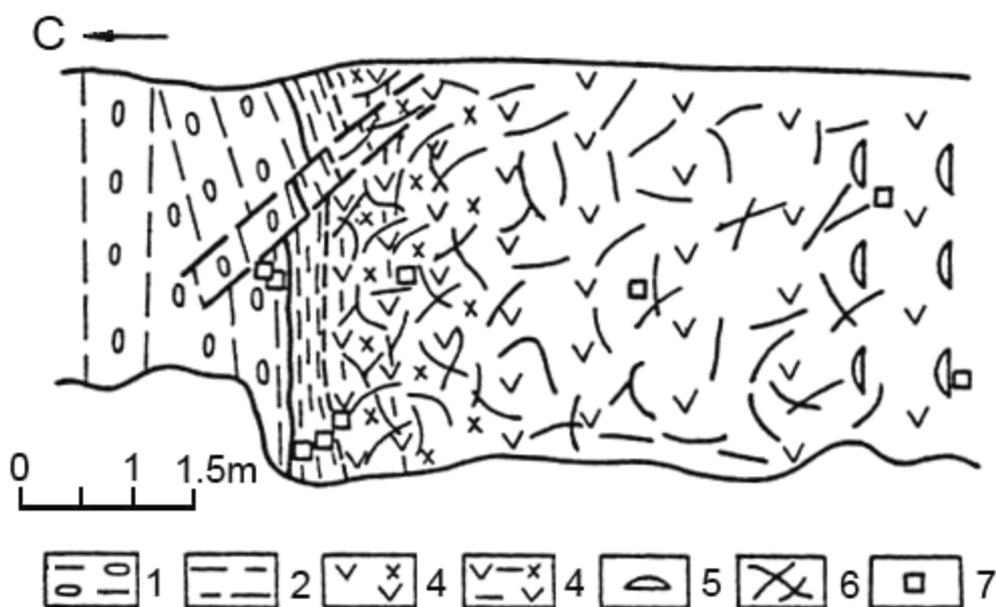


Рис. 3.6. Метаморфизованная кора химического выветривания (железородный карьер «Центральный»).

1 - метаграувакки; 2 - роговообманко-биотит-кварцевые сланцы с гранатом; 3 - полевошпат-роговообманковые сланцы с гранатом; 4 - гранат-биотит-полевошпат-роговообманковые сланцы; 5 - полевошпат-роговообманковые сланцы с реликтами текстуры шаровых лав; 6 - трещины, залеченные кварцем и кальцитом; 7 - точки отбора проб

С резким и четким контактом на площадную кору химического выветривания налегают пласты метаграувакк и полимиктовых конгломератов, являющихся базальными для пород гимольской серии.

Гимольская серия в районе Костомукшского месторождения представлена метаосадочными породами - железистыми кварцитами в ассоциации с ритмичнослоистыми слюдястыми и углеродсодержащими филлитовидными сланцами (Горьковец, Раевская и др., 1981).

Метаосадочные образования гимольской серии в Костомукшском районе расчленяются на три свиты: суккозерскую, костомукшскую и сурлампинскую. Продуктивная, содержащая основные запасы железных руд, костомукшская свита сложена метаосадочными породами: хемогенными железисто-кремнистыми осадками, превращенными метаморфическими процессами в железистые кварциты и терригенными песчано-глинистыми осадками флишевого типа, представленными ритмичнослоистыми слюдястыми а также углеродсодержащими глинистыми и песчано-глинистыми осадками, превращенными метаморфизмом в филлитовидные "черные" сланцы с углеродом и сульфидной минерализацией. В зависимости от соотношения перечисленных типов пород в составе кос-

томукшской свиты выделяются две подсвиты: нижнекостомукшская, существенно железорудная, и верхнекостомукшская - с примерно равным соотношением железорудных и сланцевых пластов ("толща переслаивания")

В Центральном карьере можно увидеть все разновидности железистых кварцитов. Наименее "богатые" - закисно-силикатного типа: 1 - грюнерит-биотитовые с примерно равным соотношением в них магнетита и пирротина; 2 – малорудные окисно-закисные - магнетит-грюнеритовые, биотит-грюнерит-магнетитовые; 3 – рудные окисно-закисные – биотит-магнетитовые, грюнерит-магнетитовые, рибекит-магнетитовые, эгирнсожержащие магнетитовые кварциты.

Все железистые кварциты - это слоистые породы от грубой (мощность 5-10 см) до тонкой слоистости (мощность от 0,5-1,5 см), тонкозернистые. Главным рудным минералом железистых кварцитов является магнетит, представленный несколькими генерациями.

В западном борту карьера отчетливо видно пластово-секущее тело геллефлинты - породы светлого, светло-серого цвета, тонкозернистой, массивной текстуры, риолит-дацитового состава.

Контакт геллефлинты с магнетитовыми кварцитами секущий, четкий, слабоизвилистый или ровный, активный. В геллефлинте вблизи контакта с магнетитовыми кварцитами появляются многочисленные кристаллики магнетита, а в 0,3-1 м от контакта отдельные ксенолиты магнетитового кварцита 0,1-0,4 м в поперечнике. От основного пластово-секущего тела геллефлинты в магнетитовые кварциты по слоистости внедряются апофизы геллефлинты мощностью до 0,5 м. В контакте с геллефлинтой магнетит железистых кварцитов перекристаллизован и образует магнетитовую оторочку мощностью до 2-3 см.

Среди железорудно-сланцевых толщ гимольской серии присутствуют пластово-секущие тела ультрамафитов, представленные тальк-хлоритовыми, тремолитовыми, тальк-биотит-хлоритовыми и другими сланцами мощностью 1-5 м. Контакты четкие, активные. В зоне контакта с ними в железистых кварцитах, слюдястых и филлитовидных сланцах отмечается ороговикование. Кроме этого железорудно-сланцевые толщи секутся позднепротерозойскими дайками калиевых щелочных и субщелочных пород (табл.3.1).

ЭКСКУРСИЯ 4

АРХЕЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ, ГРАНУЛИТЫ И ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАРЕЛЬСКОЙ И БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИЙ

Цели экскурсии: знакомство с 1) архейскими гранитоидами ТТГ ассоциации, высоко-Mg гранитоидами (санукитоидами), лампрофирами, низкобарическими гранулитами восточной части Западно-Карельского террейна Карельского кратона; 2) гранодиоритами Северо-Карельского неоархейского санукитоидного массива Центрально-Карельского террейна; 3) породами высокометаморфизованного Керетского зеленокаменного пояса Беломорского подвижного пояса

Гранитоиды и гранулиты Западно-Карельского террейна Карельского кратона

Самсонов А.В.¹, Щипанский А.А.²

1 - ИГЕМ РАН (Москва); 2 - ГИН РАН (Москва)

Цели экскурсии: знакомство с архейскими гранитоидами ТТГ ассоциации, лампрофирами, низкобарическими гранулитами восточной части Западно-Карельского террейна Карельского кратона;

Геологический обзор. Карельский неоархейский кратон, через которую проходит экскурсия (прил. 1), состоит из двух террейнов Центрально-Карельского и Западно-Карельского (Слабунов и др., 2006; Slabunov et al., 2006). Костомукшский зеленокаменный пояс и сопряженные с ним син- и посттектонические гранитоиды находится в восточной части последнего, вблизи его восточной границы (рис. 4.1). В состав террейна входят также низкобарическими гранулитами Вокнаволоцкого блока.

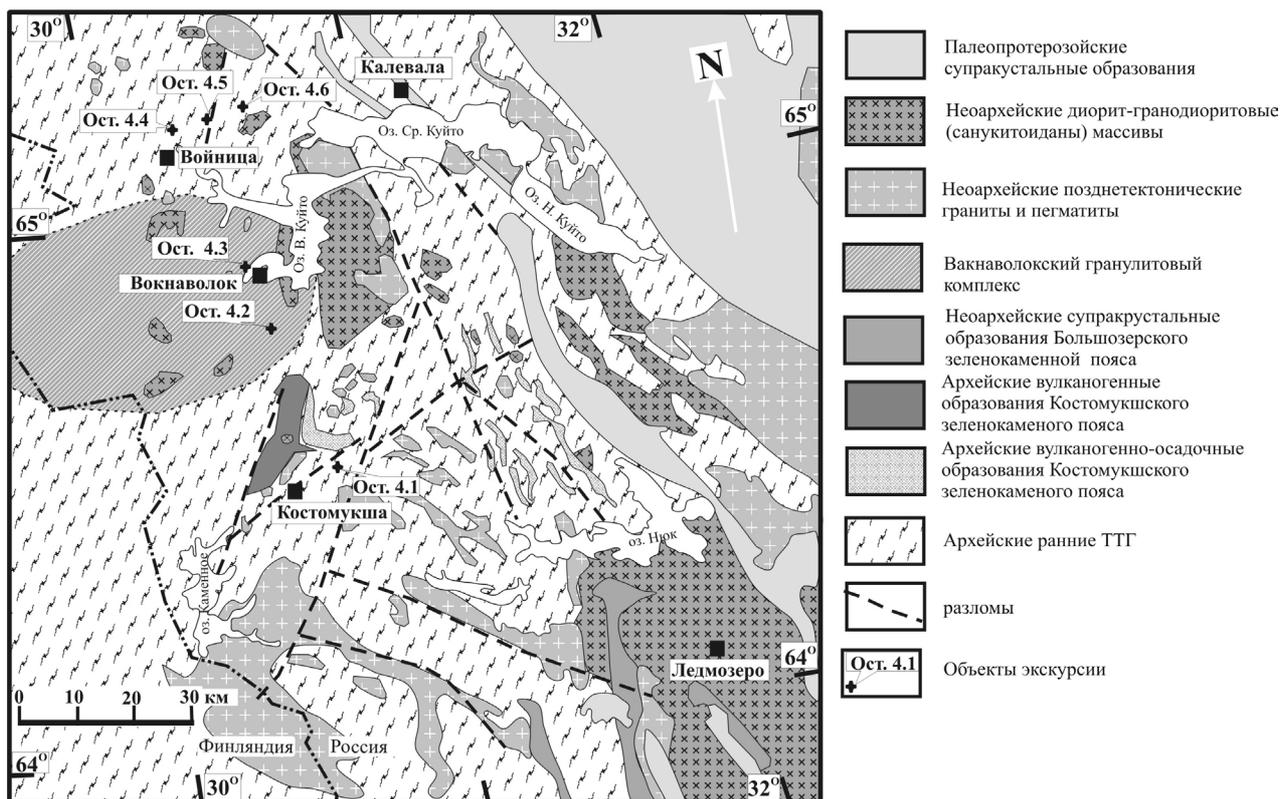


Рис. 4.1. Схема геологического строения центральной части Карельского кратона в районе Костомукша – Калевала (составлена на основе Kostinen et al. 2001).

Синтектонические ТТГ гранитоиды, слагающие большую часть Западно-Карельского террейна, различаются по строению и составу в западной и восточной его частях, что дает дополнительные свидетельства в пользу асимметричности Костомукшского зеленокаменного пояса (рис. 4.1).

ТТГ гранитоиды западного обрамления Костомукшской структуры практически лишены включений супракрустальных пород и однородны по составам. Здесь преобладают высокоглиноземистые трондьемиты с геохимическими характеристиками, типичными для адакитовых серий: сильно фракционированные спектры РЗЭ при низких уровнях содержаний тяжелых лантаноидов и Y, слабо проявленные аномалии Sr, Eu и Ti при отчетливых резко отрицательных аномалиях Nb (табл. 4.1, рис. 4.2а). Цирконы в этих гранитоидах имеют достаточно гомогенное строение, захваченной цирконовой компоненты не фиксируется, U-Pb изотопный возраст составляет 2747 ± 17 млн. лет (Бибикова и др., 2005). Радиогенный изотопный состав Nd ($\epsilon Nd(t)$ от +2,4 до +1,8) в трондьемитах западного обрамления указывает на мафический источник их материнских расплавов, которые могли образоваться при плавлении метабазальтов в равновесии с $Cr_x(40\%)+Gar(30\%)+Pl(20\%)+Hbl(10\%)$ реститом.

ТТГ гранитоиды восточного обрамления Костомукшской структуры (ост. 4.1) имеют отчетливо выраженный купольный структурный план и содержат многочисленные включения супракрустальных пород, сопоставимых по составу с породами контоксской и гимольской серий. По составу они варьируют от диоритов до гранодиоритов с преобладанием тоналитовых разностей, имеют обогащенные спектры легких РЗЭ, слабо фракционированные спектры тяжелых РЗЭ, повышенные уровни содержаний Yb и Y, отрицательные аномалии Sr, Eu, Ti и Nb (табл. 4.1, рис. 4.2 б) и по геохимическим характеристикам близки к дацитовым туфам гимольской серии. Минералогические и U-Pb изотопные исследования показали, что магматические цирконы тоналитов с возрастом 2782 ± 5 млн. лет содержат ядра более древних захваченных цирконов, для которых был получен возраст 2797 ± 4 млн. лет (Бибикова и др., 2005). Такое присутствие захваченной цирконовой компоненты указывает на вовлечение в генерацию ТТГ восточного обрамления Костомукшской структуры предшествовавших кислых пород. Это подтверждается также близкими к нулю величинами $\epsilon Nd(t)$ в этих гранитоидах.

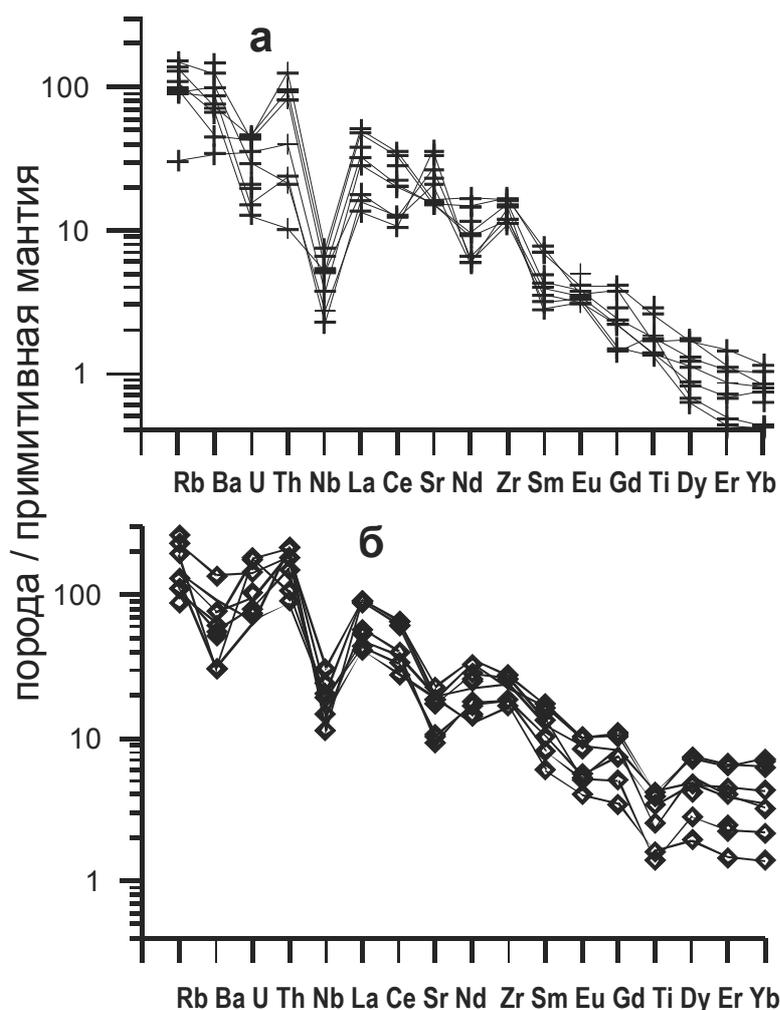


Рис. 4.2. Нормированное (Hofmann et al., 1988) распределение редких элементов для ТТГ-гранитоидов западного (а) и восточного (б) обрамления Костомукшской структуры (Samsonov et al., 2005).

ТТГ-гранитоиды в Войницком домоне Западно-Карельского террейна также, как и для обрамления Костомукшской структуры, представлены двумя геохимическими типами (Самсонов и др., 2001).

В западной части домона, западнее пос. Войницы, ТТГ гранитоиды однородны по составу, лейкократовые, средне-крупнозернистые, интенсивно огнейсованы, участками мигматизированы (ост. 4.4). По составу они образуют компактную группу и отвечают высокоглиноземистым трондjemитам с адакитовыми геохимическими характеристиками, такими же, как для ТТГ-гранитоидов западного обрамления Костомукшской структуры (табл. 4.2, рис. 4.3а). U-Pb изотопный возраст цирконов составляет 2788 ± 12 млн. лет (Бибикова и др., 2005).

В восточной части домона развиты вещественные и геохимические аналоги ТТГ-гранитоидов восточного обрамления Костомукшской структуры (ост. 4.6). Здесь также ТТГ гранитоиды очень неоднородны по строению и содержат многочисленные включения мелкозернистых биотитовых плагиогнейсов и амфиболитов, которые, возможно, представляют ксенолиты вулканогенных пород. По химическому составу эти гранитоиды варьируют от диоритов и тоналитов до гранодиоритов ($\text{SiO}_2 = 57 - 72$ вес.%) и являются геохимическими аналогами ТТГ-гранитоидов восточного обрамления Костомукшской структуры (табл. 4.2, рис. 4.3б).

Контакт двух геохимических типов ТТГ-гранитоидов непосредственно не наблюдался, однако имеющиеся данные предполагают его тектонический характер. На это указывает пространственная обособленность этих двух геохимических типов гранитоидов, обнажение в области контакта которых среди сильно мигматизированных гнейсов с адакитовыми характеристиками присутствуют малоощные жилы лампрофиров (ост. 4.5), внедрение которых, возможно, контролировалось ослабленной тектонической зоной. Учитывая, что возраст лампрофиров в пределах Войницкого домона составляет 2694 ± 10 млн. лет (Бибикова и др., 2005), можно предполагать, что тектоническое совмещение этих разных геохимических типов ТТГ произошло не позже этого времени.

Таблица 4.1. Химический состав гранитоидов ТТГ серии района г. Костомукша (Самсонов и др., 2001)

Породы	грандземиты			тоналит	грандмит	тоналит	пегматит
	5/97	3/01	5-1\01				
nn	5/97	3/01	5-1\01	10/97	54\01	56\01	58\01
Ост.				4.1	4.1	4.1	4.1
SiO₂	69.50	70.91	70.51	66.40	69.28	64.55	72.73
TiO₂	0.47	0.32	0.25	0.62	0.42	0.53	0.15
Al₂O₃	15.80	15.86	16.71	15.90	16.36	16.18	16.16
Fe₂O₃	3.18	2.68	1.78	4.56	3.61	5.82	1.22
MnO	0.13	0.12	0.12	0.14	0.13	0.16	0.11
MgO	1.16	0.69	0.63	1.57	1.05	2.22	0.26
CaO	3.75	3.38	3.05	4.59	3.68	5.16	2.24
Na₂O	3.74	4.82	4.89	3.62	4.01	3.80	4.16
K₂O	1.57	1.12	1.97	1.70	1.34	1.40	2.90
P₂O₅	0.10	0.11	0.09	0.17	0.13	0.17	0.07
mmn	0.60	0.32	0.44	0.60	0.53	0.40	0.58
Sc	4.26	3.60	3.20	8.09	11.93	32.66	1.12
V		35.36	23.52		40.95	77.40	11.97
Cr	20.70	33.85	39.50	20.80	29.51	82.38	28.93
Co	6.83	5.52	4.23	8.39	6.16	14.42	1.86
Ni	17.10	24.08	27.51	11.90	19.07	40.04	18.52
Cu	2.19	3.47	2.54	5.02	9.44	24.08	2.64
Zn	50.10	49.99	34.71	74.00	60.26	87.27	27.40
Rb	73.70	51.93	49.41	103.00	69.09	47.89	73.92
Sr	282.00	279.60	653.18	189.00	316.91	313.33	363.98
Y	5.26	5.59	4.02	17.80	18.24	14.64	4.92
Zr	162.00	148.06	108.33	179.00	253.47	122.25	102.78
Nb	4.04	3.32	1.69	11.80	7.04	7.04	5.54
Cs	2.49	2.94	1.49	8.66	2.41	2.08	3.87
Ba	432.00	274.20	606.66	184.00	187.27	317.57	683.32
La	29.30	19.84	8.24	26.70	54.58	18.83	3.66
Ce	52.70	32.51	16.83	53.60	98.84	43.53	8.23
Pr	5.31	3.40	1.86	5.64	10.14	4.52	0.85
Nd	17.50	11.36	7.09	20.10	33.43	17.28	3.35
Sm	2.68	1.68	1.37	3.94	5.12	3.57	0.78
Eu	0.60	0.55	0.45	0.82	0.77	0.96	0.47
Gd	2.12	1.21	1.12	3.79	4.40	3.27	0.76
Tb	0.25	0.16	0.15	0.60	0.65	0.47	0.11
Dy	1.07	0.82	0.70	3.04	3.39	2.65	0.65
Ho	0.20	0.16	0.14	0.63	0.67	0.54	0.14
Er	0.60	0.43	0.36	1.87	1.68	1.32	0.40
Tm	0.07	0.07	0.05	0.26	0.23	0.18	0.07
Yb	0.48	0.42	0.33	1.78	1.34	1.10	0.45
Lu	0.06	0.07	0.05	0.23	0.19	0.18	0.08
Hf	4.08	3.53	3.18	4.18	6.78	3.10	3.23
Ta	0.20	0.30	0.15	1.59	0.46	0.34	0.82
Pb	6.52	10.63	12.56	11.40	13.67	13.10	18.05
Th	7.65	6.65	1.72	8.64	17.26	5.68	3.08
U	0.94	0.87	0.60	3.67	1.31	1.51	1.58
(La/Yb)_N	41.5	31.6	16.8	10.1	27.5	11.5	5.5
(La/Sm)_N	6.9	7.5	3.8	4.3	6.7	3.3	3.0
(Gd/Yb)_N	3.6	2.3	2.7	1.7	2.7	2.4	1.4
Eu/Eu*	0.8	1.2	1.1	0.6	0.5	0.9	1.9

Таблица 4.2. Химический состав гранитоидов ТТГ серии, лампрофиров Войницкого домена (Самсонов и др., 2001)

Порода	амфиболиты		диорит	тоналит	троньдемит		лампрофиры		мигматиты	
	38-1/00	44-1/00	38-2/00	38-3/00	36-1/00	37-1/00	38-4/00	37-2/00	39-4/00	36-2/00
Ост.	4.6	4.6	4.6	4.6	4.4	4.5	4.6	4.5	4.5	4.4
SiO ₂	48.3	51.0	57.8	66.4	73.7	70.3	75.3	68.3	60.1	72.9
TiO ₂	1.13	1.01	0.82	0.76	0.25	0.35	0.13	0.94	1.35	0.20
Al ₂ O ₃	17.5	13.4	19.0	15.5	15.0	15.9	14.2	15.6	16.4	15.8
Fe ₂ O ₃	12.61	10.89	7.23	5.48	1.82	2.61	0.89	3.39	7.64	1.31
MnO	0.18	0.19	0.16	0.14	0.11	0.12	0.11	0.12	0.14	0.11
MgO	6.13	10.12	2.85	1.67	0.58	1.28	0.22	1.34	2.18	0.36
CaO	8.74	8.65	5.91	4.24	2.89	3.73	2.02	2.69	4.13	3.04
Na ₂ O	3.05	2.25	3.84	3.76	4.15	4.18	3.34	4.03	3.72	3.95
K ₂ O	2.05	2.22	2.09	1.81	1.40	1.47	3.82	3.34	3.76	2.32
P ₂ O ₅	0.34	0.24	0.26	0.19	0.09	0.10	0.01	0.31	0.57	0.09
loi	0.72	0.85	0.87	0.74	0.47	0.72	0.68	0.77	1.08	1.02
Sc		42.55		12.58	3.97				15.18	
V		375.23		64.59	16.93				125.75	
Cr		275		54.09	30.81				62.17	
Co		54.38		15.32	5.11				17.97	
Ni		174.81		27.47	19.24				25.79	
Cu		11.23		16.34	10.74				14.95	
Zn		179.56		100.67	47.66				140.84	
Rb		112.85		74.72	52.33				214.66	
Sr		291.72		414.81	417.27				747.84	
Y		25.25		32.25	3.28				30.91	
Zr		84.88		267.20	219.73				803.22	
Nb		6.35		19.12	3.12				32.66	
Cs		2.33		1.13	1.20				2.87	
Ba		438.04		465.39	459.51				1423.83	
La		19.88		56.39	19.83				174.73	
Ce		43.79		105.05	35.40				321.41	
Pr		6.45		11.22	3.83				32.89	
Nd		30.25		42.67	13.53				121.89	
Sm		6.83		6.67	1.87				19.01	
Eu		1.58		1.46	0.72				3.29	
Gd		6.07		5.58	1.19				12.61	
Tb		0.78		0.86	0.16				1.52	
Dy		4.18		4.65	0.52				6.35	
Ho		0.83		1.04	0.08				1.02	
Er		2.05		2.66	0.17				2.45	
Tm		0.27		0.42	0.02				0.29	
Yb		1.70		2.99	0.18				1.97	
Lu		0.27		0.41	0.03				0.28	
Hf		2.95		6.54	5.50				17.09	
Ta		0.73		1.78	0.22				2.04	
Pb		6.81		13.17	9.22				14.23	
Th		2.45		15.68	7.89				19.98	
U		0.60		1.94	0.40				1.27	
(La/Yb) _N		7.88		12.72	74.66				59.95	
(La/Sm) _N		1.83		5.32	6.69				5.79	
(Gd/Yb) _N		2.88		1.51	5.36				5.18	
Eu/Eu*		0.75		0.73	1.48				0.65	

Рассмотренные выше данные о вещественной и изотопно-геохимической асимметрии ТТГ-зеленокаменных комплексов Костомукшского района не могут быть объяснены в рамках существующей рифтогенной модели (Раевская и др., 1992, Лобач-Жученко и др., 2000а). Для объяснения контрастных геохимических и изотопных характеристик мафических и кислых вулканитов западной части структуры (контокская серия) была предложена тектоническая модель, в которой мафические метавулканиты представляют верхнекоровые уровни океанического плато, обдукцированного на край древнего континента (Гимольская серия), а кислые расплавы формировались при обдукции за счет плавления континентальной коры (Puchtel et al., 1997, 1998, 2001). Новые данные позволяют дополнить эту модель и предположить, что формирование Костомукшской структуры происходило в обстановке активной континентальной окраины с субдукцией океанической плиты с запада на восток (Самсонов и др., 2001). Сформированное во внутриокеанической обстановке океаническое плато было придвинуто к континентальному блоку на океанической коре, погружавшейся под древний континент с запада на восток. В ре-

зультате кровля океанического плато, мощность которого была сопоставима с мощностью континентальной коры, была сорвана и выброшена на континентальную окраину. Одновременно с этим субдукция океанической коры под континентальный блок определяла наблюдаемую для Костомукшской структуры вещественную и изотопно-геохимическую зональность магматических ассоциаций. На фронте субдукции прямое плавление океанической плиты генерировало адакитовые расплавы (ТТГ западного обрамления). Смешение этих расплавов с продуктами плавления корового субстрата могли давать исходные для дацит-риолитовой толщи западной полосы структуры расплавы. В тыловой зоне субдукции дегидратация океанической плиты обеспечивала флюидную переработку мантийного клина, его обогащение литофильными и легкими редкоземельными элементами и частичное плавление с генерацией расплавов, исходных для вулканитов гимольской серии (и вулканогенных источников их сноса) и ТТГ восточного обрамления Костомукшской структуры. Близкая тектоническая модель формирования Костомукшской структуры была предложена В.Н. Кожевниковым (2000, 2006).

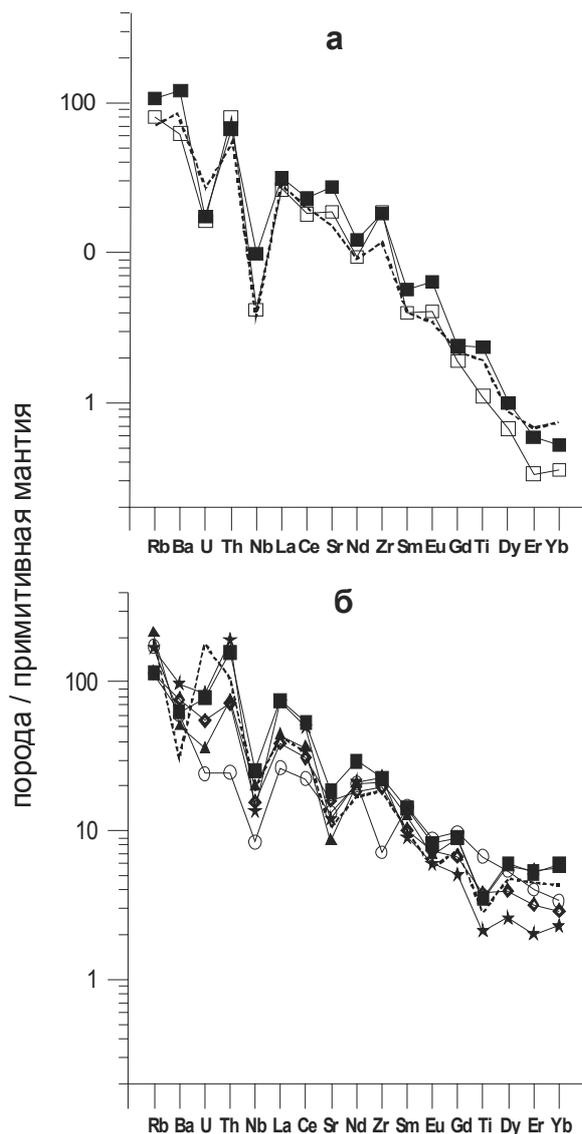


Рис. 4.3. Нормированное (Hofmann et al., 1988) распределение редких элементов для ТТГ-гранитоидов западной (а) и восточной (б) частей Войницкого домена (Самсонов и др., 2001).

Гранулиты Вокнаволоцкого блока располагаются между Костомукшской структурой и Войницким доменом (рис. 4.1) Комплекс фиксируется в геофизических полях по интенсивным линейным магнитным аномалиям С-В простираения и резкой положительной гравитационной аномалии, контур которой служит границей блока на разных геологических картах. Вопросы геолого-структурной и возрастной позиции Вокнаволоцкого комплекса в структуре Западно-Карельского террейна, а также происхождения протолитов слагающих его пород и направленность их метаморфических преобразований являются предметом дискуссий. Л.П. Свириденко (1974) рассматривает

пироксеносодержащие метаморфогенные парагенезы в породах Вокнаволоцкого комплекса как реликтовые, сохранившиеся от обширного гранулитового блока, представлявшего наиболее древнее образование региона. По данным других исследователей (Кожевников, 1982, 2000) пироксеносодержащие парагенезы формировались на прогрессивной стадии метаморфизма, синхронной неоархейской (ребольской) фазе складчатости F2 (Кожевников, 2000). Последнее нашло подтверждение и в наших работах (Самсонов и др., 2001). Типичными и преобладающими по объему породами вокнаволоцкого блока являются темные эндербитоподобные гранитоиды, которые содержат различные по размерам включения гнейсов и амфиболитов (осн. 4.3). Эти включения по геохимическим характеристикам аналогичны породам Костомукшской структуры и ТТГ-гранитоидов ее восточного обрамления (рис. 4.4а). Темные эндербитоподобные гранитоиды, мигматиты и пегматиты, определяющие «лицо» вокнаволоцкого комплекса, по результатам U-Pb изотопного датирования

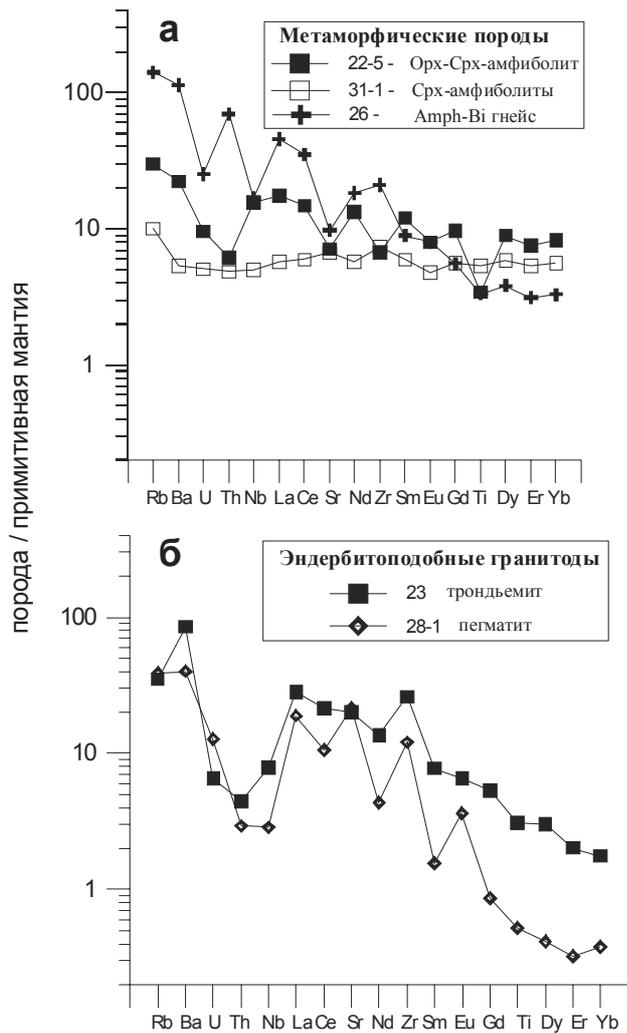


Рис. 4.4. Нормированное (Hofmann et al., 1988) распределение редких элементов для пород Вокнаволоцкого комплекса (Самсонов и др., 2001).

цирконов формировались 2745±4 млн. лет назад (Бибикова и др. 2005). По составу эти породы отвечают высокоглиноземистым тоналитам и трондъемитам с устойчиво высокими отношениями Na_2O/K_2O при низкой щелочности (табл. 4.3) и контрастно отличаются от других групп ТТГ гнейсов и гранитоидов западно-Карельского блока по геохимическим характеристикам. Так, лейкотоналит имеет невысокие уровни содержаний и среднее фракционирование РЗЭ, что предполагает генерацию его материнского расплава при частичном плавлении метабазитового источника в равновесии с плагиоклаз+ амфибол+пироксен (± гранат, до 5%) реститом, т.е. на глубинах 30-40 км при содержании воды в расплаве не менее 5-7%. Повышенное содержание флюида в исходных для гранитоидов расплавах подтверждается широким распространением сопряженных с гранитоидами мигматитовых и пегматитовых жил. Отличительной геохимической особенностью гранитоидов и пегматитов Вокнаволоцкого блока является их резкая обедненность U и Th (рис. 4.4б). Это типично для гранулитовых комплексов и может быть связа-

но с выносом этих элементов CO₂-обогащенным флюидом. Изучение плотностных характеристик преобладающих по объему гнейсов и гранитоидов Вокнаволоцкого комплекса не выявили каких-либо аномальных значений. Это указывает на вероятно глубинный источник положительной гравитационной аномалии, контур которой, соответственно, может быть значительно больше площади реального распространения на поверхности пород Вокнаволоцкого комплекса. Образование метаморфических минеральных парагенезов в метабазах вокнаволоцкого блока оценивается: P - 1,8 - 4,1 кбар, T - 677±36°C (Самсонов и др., 2001). Полученные P-T параметры не соответствуют условиям формирования нормальных гранулитов и указывают на низкотемпературные и высокотемпературные условия метаморфизма пород вокнаволоцкого комплекса. Возможно, такие метаморфические преобразования происходили под влиянием локального термального плюма (Самсонов и др., 2001).

Таблица 4.3. Химический состав пород Вокнаволоцкого гранулитового комплекса (Самсонов и др., 2001)

породы	Срх-амфиболиты		Эндербитоподобные гранитоиды		пегматиты	Орх-Срх амфиболиты	Bi-Amph гнейсы
	31-1/00	31-2/00	22-1/00	23/00			
nn	31-1/00	31-2/00	22-1/00	23/00	22-4/00	22-5/00	22-3/00
останови	4.4	4.4	4.3	4.3	4.4	4.3	4.3
SiO ₂	49.2	50.7	71.0	68.0	60.4	50.8	62.4
TiO ₂	0.99	1.00	0.31	0.60	0.60	0.70	0.92
Al ₂ O ₃	14.6	15.2	16.4	15.9	17.6	8.8	16.5
Fe ₂ O ₃	12.95	12.86	1.80	4.24	10.20	12.90	5.30
MnO	0.21	0.18	0.11	0.12	0.12	0.23	0.13
MgO	6.06	5.87	1.12	1.45	0.73	12.83	3.49
CaO	14.01	11.94	3.51	4.83	3.50	11.62	5.79
Na ₂ O	1.56	1.85	4.29	3.79	5.58	1.20	3.92
K ₂ O	0.17	0.20	1.33	0.86	1.10	0.76	1.33
P ₂ O ₅	0.22	0.18	0.13	0.14	0.09	0.13	0.26
nnn	0.58	0.7	0.34	0.31	0.3	1.28	0.62
Sc	53.78			10.52		28.23	
V	371.69			56.83		172.36	
Cr	331			40.44		1816	
Co	66.64			13.15		62.91	
Ni	187.48			38.09		499.07	
Cu	122.78			7.65		10.91	
Zn	112.37			74.04		194.15	
Rb	6.53			22.92		19.43	
Sr	147.84			445.91		158.24	
Y	30.82			14.04		44.07	
Zr	86.53			309.74		79.14	
Nb	3.73			5.93		11.71	
Cs	0.18			0.10		0.22	
Ba	39.08			628.92		164.22	
La	4.29			21.08		13.18	
Ce	11.55			41.77		28.81	
Pr	1.66			5.35		4.45	
Nd	8.24			19.71		19.14	
Sm	2.80			3.66		5.64	
Eu	0.85			1.16		1.41	
Gd	3.48			3.32		6.07	
Tb	0.60			0.45		0.99	
Dy	4.54			2.34		6.92	
Ho	1.02			0.45		1.47	
Er	2.69			1.02		3.82	
Tm	0.43			0.14		0.64	
Yb	2.80			0.89		4.18	
Lu	0.43			0.11		0.59	
Hf	2.25			6.65		2.46	
Ta	0.97			0.24		0.65	
Pb	1.44			4.83		2.41	
Th	0.48			0.44		0.60	
U	0.13			0.16		0.24	
(La/Yb) _N	1.03			16.02		2.13	
(La/Sm) _N	0.97			3.63		1.47	
(Gd/Yb) _N	1.00			3.02		1.17	
Eu/Eu*	0.83			1.02		0.74	

ОБЪЕКТЫ ОСМОТРА.

Остановка 4.1. (рис. 4.1). Обнажение в водоотводной канаве вокруг хвостохранилища Костомукшского ГОКа. ТТГ-гранитоиды восточного обрамления Костомукшской структуры. Они содержат многочисленные включения супракристалльных пород, сопоставимых по составу с породами контоксской и гимольской серий Костомукшского пояса. По составу гранитоиды варьируют от диоритов до гранодиоритов с преобладанием тоналитовых разностей (табл. 4.1, № 10/97, 54/01, 56/01, 58/01; рис. 4.2 а, Samsonov et al., 2005)

Остановка 4.2. (рис. 4.1). Дорожная выемка на трассе Вокнаволок – Костомукша, 20 км к югу от пос. Вокнаволок. Мелкие останцы двупироксеновых амфиболитов в эндрбитоподобных гранитоидах Вокнаволоцкого блока. По результатам U-Pb изотопного датирования цирконов из этих гранитоидов возраст гранулитов оценивается в 2745 ± 4 млн. лет (Бибикова и др., 2005). Особенности состава пород (табл. 4.3, № 22/1, 3, 4, 5 и № 23, рис. 4.4 а, б, Самсонов и др., 2001)

Остановка 4 (рис. 4. 1). Дорожная выемка на трассе Войницы – Вокнаволок, на северной окраине пос. Вокнаволок. Крупный останец пироксен-содержащих амфиболитов в Вокнаволоцком блоке, по геохимическим характеристикам аналогичный метабазальтам Костомукшской структуры. Особенности состава амфиболитов (см. табл. 4.3, № 31/1, 2; рис. 4.4а, Самсонов и др., 2001)

Остановка 4.4 (рис. 2.1). Дорожная выемка на трассе Калевала – Войницы, у моста через р. Войница. ТТГ-гранитоиды западной части Войницкого блока с адакитовыми геохимическими характеристиками Особенности состава (табл. 2.2, № 36/1, 2; рис. 4.3а)

Остановка 4.5 (рис. 4.1). Обнажение на трассе Калевала – Войницы. Дайки лампрофиров среди мигматизированных ТТГ-гранитоидов Войницкого домена. Возраст лампрофиров в пределах Войницкого домена оценивается в 2694 ± 10 млн. лет (Бибикова и др., 2005). Особенности состава (см. табл. 4.2, № 37/1, 2 и 39/4 для сравнения, Самсонов и др., 2001). Предполагается, что дайки находятся в зона тектонического контакта двух геохимических типов ТТГ-гранитоидов.

Остановка 4.6 (рис. 4.1). Обнажение в дорожной выемке на трассе Калевала – Войницы. ТТГ-гранитоиды восточной части Войницкого домена. Гранитоиды очень неоднородны по строению и содержат многочисленные включения мелкозернистых биотитовых плагиогнейсов и амфиболитов, которые, возможно, представляют ксенолиты вулканогенных пород. Особенности состава гранитоидов (см. табл. 4.2, № 38/1, 2, 3, 4; рис. 4.3б, Самсонов и др., 2001).

СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКИЙ САНУКИТОИДНЫЙ (ВЫСОКО-Mg СУБЩЕЛОЧНОЙ ГАББРО-ДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТОВЫЙ) МАССИВ ЦЕНТРАЛЬНО-КАРЕЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

Слабунов А.И.¹, Самсонов А.В.², Ларионова Ю.О.²

1 - ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск); 2 - ИГЕМ РАН (Москва)

Цель экскурсии - ознакомиться с крупнейшим санукитоидным массивом Карельского архейского кратона – Северо-Карельским.

В составе самого молодого - Центрально-Карельского террейна Карельского неоархейского кратона весьма широко развиты санукитоиды (Slabunov et al., 2006). В северной части террейна, в непосредственной близости от Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов Беломорской провинции, расположен (прил. 1) Северо-Карельский (Таваярвинский или Пяозерский) габбро-диорит-гранодиоритовый (санукитоидный) массив (Бибикова и др., 1997, Коншин, 1990; Ларионова и др., 2007) – крупнейший в регионе массив этого типа. Северо-Карельский массив (батолит) выходит на площади около 5 тыс. км² и в плане имеет форму разбитого на блоки эллипса. Его длинная ось, ориентированная субширотно, имеет размеры около 120 км и короткая – около 85 км (рис. 4.5).

Кроме того, к югу от главного поля его развития на протяжении примерно 40 км отмечены сходные по составу, но более разгнейсованные тела размером 4–20 км, а к северу аналогичные диориты наблюдаются в выступе фундамента среди палеопротерозойских образований Пана-Куоляярвинской структуры, а также в северном борту последней. Более древние породы по отношению к гранитоидам батолита сохранились в нем в виде ксенолитов. Эти амфиболиты, сланцы, метаультрабазиты сходны по составу с вулканидами зеленокаменных поясов (Слабунов, Степанов, 1993). Кроме того, в рассматриваемом батолите наблюдаются, на что обратил внимание А.А. Щипанский (Slabunov et al., 2008), уникальные для архея структуры: чрезвычайно схожие с минглинг-структурами фанерозойских орогенных систем. Эти структуры служат доказательством субсинхронности внедрения и механического смешения мантийных (базитовых) и коровых (монзонитовой и граномонзонитовой магмы). Важно отметить, что в двухмерных плоскостях обнажений минглинг-структуры выглядят как обилие пиллообразных базитовых ксенолитов в монцогранитоидах, тогда как в трехмерных экспозициях отчетливо обнаруживаются свидетельства дайкового внедрения как базитов, так и гранитоидов.

Батолит рассечен телами неорархейских плагиомикроклиновых гранитов. Такие же гранитоиды обрамляют батолит с юга, запада и востока. Северный его борт срезается протерозойской Пана-Куоляярвинской структурой. В настоящее время достоверных контактов батолита с вмещающими его породами не отмечено – он находится среди плагиомикроклиновых гранитов, которые его секут. Палеопротерозойские дайки нескольких (не менее 3) генераций секут массив (Степанов, 1994; Vuollo, Nuhma, 2005)

Северо-Карельский санукитоидный массив (батолит) образовался в неорархее. U-Pb возраст цирконов из этих пород равен $2724, 4 \pm 7,8$ млн. лет и фиксирует время магматической стадии формирования массива, а возраст сфена, равный 2700 млн. лет, – время позднемагматических процессов в нем (Бибикова и др., 1997). Данные Sm-Nd изотопных исследований (Бибикова и др., 1999; Ларионова и др., 2007) пород массива ($\epsilon_{Nd}(2,7) = +1,24 - +2,2$) указывают на отсутствие значительной коровой предыстории этих пород. Весьма приблизительный U-Pb возраст цирконов из плагиомикроклиновых гранитов, секущих диорит-гранодиоритовый батолит – 2702 ± 84 млн. лет (Буйко и др., 1995).

Главные типы пород, слагающие батолит – это кварцевые диориты, диориты, гранодиориты, а также в меньшей степени плагиограниты, сиениты и субщелочные габброиды (Бибикова и др., 1997; Ларионова и др., 2007; Степанов, 1994). Петрографические (Коншин, 1990, 1994; Степанов, 1994) и изотопно-геохимические (Бибикова и др., 1997; Ларионова и др. 2007) особенности пород комплекса подробно освещена в ряде работ.

Слабоизмененные разности имеют массивную текстуру, гипидиоморфнозернистую структуру, часто с крупными (до 2 см) идиоморфными зернами плагиоклаза. Обычны также blastoclastic структуры. В блоках-сателлитах к югу от главного тела батолита породы комплекса представлены гнейсами с лепидонематобластовой структурой.

Главными минеральными фазами пород являются: плагиоклаз, состав которого варьирует от 60% An до 5–10% An, присутствует кварц, в более кислых, чем диорит, разностях – калиевый полевой шпат (КПШ), из темноцветных минералов обычны: биотит, эпидот, реже встречаются гиперстен и диопсид, акцессории представлены апатитом, сфеном, цирконом, рудные – магнетитом и сульфидами (Коншин, 1994).

Породы батолита варьируют по составу от габброидов до лейкогранитов, хотя преобладают среди них кварцевые диориты и гранодиориты. На бинарных вариационных диаграммах отчетливо видно, что породы массива образуют непрерывный ряд составов от габбро до гранитов. Они по сравнению с породами ТТГ ассоциации являются более основными, содержат больше MgO, CaO, Ni, Cr, Sr. Для диоритоидов массива характерны: высокая магнезиальность, повышенные содержания Cr, Ni, Co, щелочей, Ba, Sr, LREE, P, пониженные содержания Ti, Nb (Бибикова и др., 1997; Ларионова и др. 2007). Для них характерны также сильно фракционированные спектры REE ($(La/Yb)_N = 18-44$).

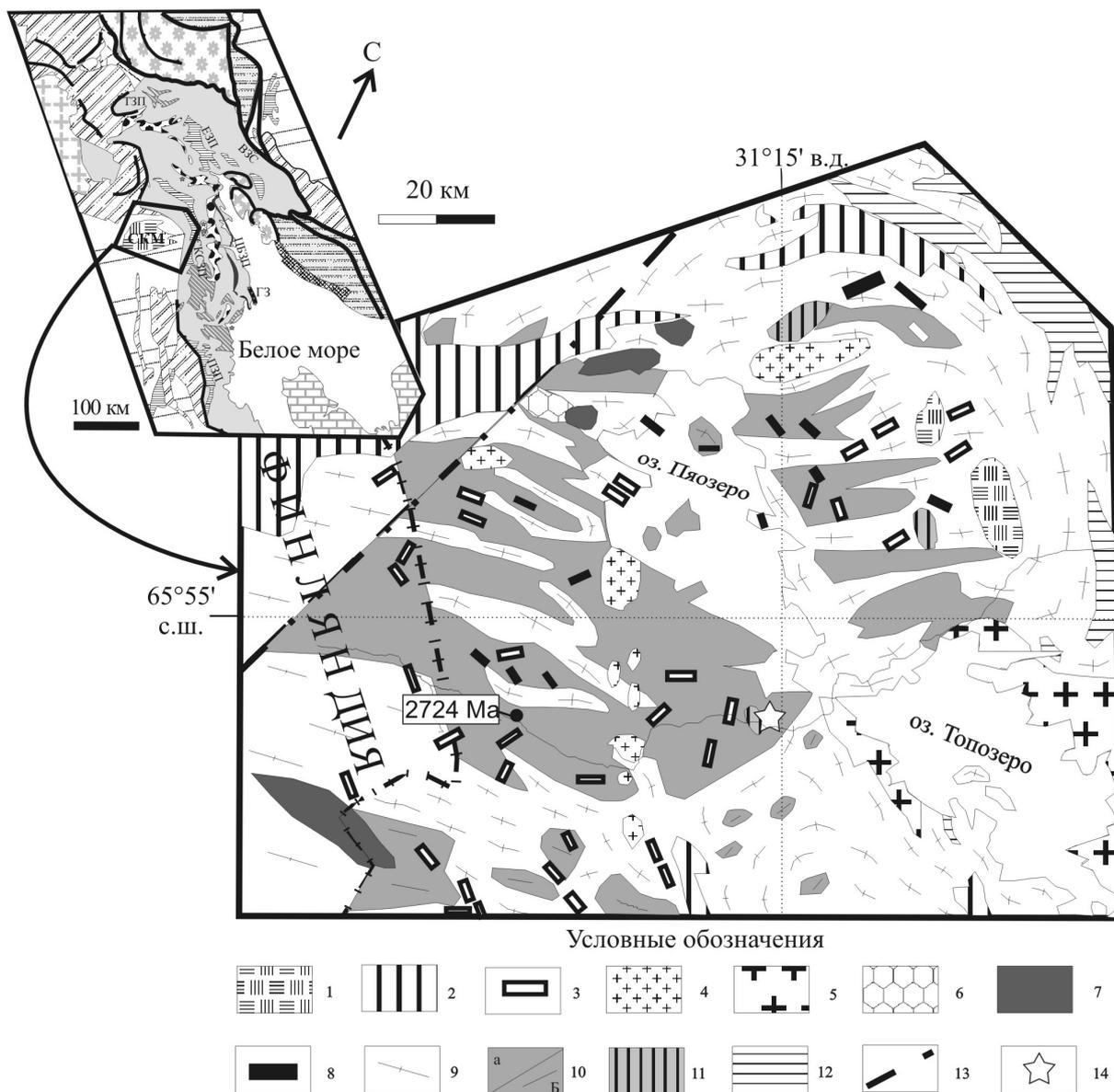


Рис. 4.5. Схема геологического строения Северо-Карельского (Пяозерского) габбро-диорит-гранодиоритового батолита в районе оз. Пяозеро, Северная Карелия (Бибикова и др., 1997 с дополнениями)

1 – Елетьозерский щелочной комплекс (1,7–1,8 млрд. лет); 2 – палеопротерозойские (2,5–1,92 млрд. лет) осадочные и вулканогенные образования; 3 – дайки габбро-диабазов (2,1–2 млрд. лет); 4 – микроклиновые граниты нуоруненского типа (2,45 млрд. лет); 5 – интрузивные чарнокиты и метачарнокиты топорского типа (~2,45 млрд. лет); 6 – гранофиры; 7 – расслоенные интрузии Олангской группы (2,44–2,36 млрд. лет); 8 – дайки габброноритов (2,446 млрд. лет); 9 – неоархейские плагиомикроклиновые гнейсограниты; 10 – неоархейские (2,72 млрд. лет) диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты массивные и умеренно разгнейсованные (а) и сильно разгнейсованные (б); 11 – субщелочных габброноритов Кундозерокого типа; 12 – мезо- и неоархейские зеленокаменные комплексы; 13 – зона Соколозерского разлома; 14 – остановка 4.7 экскурсии

На врезке: местоположение рис. 4.5 на схеме распространения архейских структурно-вещественных комплексов Беломорского подвижного пояса и сопряженных структур (Слабунов, 2008).

По своим петрогеохимическим характеристикам они сопоставимы с архейскими породами санукитоидной серии провинции Сьюпириор Канадского щита, кратона Пилбара Западно-Австралийского щита, а также другими районами Карельского кратона, где установлено две разновозрастные (с возрастом около 2,74 и около 2,71 млрд. лет, соответственно) группы этих образований (Бибикова и др., 2005; Самсонов и др., 2001; Bibikova et al., 2005; Halla, 2005; Käryaho et al., 2006; Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Samsonov et al., 2005 и ссылки там). Они так же, как и на других кратонах, образовались позднее наиболее распространенных пород ТТГ ассоциации. Северо-Карельский санукитоидный массив – это самый крупный интрузив этой серии на Карельском кратоне.

Остановка 4.7.

Представляет Ю-В часть Северо-Карельского (Пяозерского, Таваярвинского) батолита. В дорожной выемке на протяжении ~ 300 м вскрыты преобладающие по объему средне- и крупнозернистые гранодиориты с редкими крупными порфировыми выделениями калиевого полевого шпата, что является характерной особенностью гранитоидов санукитоидной серии. Эти гранодиориты прорваны жилами мелкозернистых гранодиорит-аплитов и содержат разнообразные по размерам (от первых см до нескольким метров) и по форме (жило- и линзо- и ксенолитообразные) включения мелко- и среднезернистых меланократовых пород диоритового состава. Все эти породы прорваны крупным телом габброидов, вероятно, палеопротерозойского возраста, краевая часть которого вскрыта в западной части выемки.

В обнажении фиксируется несколько крутопадающих северо-западного простирания зон интенсивного рассланцевания, которые накладываются и на гранитоиды, и на палеопротерозойские габброиды.

Петрогеохимические характеристики главных разновидностей пород, вскрытых в дорожной выемке суммированы в таблице 4.4. Крупнозернистые гранодиориты здесь являются полными аналогами гранитоидов из других частей Северо-Карельского (Пяозерского) батолита с присущими для гранитоидов санукитоидной серии петрогеохимическими особенностями. Жильные гранодиорит-аплиты по большинству характеристик близки к вмещающим гранодиоритам и, вероятно, являются их жильной фазой. Диоритовые включения в гранодиоритах, отобранные из крупных жило- и линзообразных тел в разных частях обнажения, по петрогеохимическим особенностям близки между собой и резко отличаются от мафических включений в гранитоидах из других частях батолита более высокими содержаниями TiO₂, более низкими концентрациями Sr и меньшей магнезиальностью (Mg# 38-42) при сохранении остальной геохимической специфики, присущей породам санукитоидной серии.

Вскрытое в выемке тело палеопротерозойских габброидов по химическому составу отвечает нормальному толеиту и может быть сопоставлено с толеитовыми дайками ятулийского (2,1 млрд. лет) возраста (Vuolla, Nuhma, 2005), которые широко представлены в других частях северной части кратона.

Таблица 4.4. Состав пород Северо-Карельского (Пяозерского) батолита районе остановки 4.7 (оригинальные материалы Самсонова А.В.)

Образец	К-44-3	К-44-5	К-44-6	РУ-705/2	К-44-4	К-44-2	РУ-705/1	РУ-705/3	К-44-1
Порода	Средне-и крупнозернистые гранодиориты				Жила гранодиорит-аплита	Диоритовые включения в гранодиоритах			Габбро, PR1
SiO ₂	66.74	66.11	66.13	68.82	66.06	55.79	53.54	53.77	51.00
TiO ₂	0.47	0.51	0.45	0.44	0.40	2.02	2.52	2.16	1.22
Al ₂ O ₃	15.25	15.39	15.42	14.69	17.46	16.06	15.61	15.81	14.47
Fe ₂ O ₃	4.20	4.86	4.36	4.65	3.11	9.93	11.35	11.44	13.86
MnO	0.14	0.14	0.14	0.15	0.13	0.15	0.16	0.16	0.18
MgO	2.05	2.40	1.97	2.23	1.10	3.09	4.21	3.91	6.39
CaO	3.59	3.96	3.63	2.36	3.92	6.18	6.49	6.43	10.22
Na ₂ O	3.74	3.97	3.64	4.55	4.84	3.21	2.06	2.30	1.83
K ₂ O	3.65	2.46	4.09	1.95	2.76	3.06	3.65	3.53	0.67
P ₂ O ₅	0.17	0.19	0.16	0.16	0.22	0.52	0.41	0.49	0.15
Ппп	0.72	1.07	0.99	0.81	0.94	1.53	1.39	1.30	0.77
Сумма	99.96	99.94	99.94	99.95	99.96	99.95	99.97	99.96	99.98
S (%)	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.07	0.01	0.01	0.03
Mg#	0.49	0.49	0.47	0.49	0.41	0.38	0.42	0.40	0.48
Cr	61	67	52	64	11	24	39	19	182
Sc	7	11	9	9	0	16	12	7	45
V	77	85	73	64	46	96	90	114	276
Co	14	17	12	15	10	23	34	25	41
Ni	29	28	25	30	13	35	57	45	100
Cu	11	9	11	92	21	68	49	17	134
Zn	66	73	48	59	48	106	114	123	107
Rb	94	97	90	58	74	109	120	108	22
Sr	658	709	642	529	823	900	800	826	198
Y	18	11	13	7	7	29	23	28	24
Zr	157	171	163	110	160	262	194	219	92
Nb	8	2	7	3	4	28	23	21	5
Ba	1405	1224	1612	581	835	816	732	928	207
Pb	10	13	6	12	11	10	11	9	9

Примечания. Оксиды и элементы определялись рентгено-флуоресцентным методом в ИГиГ СО РАН. Оксиды приведены в мас. % и пересчитаны на сухой остаток. Элементы приведены в мкг/г. Детали методик аналитических исследований даны в работе (Самсонов и др., 2004).

МЕЗОАРХЕЙСКИЙ КЕРЕТЬОЗЕРСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ КОМПЛЕКС В РАЙОНЕ оз. КЕРЕТЬ

Слабунов А.И.

ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск)

Цель экскурсии - ознакомление с мезоархейскими глубокометаморфизованными вулканогенными и осадочными образованиями Керетского зеленокаменного пояса.

Керетский зеленокаменный пояс (рис. 4.6) входит в состав Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов (СКСЗП) и сложен двумя разновозрастными зеленокаменными комплексами (Слабунов, 2001, 2008; Ранний..., 2005): керетьозерским (2,88–2,83 млрд. лет) и хизоваарским (2,8–2,78 млрд. лет), при этом первый резко преобладает.

Керетьозерский комплекс состоит из трех картируемых стратотектонических ассоциаций (СТА) или свит: верхнекумозерской, хаттомозерской, майозерской (Слабунов, 1990), представленных соответственно породными ассоциациями коматиит-толеитовой, дифференцированной андезибазальт- андезит-риолитовой и андезибазальт-базальтовой.

Коматиит-толеитовая ассоциация. Метабазальты резко преобладают в ее составе. Они относятся, главным образом, к толеитам натрового ряда. На бинарных диаграммах MgO – окислы фигуративные точки их составов образуют, тренд близкий к феннеровскому (Слабунов, 1993). Содержание в них PЗЭ (табл. 4.5) в 8–14 раз выше, чем в хондрите, график распределения PЗЭ имеет недифференцированный вид, с Eu минимумом.

Формирование пород толеитовой серии проходило преимущественно в малоглубинных камерах в ходе фракционной кристаллизации первичных выплавов, имевших состав, близкий к коматиитовым базальтам (Слабунов, 1993).

Породы коматиитовой серии в данной ассоциации по особенностям состава PЗЭ (уровень содержания в наиболее сохранившихся разностях тяжелых PЗЭ в 3 раза превышает хондритовый уровень, а легких – в 10, крайне слабо выражен Eu минимум) относятся к коматиитам типа III, группы I b (Вревский, 2000). Породы такого состава могли образоваться в мантийном плюме при плавлении недеплетированного безгранатового мантийного субстрата на глубине 75–120 км с последующим фракционированием, главным образом, оливина. Обогащенность коматиитов легкими PЗЭ, вероятно, связана с особенностями состава мантийного источника (Вревский, 2000).

Наиболее вероятно, что коматиит-толеитовая породная ассоциация зеленокаменного комплекса сформировалась в океанической обстановке под воздействием мантийного плюма.

Дифференцированная андезибазальт-андезит-риолитовая ассоциация наиболее широко распространена в пределах пояса. Она выделяется как хаттомозерская СТА. U-Pb возраст цирконов из метатуфов андезитового состава – 2877 ± 45 млн. лет, а метадацита неккевой фации – 2829 ± 30 (Бибикова и др., 1999), что и позволяет оценить время ее формирования – 2,88–2,83 млрд. лет.

В вулканитах часто сохраняются реликты агломератовой, полосчатой текстур, что позволяет надежно идентифицировать породы как туфы, кроме того, отмечаются лавовые и неккевые фации. На классификационных петрохимических диаграммах фигуративные точки составов находятся, главным образом, в поле известково-щелочных средне-кислых вулканитов калиево-натрового и натриевого рядов. Преобладают андезиты и дациты.

Спектр распределения PЗЭ в породах рассматриваемой ассоциации резко дифференцированный $(La/Yb)_N \approx 10-30$; содержания легких PЗЭ превышают хондритовый уровень в 50–100 раз, средних – в 12–30 раз, а тяжелых – в 6–8 раз для андезибазальтов и андезитов и около 4 – для дацитов. Eu минимум выражен слабо. Графики распределения нормированных содержаний редких элементов в породах рассматриваемой ассоциации и типичных современных островодужных вулканитов весьма сходны, включая наличие Nb минимума.

Изотопный состав Nd в метаандезите рассматриваемой ассоциации ($\epsilon_{Nd}(2,85 \text{ млрд. лет}) = +2,8$; $t_{DM} = 2800$ млн. лет) свидетельствует о ювенильной природе вулканитов и отсутствии контаминации более древним коровым веществом.

Сопоставление состава хаттомозерских вулканитов со средне-кислыми вулканитами современных субдукционных систем показывает, что наибольшее сходство они обнаруживают с известково-щелочными породами развитых островных дуг (Фролова, Бурикова, 1997 и др.).

Андезибазальт-базальтовая ассоциация и прослои метаграувак (редко – метаморфизованных Fe кварцитов) среди них образуют майозерскую СТА. Метавулканиты толщи по петрохимическим характеристикам относятся, главным образом, к толеитам натриевого и калий-натриевого ряда (талб. 4.7), вместе с тем в этой ассоциации значима роль андезибазальтов известково-щелочной серии. В составе СТА выделяются тела ультрабазитов (метакоматиитов).

Формирование базальтоидов такого состава могло происходить путем кристаллизационной дифференциации умеренно-магнезиальных базальтовых расплавов в разноглубинных магматических камерах, одна из которых была относительно малоглубинной, а вторая располагалась на глубинах не менее 22 км (Слабунов, 1990).

Содержание РЗЭ в метабазальтах в 8–20 раз превышает хондритовый уровень, график распределения РЗЭ имеет недифференцированный вид, но с резко выраженным Eu минимумом и относительно высоким содержанием Sm, Eu и Tb.

Для решения вопроса о геодинамической обстановке формирования вулканитов важное значение имеет состав метаосадков, с которыми они ассоциируют (Кожевников, 2000 и др.). Среди базальтоидов майозерской ассоциации картируются горизонты парагнейсов (Слабунов, 1993). Они не сохранили реликты первичноосадочных структур, в них плохо выражены осадочные текстуры, поэтому типовая генетическая классификация осадочных пород к ним не применима, но может быть использована петрохимическая (Неелов, 1980; Pettijohn et al., 1973 и др.).

Таблица 4.5. Химический состав мезоархейских амфиболитов (метабазальтов) – 1-7 и метакоматиитов (составы пересчитаны на сухую навеску) – 8-11 коматиит-толеитовой ассоциации (верхнекумозерская СТА) керетьозерского зеленокаменного комплекса (окислы в мас.%, элементы в г/т)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Обр.</i>	450-2	450-10	214-3	215-3	230-7	231-1	233-1	416-5	469-2	210-1	306-1
SiO ₂	48.80	48.80	48.24	51.02	48.04	49.23	50.23	47.96	46.03	47.46	46.96
TiO ₂	0.98	1.04	0.79	0.79	0.85	0.88	0.73	0.30	0.28	0.45	0.55
Al ₂ O ₃	15.14	15.77	16.54	14.67	15.17	15.15	14.75	6.32	5.06	10.27	4.29
Fe ₂ O ₃	2.93	2.16	2.80	2.18	1.71	2.21	1.49	4.66	2.48	2.09	9.55
FeO	11.38	11.15	8.73	10.28	10.70	9.53	9.82	7.22	9.51	8.82	8.08
MnO	0.14	0.19	0.18	0.24	0.18	0.23	0.20	0.26	0.15	0.24	0.28
MgO	7.05	6.96	8.35	7.49	8.97	8.64	7.35	29.03	31.90	22.66	22.07
CaO	8.54	9.45	10.25	9.36	9.53	10.76	10.95	4.07	3.98	7.19	7.63
Na ₂ O	2.81	2.25	2.11	1.50	2.02	1.36	1.80	0.11	0.05	0.73	0.42
K ₂ O	0.28	0.23	0.31	0.22	0.25	0.09	0.27	0.02	-	0.09	0.07
P ₂ O ₅	0.10	0.17	-	-	-	-	-	0.06	-	-	0.10
H ₂ O	-	0.01	0.11	0.11	0.13	0.11	0.08	-	-	-	-
CO ₂	0.07	0.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ППП	1.58	1.68	1.31	2.28	2.03	1.59	2.23	-	-	-	-
Cr	286	293	538	374	472	431	444	1800	3100	2310	1393
Ni	68	89	169	107	94	99	118	850	1900	764	1194
Co	57	54	49	55	54	47	53	130	140	102	105
V	416	309	302	360	341	320	306	82	88	225	144
Cu	-	-	-	17	24	12	19	83	45	96	-
Rb	5	3	32	3	8	4	6	1	3	3	2
Ba	30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	53	72	118	67	131	109	87	134	124	25	130
Zr	43	47	50	52	48	48	43	38	31	31	49
Nb	-	-	-	-	-	-	-	5.0	3.0	3.0	-
Y	20	20	22	27	22	22	19	12	10	14	14
La	1.80	4.60	-	-	-	-	-	3.90	-	-	-
Ce	5.40	8.80	-	-	-	-	-	8.60	-	-	-
Nd	5.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	1.80	2.40	-	-	-	-	-	1.50	-	-	-
Eu	0.51	0.61	-	-	-	-	-	0.41	-	-	-
Tb	0.55	0.51	-	-	-	-	-	0.27	-	-	-
Yb	2.20	2.10	-	-	-	-	-	0.80	-	-	-
Lu	0.35	0.34	-	-	-	-	-	0.11	-	-	-

На классификационной диаграмме $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Pettijohn et al., 1973) фигуративные точки составов парагнейсов (табл. 4.7) находятся в поле граувакк. Проведенные расчеты показывают, что они могли образоваться за счет смешения поступающего из области сноса материала, в составе которого присутствуют обломки, отвечающие по составу базальтам (около 50% в составе смеси), кислым вулканитам (45%) и комагнитам (до 5%).

Положение фигуративных точек составов майозерских метаосадков (граувакк) на дискриминационных диаграммах Th–Co–Zr, La–Th–Sc, Th–Sc–Zr и Th–La (Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986) соответствует, главным образом, полям осадков, формирующихся в обстановках океанических островных дуг, реже континентальных островных дуг.

Таким образом, совокупность данных о составе пород майозерской СТА, включающей вулканиты андезибазальт-базальтовой ассоциации и граувакки, свидетельствует о формировании ее во фронтальной части вулканической островной дуги, возможно, субсинхронно с дифференцированной андезибазальт-андезит-риолитовой ассоциацией.

Таблица 4.6. Химический состав средне-кислых метавулканитов хаттомозерской СТА мезоархейского керетьозерского зеленокаменного комплекса (окислы в мас. %, элементы в г/т)

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Обр.	455-1	329-6	329-7	329-15	1А-1	224	314	314-10	314-11	777-	796-1
SiO ₂	64.20	56.40	53.10	63.40	70.00	60.04	71.58	56.82	53.36	52.90	59.20
TiO ₂	0.41	0.74	1.11	0.44	0.32	0.61	0.19	0.71	0.83	0.86	0.43
Al ₂ O ₃	16.27	16.07	16.70	15.90	15.00	17.65	14.79	16.50	16.22	14.67	14.94
Fe ₂ O ₃	1.90	3.71	9.45*	4.88*	0.58	1.31	0.53	2.51	2.67	4.23	1.99
FeO	2.87	4.49			2.40	4.13	1.72	5.24	6.10	6.60	2.87
MnO	0.08	0.16	0.23	0.10	0.02	0.07	0.04	0.15	0.19	0.18	0.11
MgO	2.77	4.14	4.32	2.38	0.96	3.25	1.23	3.94	4.82	5.22	5.72
CaO	4.35	8.14	9.88	6.75	2.14	5.49	3.57	7.72	9.16	10.64	10.08
Na ₂ O	4.67	3.76	3.67	3.39	3.66	4.80	4.50	3.33	3.23	2.60	3.17
K ₂ O	1.50	0.98	0.76	1.37	4.18	1.73	0.84	1.24	1.30	0.58	0.57
P ₂ O ₅	-	-	0.34	0.18	-	-	-	-	0.25	0.16	0.11
H ₂ O	0.11	0.03	-	-	0.08	0.04	0.06	0.13	0.04	0.97	0.60
ппп	0.87	1.01	0.50	1.40	0.33	0.73	0.71	1.37	1.41	-	-
сумма	100	99.63	100.06	100.19	-	-	-	-	-	-	-
Cr	170	143	112	201	70	70	45	70	100	-	-
Ni	46	30	28	42	8	27	20	50	50	-	-
Co	22	37	22	9	8	96	7	30	35	-	-
V	60	206	225	166	15	38	28	180	200	-	-
Cu	-	-	33	7	12	10	32	35	50	-	-
Zn	-	-	104	57	56	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	1.08	0.45							
Mo	-	-	3.28	44.80							
Rb	45	15	6	35	165	-	45	-	-	108	11
Cs	2.8	2.8	-	-	5	-	-	-	-	14	13
Ba	450	366	159	523	1600	900	670	570	1300	-	-
Sr	800	630	579	348	410	740	378	600	600	-	-
Ga	-	-	22	20							
Li	16	7	-	-	19	-	-	-	-	23	21
Ta	-	-	0.43	0.42							
Nb	-	4.0	4.5	3.1	-	-	4.0	-	-	-	-
Hf	-	-	2.94	2.83							
Zr	104	101	120	115			125	-	-		
Y	24	18	21	13			20	-	-		
Th	-	3.00	2.88	2.22			6				
U	-	-	0.72	1.06	-	-	-	-	-	-	-
La	26.00	25.00	34.60	23.10	-	-	-	-	-	-	-
Ce	52.00	54.00	73.10	43.90	-	-	-	-	-	-	-
Pr	-	-	10.60	5.87	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	43.80	21.60	-	-	-	-	-	-	-
Sm	4.10	6.00	8.47	5.12	-	-	-	-	-	-	-
Eu	0.90	1.30	2.44	1.65	-	-	-	-	-	-	-
Gd	-	-	6.43	4.61	-	-	-	-	-	-	-
Tb	0.41	1.00	0.87	0.45	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	3.80	2.21	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	0.73	0.56	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	2.26	1.35	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	0.29	0.27	-	-	-	-	-	-	-
Yb	0.90	1.40	2.08	1.21	-	-	-	-	-	-	-
Lu	0.13	0.26	0.28	0.21	-	-	-	-	-	-	-

Остановка 1 (рис. 4.7). Выходы амфиболитов верхнекумозерской СТА. В нижней части разреза СТА преобладают эпидотовые и диопсидовые амфиболиты, в верхней - гранатовые с биотитом и реже хлоритом, карбонатом. Отмечаются разности с порфиробластами роговой обманки. В табл. 4.5 (анализы № 1-7) приводится химический состав типичных амфиболитов этой толщи.

Остановка 2 (рис. 4.7). Эпидот-амфибол-биотитовые сланцы (метадациты) хаттомозерской СТА. Метадациты (хим. анализ в табл. 4.6, № 1) представлены серыми однородными среднезернистыми, с редкими небольшими ксенолитами амфиболитов и сланцев. В сланцах хорошо выражена линейность по амфиболу. Цирконы из этой породы использован для U-Pb датирования вулканизма. Возраст цирконов 2829 ± 30 млн. лет (Бибикова и др., 1999б).

Остановка 3 (рис. 4.7). Группа обнажений, сложенных полосчатыми (эпидот-биотит)-амфиболовыми сланцами, в которых отмечаются реликты агломератовой текстуры, обычны разности с реликтами полосчатой текстуры. Структурно выше залегают амфиболиты майозерской СТА. Контакт между СТА тектонический.

Остановка 4 (рис. 4.7). Выходы парагнейсов майозерской СТА, горизонт которых прослеживается в среди амфиболитов пределах всей Майозерской структуры (рис. 4.7). Они представлены (кианит-мусковит)-гранатовыми гнейсами с реликтами первичноосадочной текстуры. В табл. 4.7 (анализы № 4) приводится химический состав этих метаосадков. Среди них залегают силлоподобное тело амфиболитов с крупными порфиробластами граната. Амфиболиты отвечают по составу железистому базиту (табл. 4.7, анализы № 9).

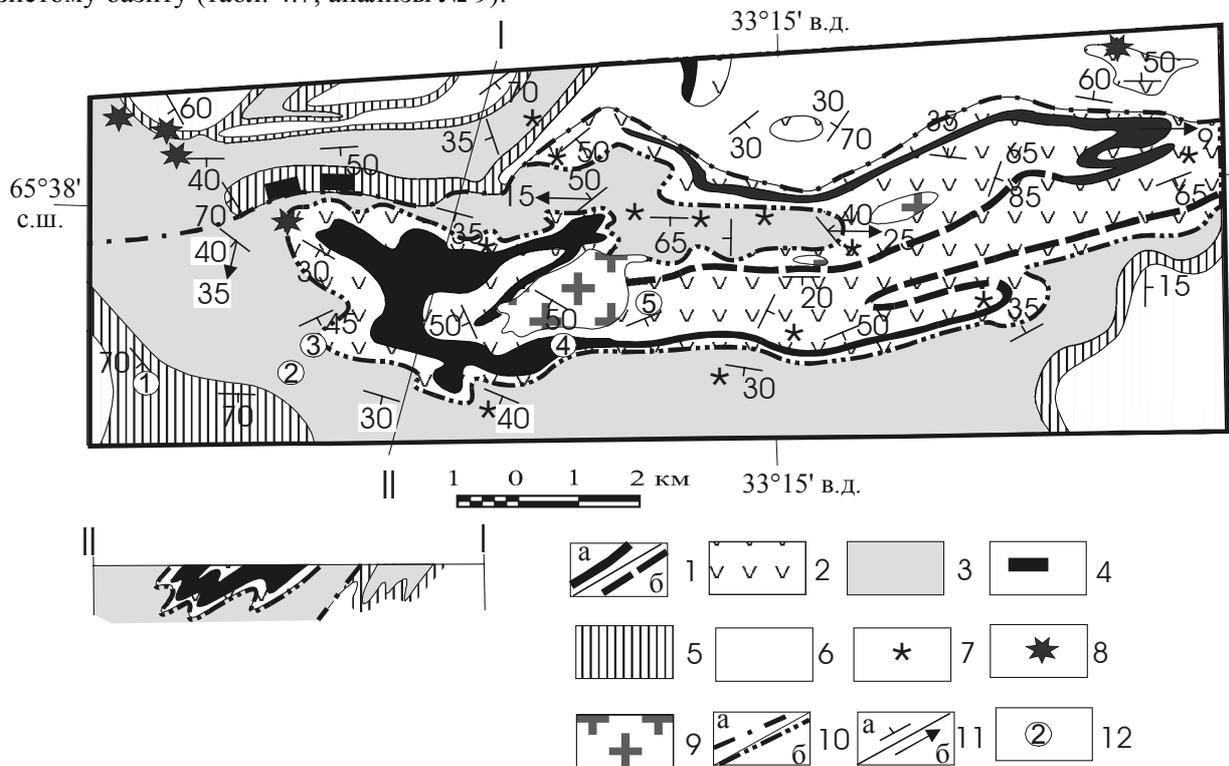


Рис. 4.7. Схема геологического строения Керетского зеленокаменного пояса в районе оз. Майозеро и разрез по профилю I-II (Слабунов, 1986, с дополнениями):

1–2 – породы майозерской стратотектонической ассоциации (СТА): 1 – парагнейсы (а – горизонты с прослеженными при картировании границами, б – с дешифрованными границами); 2 – метабазальты, метаандезитобазальты; 3 – средне-кислые метавулканиты хаттомозерской СТА; 4–5 – породы верхнекумозерской СТА: 4 – метакоматиты, 5 – амфиболиты (метабазальты); 6 – гнейсограниты комплекса ТТГ; 7 – друзиты (нерасчлененные); 8 – габбронориты комплекса лерцоли-тов-габброноритов; 9 – лейкограниты; 10 – предполагаемые тектонические границы (а – разломы, б – надвиги); 11 – элементы залегания: а – плоскостные, б – линейные; 12 – остановка во время экскурсии.

Остановка 5 (рис. 4.7). Амфиболиты майозерской СТА представлены здесь (эпидот-диопсид)-гранатовыми разностями. Для них характерны среднезернистая, часто порфиробластическая структура, полосчатая текстура. Последняя сформировалась за счет метаморфических преобразований и деформации шаровых базальтов.

Остановка 6 (рис. 4.8). Находится в замковой части Ногтевоозерской структуры (рис. 4.5). Здесь полосчатые средне-зернистые амфиболиты верхнекумоерской СТА контактируют с гнейсогранитами ТТГ комплекса.

Гранитогнейсы ТТГ комплекса варьируют по составу от кварцевых диоритов до тондьемитов. Возраст цирконов из крацевых диоритов – 2803 ± 13 млн. лет, а модельный Sm-Nd возраст – 2,9 млрд. лет (Бибикина и др., 1999б). Это наиболее древний компонент данного комплекса.

Таблица 4.7. Химический состав амфиболитов (метабазатов) – 1-4 и метаосадков – 5-8 майозерской СТА мезоархейского керетьозерского зеленокаменного комплекса и тел метаультрабазитов – 9, амфиболитов – 10 среди них (окислы в мас. %, элементы в г/т)

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9*	10
Обр.	311-9	385-10	883-9	883-4	8А-1	315-16К	910-11	884-1	871-2	311-1с**
SiO ₂	46.60	48.75	50.16	53.56	70.13	68.19	65.16	49.02	42.75	51.94
TiO ₂	1.03	1.05	1.29	0.70	0.48	0.56	0.65	0.19	0.23	1.81
Al ₂ O ₃	14.51	14.30	14.11	14.23	15.96	13.30	17.36	3.56	3.96	13.50
Fe ₂ O ₃	3.49	2.84	3.84	1.80	0.77	0.79	2.60	20.50	7.34	2.96
FeO	12.33	9.77	8.33	7.11	1.88	5.94	3.81	19.38	7.85	11.20
MnO	0.52	0.19	0.20	0.12	0.02	0.08	0.05	0.052	0.22	0.062
MgO	7.06	6.00	5.65	8.06	1.12	4.03	2.77	3.07	34.84	5.35
CaO	11.43	11.23	11.50	9.81	3.41	2.59	2.21	1.54	2.19	7.71
Na ₂ O	1.04	1.69	2.82	2.25	4.88	2.72	2.82	0.03	0.19	1.69
K ₂ O	0.23	0.71	0.36	0.61	0.98	1.56	2.30	0.02	0.43	0.89
P ₂ O ₅	-	0.12	-	-	0.36	0.23	0.24	-	-	0.24
H ₂ O	0.04	0.09	0.09	0.10	0.18	0.05	0.32	0.24		0.32
ппп	1.95	3.08	1.40	1.21	0.42	0.92	1.43	1.40		2.10
Cr	230	200	300	400	73	373	307	87	2054	66
Ni	100	110	120	80	11	130	63	<10	874	32
Co	32	62	58	42	6	27	16	39	125	32
Sc					7	17	16			-
V	340	350	360	230	69	127	154	26	66	369
Cu	100	-	47	76	30	69	69	-	42	72
Pb	-	-	-	-	-	-	23	16		7
Zn	-	-	-		45	105	108		-	112
Sn	-	-	-		0.49	0.48	1.93	-	-	-
W		-			3.03	2.11	0.64	-	-	-
Mo	-	-	-		1.01	2.25	3.16	-	-	-
Rb	6	-	18	2	35	48	79	7	20	17
Ba	60	-	-	90	343	383	529	111	28	137
Sr	50		-	270	533	161	204	18	34	129
Ga	-	-	-		12	12	25	-	-	
Ta	-	-	-		0.27	0.23	0.56	-	-	
Nb	-	-	-		4.0	3.6	5.3	4	-	11
Hf	-	-	-		3.58	4.20	4.75	-	-	-
Zr	49		59	65	104	110	130	33	24	131
Y	21		23	18	5	15	12	10	4	23
Th	-		-	-	3.26	2.78	6.30		-	-
U	-		-	-	0.55	0.75	1.36	-	-	-
La	3.50		4.50	-	14.96	17.54	17.44		4.7	-
Ce	6.30		6.70	-	25.20	35.58	33.04		5.8	-
Pr	-		-	-	2.99	4.05	3.59		-	-
Nd	-		-	-	10.01	15.72	14.48		3.9	-
Sm	2.30		3.30	-	1.36	2.45	2.62		0.97	-
Eu	0.44		0.89	-	0.98	0.41	0.77		0.26	-
Gd	-		-	-	0.69	1.56	2.24		-	-
Tb	0.54		1.00		0.18	0.35	0.42		0.3	-
Dy	-		-		0.69	2.15	2.42		-	-
Ho	-		-		0.07	0.35	0.37		-	-
Er	-		-		0.69	1.44	1.50		-	-
Tm	-		-		0.12	0.18	0.28		-	-
Yb	2.00		2.20		0.26	0.75	1.10		0.4	-
Lu	0.29		0.40		0.05	0.12	0.20		0.073	-
Be					6.09	1.21	-		-	-

** состав пересчитан на сухую навеску,

* анализ образца из коллекции В.С. Степанова.

Амфиболиты часто имеют сетчатую текстуру, образовавшуюся при их мигматизации. Отмечаются мелкие изоклинные складки, ОП которых лежат в плоскости полосчатости, а шарниры погружаются на ЮВ $125 \angle 40$; более обычны мелкие складки с субширотной (F^2) и юго-западной (F^3) ориентировкой.

Остановка 7 (рис. 4.8). Серия выходов серых полосчатых (гранат-эпидот)-биотит-амфиболовых сланцев (метатуфов), состав которых варьирует от андезитобазальтового до андезитового (табл. 4.6, анализы № 2-4) состава, а также дацитового. Отмечаются горизонты с реликтами агломератовой текстуры. Возраст цирконов из аглометатовых метатуфов андезитового состава – 2877 ± 45 млн. лет (Бибикина и др., 1999б). Обычны линзовидные обособления, обогащенные эпидотом. Встречаются секущие полосчатость зоны амфиболитизации.

Остановка 8 (рис. 4.8). Горизонт парагнейсов майзерской СТА в Ногтевоозерской структуре. Парагнейсы представлены мигматизированными, серыми на свежем сколе, кианит-гранат-мусковин-биотитовые гнейсы с сульфидами, средне- крупнозернистые. Химический состав этих пород приводится в табл. 4.7, № 6. В породах развиты многочисленные мелкие изоклинные складки, шарниры которых полого погружаются на СЗ 65° .

Остановка 9 (рис. 4.8). В дорожной выемке выходят гранитовые амфиболиты однородные к востоку встречаются также полосчатые и линзовидно-полосчатые, часто порфиробластические (эпидот-диопсид)-гранитовые амфиболиты. Химический состав пород приводится в табл. 4.7, № 2. Они относятся к амфиболитам майзерской СТА. Породы прослеживаются по простиранию далеко на восток (рис.4.5).

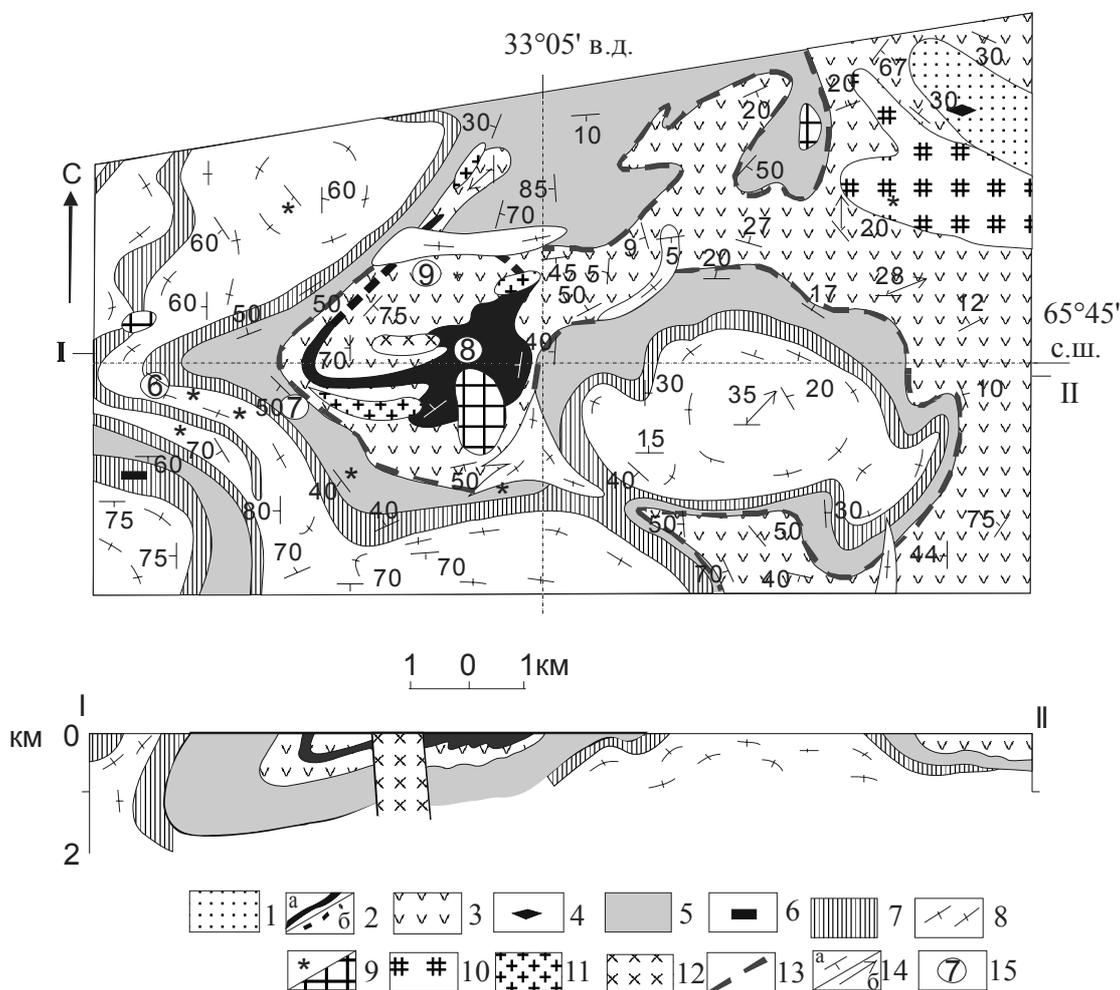


Рис. 4.8. Схема геологического строения Керетского зеленокаменного пояса в районе оз. Первое Ногтево и разрезы по профилям I-II (Слабунов, 1993, с дополнениями):

1-4 – породы майзерской стратотектонической ассоциации (СТА): 1 – парагнейсы с прослоями метаморфизованных Fe-кварцитов; 2 – парагнейсы (прослои с а- прослеженными, б – предполагаемыми границами); 3 – метабазальты (амфиболиты); 4 – метаяльтрабазиты; 5 – средне-кислые метавулканиты хаттомозерской СТА; 6-7 – породы верхнекумозерской СТА: 6 – метакоматиты, 7 – амфиболиты (метабазальты); 9 – гнейсограниты комплекса ТТГ; 9 – габброиды комплекса лерцолитов-габброноритов; 10 – плагиомикроклиновые граниты; 11 – лейкограниты; 12 – субщелочные граниты; 13 – предполагаемый надвиг; 14 – элементы залегания: а – плоскостные, б – линейные; 15 – пункты осмотра во время экскурсии.

ЭККУРСИЯ 5

МЕЗО-НЕОАРХЕЙСКИЙ ХИЗОВААРСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ КОМПЛЕКС В РАЙОНЕ оз. ВЕРХНЕЕ

Кожевников В.Н.

ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск)

Цель экскурсии - ознакомление с стратотектоническими ассоциациями 3, 4 в разрезе неоархейского зеленокаменного комплекса Хизоваарской структуры, представленными фрагментами островодужных вулканогенных, осадочных и осадочно-вулканогенных отложений задугового бассейна.

Геологический очерк. Хизоваарская структура является частью Северо-Карельского зеленокаменного пояса, расположенного в зоне влияния неоархейских и палеопротерозойских коллизионных процессов, проявленных в Беломорском мобильном поясе.

Хизоваарская структура представляет асимметричную сложнопостроенную синформу, с осевой поверхностью, погружающейся на юг, выполненную вулканитами и осадками и обрамленную гранитоидами (Кожевников, 1992, 2000). Результаты комплексного изучения показали, что она представляет тектонический коллаж нескольких стратотектонических ассоциаций (СТА) вулканогенной, осадочно-вулканогенной и осадочной природы (рис. 5.1), сформированных в разных палеогеографических и палеогеодинамических обстановках конвергентной границы «океан-континент». (Кожевников, 1992, 2000, Кожевников и др., 2006).

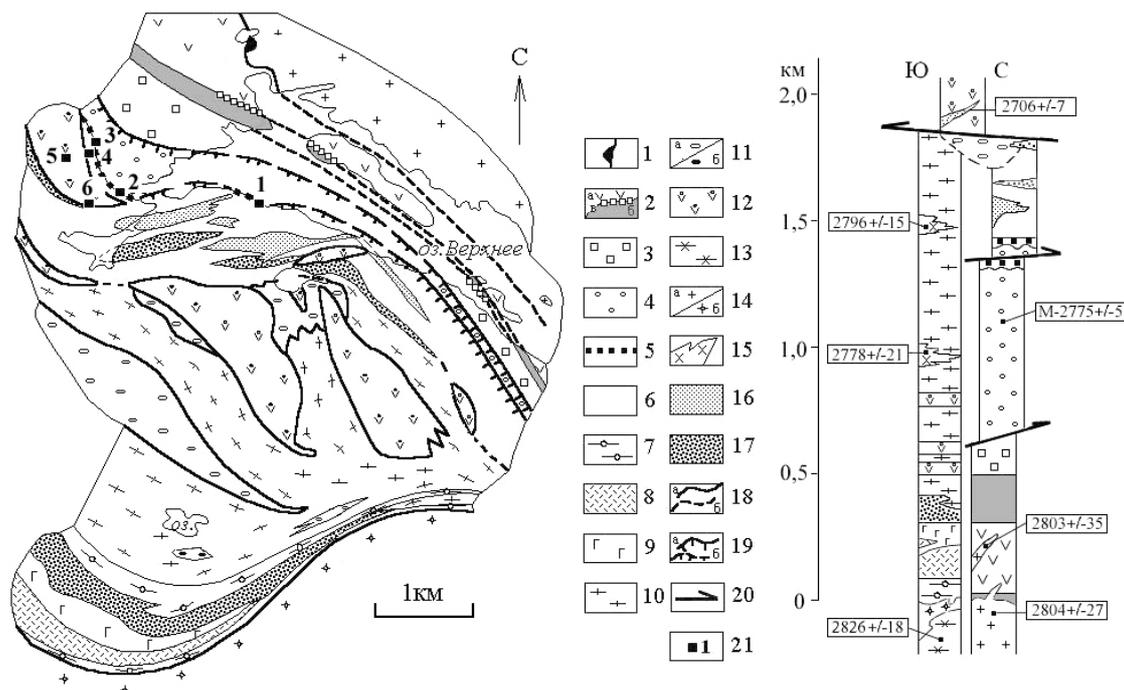


Рис. 5.1. Геологическая карта Хизоваарской структуры (с изменением и упрощением по: Кожевников, 2000) и колонка СТА (с дополнением по: Бибикова и др., 2003, реперные возрасты по циркону приведены в млн.лет, М-возраст метаморфизма).

Условные обозначения: СТА 1: 1 - перidotитовые кумуляты, 2 - толеитовые базальты (а), коматиты (б), бониниты (в), 3 - ферробазальты; СТА 2: 4 - толеитовые и известково-щелочные андезиты; СТА 3: 5 - кварцевые арениды, 6 - кислая вулканогенно-терригенная толща турбидитовых осадков с горизонтами углеродистых пород; СТА 4: 7 - рассланцованные толеитовые базальты, 8 - известково-щелочные андезиты, 9 - силлы габбро, 10 - терригенно-осадочная толща с маломощными горизонтами кислых туфов и железисто-кремнистых (VIF) пород окисной, частью силикатной фации; СТА 5: 11 - олигомиктовые конгломераты с обломками кислых пород, частью туфобрекчии (а), полимиктовые конгломераты (б); СТА 6: 12 - подушечные толеитовые базальты; 13 - южный комплекс гранодиоритов; 14 - северные адакитовые тоналиты (а), мусковит-микрелиновые граниты в южном борту структуры (б); гипабиссальные тела дацитов и риодацитов, прорывающие 15 (СТА 6) и 16 (СТА 3); 17 - тела метасоматитов; 18 - границы СТА документированные (а) и предполагаемые (б); 19 - следы надвигов документированные (а) и предполагаемые (б); 20 - направление движения аллохтонов и смещения по границам и внутри СТА; 21 - объекты экскурсионного осмотра

Нижняя вулканогенная СТА 1 представляет толщу, в низах которой сохранились фрагменты перидотитовыми кумулятов (серпентин + антофиллит ± хлорит + рудный), выше которых залегают три петрогенетические группы ортоамфиболитов (снизу вверх): умереннотитанистые ($TiO_2 = 0,8-1,3\%$), по геохимии (табл. 5.1) отвечающие островодужным метабазальтам (роговая обманка + плагиоклаз ± эпидот ± куммингтонит ± гранат), базальтовые до перидотитовых коматииты (антофиллит + тремолит + тальк + карбонат ± хлорит), в разрезе которых выделен горизонт низкотитанистых ($TiO_2 = 0,3-0,45\%$) кварцсодержащих амфиболитов, имеющих геохимические характеристики бонинитов (Щипанский и др., 1999), и группа высокотитанистых ($TiO_2 = 1,2-2,5\%$) амфиболитов – метаморфизованных ферробазальтов (роговая обманка + плагиоклаз ± рудный). Подобная схема чередования различных по содержанию TiO_2 базальтовых серий является характерной чертой многих супрасубдукционных офиолитовых комплексов, включая такие, как массив Троодос на Кипре и офиолиты Кох в Новой Каледонии (Щипанский и др., 1999).

Метабониниты залегают в виде сильнодеформированных маломощных (0,5 – 1 м) пластообразных тел кварцевых амфиболитов среди менее кремнистых разностей ортоамфиболитов. Визуально метабоиниты трудно отличимы от ассоциирующих с ними высокомагнезиальных метатолеитов. Единственным признаком отличия в обнажениях служит их бóльшая массивность по сравнению с менее кремнистыми породами, которые известны в литературе как высокомагнезиальные примитивные лавы, низко-Ti офиолитовые базальты или островодужные пикриты (Щипанский и др., 1999, Кожевников и др., 2005; Kozhevnikov, Shchipansky, 2008, ссылки там).

Мощность этой толщи от 100 до 650 м. Для нее характерны массивные редко подушечные текстуры, маломощные прослойки гиалокластитов и слоистых туфов и отсутствие межпотоковых терригенных кислых осадков, свидетельствующие о не внутриконтинентальной обстановке формирования мафической ассоциации. На севере низы толщи прорваны трондьемитами с возрастом 2804 ± 27 млн. лет (Бибикина и др., 2003), обладающими геохимическими характеристиками адакитов. Возраст прорывающих эту ассоциацию фельзических даек составляет 2803 ± 35 млн. лет (Кожевников, 1992), что определяет мезоархейский возраст данной СТА. В верхней приконтактной части наблюдаются интенсивная карбонатизация, рассланцевание и карандашные структуры, свидетельствующие о тектонической природе верхнего контакта этой толщи. СТА 1 рассматривается как комплекс супрасубдукционных офиолитоидов, сформированный в интраокеанической обстановке (Щипанский и др., 1999) или в обстановке задугового бассейна при окраинно-континентальном спрединге (Кожевников, 2000), при взаимодействии плюма с зоной пологой субдукции (Kozhevnikov, Shchipansky, 2008).

Следующая вулканогенная СТА 2 варьирующей (100-700 м) мощности сложена андезитами. В наиболее мощном разрезе снизу вверх представлены миндалекаменные, однородные темно-серые (плагиоклаз + роговая обманка + кварц ± биотит ± эпидот), миндалекаменные с признаками примитивных подушечных текстур, гломеропорфиновые и грубопирокластические их разности. Вблизи нижнего контакта в миндалекаменных лавах кварцевые, кварц-плагиоклазовые и хлорит-карбонат-кварцевые миндалины вытянуты вдоль А-линейности с соотношением трех осей 20:3:1. Тонкий горизонт гломеропорфировых андезитов, прослеженный на несколько километров, через кору выветривания перекрывается горизонтом терригенных кварцитов - кварцевых аренитов. Возраст цирконов из толщи андезитов, определенный как 2775 ± 5 млн. лет, интерпретируется как возраст раннего метаморфизма (Бибикина и др., 2003).

Третья осадочная ассоциация – СТА 3, представлена толщей осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Ее разрез начинается с горизонта терригенных кварцитов и кварцевых гравелитов с кварцевыми конгломератами в основании, залегающих на гломеропорфировых андезитах с или без коры выветривания на них. Изучение детритовых цирконов из этих пород показало, что существовало несколько их источников, возрасты которых составляют $3152 \pm 4,6$, $2832 \pm 6 - 2811 \pm 7$, $2747 \pm 5 - 2705 \pm 10$ млн. лет. Возраст $2687 \pm 11 - 2651 \pm 3,5$ млн. лет оценивается как время постседиментационного метаморфизма (Кожевников и др., 2006).

На кварцевых аренитах залегают толща ритмичных турбидитов с признаками элементов цикла Боума, с линзами и горизонтами кислых лав и пепловых потоков, находящихся в сложных латеральных соотношениях, и хемогенных пород (Thurston, Kozhevnikov, 2000). Последние представлены кремнистыми, алюмо-кремнистыми, алюмо-железо-кремнистыми, железо-кремнистыми породами. В разрезе присутствуют углеродистые и фукситовые сланцы. Все эти бедные Са-породы сложены разнообразными минеральными ассоциациями с участием кварца, кианита, ставролита, граната, полевого шпата, амфибола, мусковита, биотита, фуксита, магнетита, графита и др. минералов. Разнопорядковые ритмы имеют мощность от 1 см до десятков и, возможно, сотен метров. В верхних частях каждого из таких

ритмов возрастает содержание глинозема. Разрез этой толщи венчается кислыми лавами и агломератовыми туфами, образующими довольно мощные линзы. Интрузивная фация представлена жилами, дайками и штоками кислого состава, с которыми связаны автогидротермальные процессы, сопровождаемые повышением концентраций свинца, цинка, серебра, золота и висмута. Возраст галенита близок к 2.67 млрд. лет (аналитик Г.В.Овчиникова, ИГГД РАН), а свинец-свинцовый возраст турмалина из гидротермальных ореолов составляет 2718±55 млн.лет (аналитик Н.М.Кудряшов, ГИ КНЦ РАН)

Таблица 5.1. Средние (n) и представительные составы главных типов пород из мафических СТА 1 и СТА 6 и силлов поздних коматиитов

№пп Авт.№, ср.(n)	1		2		3		4		5		6		7		8	
	022-3	675-2	n=10	576-6	n=10	656-2	n=18	n=4	n=4	n=4	Н-321	Н-334/1	n=3	585a-1		
SiO ₂	44.90	46.41	45.50	50.87	49.31	50.48	48.80	50.76	51.93	56.77	60.14	49.55	50.46			
TiO ₂	0.18	0.38	0.40	0.53	0.50	0.64	0.59	0.84	1.07	0.42	0.36	1.98	1.96			
Al ₂ O ₃	3.30	8.64	9.53	13.03	12.99	11.43	11.39	15.13	14.54	11.73	10.05	14.03	15.32			
Fe ₂ O ₃	10.64	10.84	11.97	11.30	12.01	11.37	11.75	12.15	13.69	10.86	10.02	16.93	16.60			
MnO	0.18	0.07	0.23	0.24	0.25	0.17	0.22	0.18	0.20	0.17	0.16	0.20	0.17			
MgO	35.67	22.68	17.55	10.13	9.94	19.24	15.63	8.62	7.46	9.13	9.16	5.75	3.98			
CaO	3.23	8.90	9.76	13.67	11.23	7.63	8.78	10.83	9.47	10.15	9.31	9.08	8.16			
Na ₂ O	0.09	0.52	0.80	0.66	1.00	2.95	1.33	1.12	1.23	0.55	0.66	2.10	4.39			
K ₂ O	0.01	0.03	0.10	0.26	0.22	0.20	0.20	0.29	0.27	0.16	0.07	0.18	0.05			
P ₂ O ₅	-	0.04	0.04	-	0.07	0.09	0.12	0.08	0.13	0.05	0.07	0.19	0.31			
Li	-	-	-	-	-	-	-	20.2	18,8	23.30	30.4	19	-			
Sc	-	-	-	-	-	-	-	41.90	41,3	36.3	46.4	28.2	-			
Ti	480	2158	-	3057	-	3837	-	5023	5812	2500	2186	11882	11391			
V	120	165	256	383	354	279	218	206	299	104	223	285	207			
Cr	2574	3569	2496	697	671	1486	1539	269	290	762	919	154	133			
Co	95	101	82	62	54	58	65	48.4	50	77.6	62.3	48.3	37.0			
Ni	1769	657	459	172	127	267	309	112	112	306	191	46.0	48.0			
Cu	-	-	-	-	-	-	-	73.58	27	49.8	27.3	86.7	51.0			
Zn	-	-	-	-	-	-	-	80.0	99	86.7	65.3	105	62.0			
Ga	-	-	-	-	-	-	-	14.5	18	11.5	9.56	19.3	19.0			
Rb	0.85	0.74	3	6.82	9	9.02	10.0	10.1	7.48	2.25	0.74	2.05	1.00			
Sr	3.9	36.58	71	98.26	118	87.48	147	99	97	82.5	73.5	248	86			
Y	3.64	7.49	8	12.06	12	13.5	13	23.0	23,5	11	14.5	30.4	17.0			
Zr	18.48	16.73	22	25.32	27	72.69	58	14.2	52,2	20.0	26.5	111	127			
Nb	0.27	0.57	-	0.92	-	3.03	-	2.29	2,81	0.754	0.865	10.3	5.0			
Cs	0.31	0.1	-	0.36	-	6.00	-	0.48	0,14	0.123	0.053	0.083	-			
Ba	-	-	-	-	-	-	-	42	106	59.2	31.5	47	30			
La	0.29	0.65	-	0.91	-	7.12	-	3.45	2,67	1.04	1.34	13.3	2.73			
Ce	1.00	1.91	-	2.7	-	17.39	-	9.12	7,45	2.84	3.59	32.7	12.17			
Pr	0.18	0.34	-	0.47	-	2.34	-	1.40	1,27	0.425	0.54	4.69	1.74			
Nd	0.92	1.67	-	2.62	-	9.92	-	7.03	6,90	2.38	2.95	21.2	9.83			
Sm	0.37	0.63	-	0.98	-	2.36	-	2.41	2,30	0.9	1.06	5.35	2.89			
Eu	0.10	0.26	-	0.41	-	0.74	-	0.75	0,72	0.402	0.372	1.59	0.95			
Gd	0.52	1.07	-	1.68	-	2.44	-	2.98	3,09	1.27	1.54	5.94	2.42			
Tb	0.09	0.19	-	0.31	-	0.38	-	0.52	0,53	0.27	0.28	0.93	-			
Dy	0.58	1.21	-	2.02	-	2.4	-	3.70	3,77	1.83	2.2	5.77	2.3			
Ho	0.14	0.28	-	0.45	-	0.52	-	0.81	0,86	0.433	0.5	1.19	-			
Er	0.44	0.77	-	1.35	-	1.51	-	2.38	2,46	1.2	1.42	3.2	1.22			
Tm	0.06	0.12	-	0.19	-	0.22	-	0.34	0,37	0.194	0.216	0.44	-			
Yb	0.39	0.81	-	1.29	-	1.38	-	2.22	2,32	1.22	1.48	2.65	1.34			
Lu	0.07	0.126	-	0.194	-	0.212	-	0.33	0,35	0.174	0.259	0.38	0.24			
Hf	0.56	0.52	-	0.74	-	1.92	-	0.61	1,63	0.62	0.75	2.90	2.73			
Ta	-	-	-	-	-	-	-	0.13	0,61	0.188	0.056	0.63	-			
Pb	-	-	-	-	-	-	-	1.72	1,75	3.07	0.896	2.22	-			
Th	0.05	0.07	-	0.1	-	1.17	-	0.29	0,27	0.082	0.065	1.09	3.04			
U	0.05	0.02	-	0.03	-	0.22	-	0.06	0,07	0.038	0.008	0.23	0.48			
La/Yb _N	0.53	0.57	-	0.51	-	3.70	-	1.07	0,79	0.58	0.61	3.05	1.46			
La/Sm _N	0.51	0.66	-	0.60	-	1.95	-	0.92	0,74	0.73	0.80	1.40	0.61			
Gd/Yb _N	1.10	1.09	-	1.08	-	1.46	-	1.09	1,10	0.84	0.84	1.72	1.49			
Eu/Eu*	0.70	0.97	-	0.98	-	0.94	-	0.86	0,83	1.15	0.89	0.88	0.91			

Примечание: здесь и далее пересчитано на сухой остаток; 1 – перидотитовый кумулят, 2 – коматиит, 3 – метабазаит коматиитовой серии, 4 – пироксенитовый коматиит из силлов среди осадочных пород СТА 3, 5 и 6 – средний состав толеитовых метабазаитов северной и южной частей структуры, 7 – метавулканы бонинитовой серии; 8 – Т i-ферробазаит.

Возрастным аналогом СТА 1 и 2 в южной части структуры является **СТА 4**, сложенная терригенными осадками, в нижней части разреза переслаивающимися с горизонтами основных вулканитов - подушечных базальтов, основных, средних, реже кислых туфов. Незначительные по мощности горизонты и линзы хомогенных пород ВІF отмечены как в сугубо осадочной части разреза, так и в ассоциации с базальтами. Нижняя граница этой ассоциации определяется тектонизированным интрузивным контактом с гранитоидами южного обрамления. Большая часть ее верхней границы, тектонически контактирующая с преимущественно вулканогенно-осадочной частью разреза СТА 3, перекрыта более верхними толщами. Там, где она не перекрыта, граница трассируется лентовидными телами метасоматитов и кислых гипабиссальных интрузий. Две следующие СТА с несогласием перекрывают осадки СТА 3 и верхнюю часть южной преимущественно осадочной СТА 4.

Грубообломочные породы – СТА 5, образуют два широких поля в центре структуры, с признаками несогласия контактируя как с ниже-, так и с вышележающими комплексами. Обломки имеют выдержанный дацито-риолитовый состав, более кислый, чем цемент, и породы представляют олигомиктовые конгломераты и вулканоконгломераты с перемытым туфовым цементом. В отдельных пунктах наблюдается тесная ассоциация последних с кислыми лавобрекчиями. Эта ассоциация рассматривается как сохранившаяся часть pull-apart-бассейна, фрагментарно прослеженного севернее в структурах Винчи, Ирингоры и Вичан (Кожевников, 2003)

Был изучен состав цемента и обломков в олигомиктовых конгломератах. Большинство обломков имеют выдержанный дацито-риолитовый состав, более кислый, чем цемент. Встречены обломки, представляющие метасоматические породы - эпидозиты, свидетельство метаморфизма, предшествовавшего отложению грубообломочных осадков. По химизму цемент конгломератов отличается от граувакк СТА 3 бóльшим содержанием MgO и CaO, а по геохимии микроэлементов он очень сходен с дистальными ритмитами. В геохимии двух образцов обломков наблюдаются черты сходства с породами цемента, несмотря на разную их природу. Возраст обломочных цирконов из этих конгломератов варьирует в интервале $2838 \pm 25 - 2747 \pm 14$ млн. лет (NORDSIM, Стокгольм, перс. сообщ. Pentti Hölttä).

Верхняя мафическая СТА 6 представлена толщей подушечных толеитовых базальтов (роговая обманка + плагиоклаз), в подошвенной части которой отмечены маломощные силлы контаминированных континентально-коровым материалом базальтовых, пироксенитовых и в меньшем объеме перидотитовых (антофиллит, антофиллит \pm единичные зерна плагиоклаза) коматиитов, резко отличающихся по геохимии от коматиитов в СТА1. Отмечены мощные (>100 м) потоки с нижней габброидной и верхней кровельной зоной, образованной базальтами с примитивной подушечной отдельностью. По мере приближения к метасоматитам в сдвиговых (shear-) зонах в подушечных частях потоков наблюдаются увеличение степени деформированности пород и их метасоматическая переработка, сопровождаемая изменением исходных базальтов сначала до андезитовых составов, а затем вплоть до гранат-ставролит-кианит-плагиоклаз-кварцевых пород, в которых в виде теней сохраняются зеленые зоны закалки. Изотопный возраст этой СТА не определен. Она со структурным несогласием перекрывает все ассоциации, за исключением, возможно, СТА 1, и прорывается дайками риодацитов и гранодиоритов, изотопный возраст которых оценивается в 2706 ± 7 млн. лет (Щипанский и др., 1999).

Строение Хизоваарской структуры определяется деформациями трех этапов (Кожевников, 1992, 2000), с каждым из которых связаны собственные структурные элементы.

Первый этап D^1 охватывает деформации, проявленные в двух ранних СТА 1 и 2. Наиболее ранние структуры, связанные с этим этапом представлены надвигами, которые документируются интенсивной (800-1400 %) деформацией андезитов, оценка которой сделана по 3D-замерам миндалин. К этой же генерации относятся небольшие складки, в которые сминаются андезитовые потоки.

Второй этап D^2 включает деформации, наложенные на продукты вулканизма и осадконакопления, начавшегося с отложения кварцевых аренитов и завершившегося риодацитовым вулканизмом и отложением олигомиктовых конгломератов. С этапом D^2 сопряжены субширотные складки с пологими шарнирами и крутыми осевыми поверхностями. Крупные складчатые формы этого этапа документируются структурным несогласием с налегающими на них основными вулканидами СТА 6.

Третий этап деформаций D^3 включает четыре генерации складок $3F^1-3F^4$. С некоторыми из них связаны образование зон скалывания-скольжения, контролировавших протекание метасоматических процессов, и трещинные деформации, контролировавшие дайки и жилы поздних дацитов в верхних базальтах СТА 6. Деформации этого этапа наложены на весь разрез Хизоваарской структуры и на обрамляющие тоналиты, однако, в чистом виде, исключая влияние более ранних структур, они проявлены в породах верхней мафической ассоциации.

Метаморфические процессы в Хизоваарской структуре были детально изучены (Глебовицкий, Бушмин, 1983, ссылки там). Режим метаморфизма определялся ТР-параметрами: $T^{\circ}C = 580 - 640^{\circ}$, $P = 6,5 - 7,5$ кбар. На регрессивной стадии при снижении температур до $300-550^{\circ}C$, когда парциальное давление воды во флюиде достигало максимальной величины интенсивно протекали процессы кислотного выщелачивания.

Описание маршрута

Остановка 1 (рис. 5.1, 5.2). Детальный участок на южном берегу оз.Верхнего, где наблюдается два горизонта андезитов (А 1 и А 2) и два горизонта (Q 1 и Q 2) кварцевых аренитов.

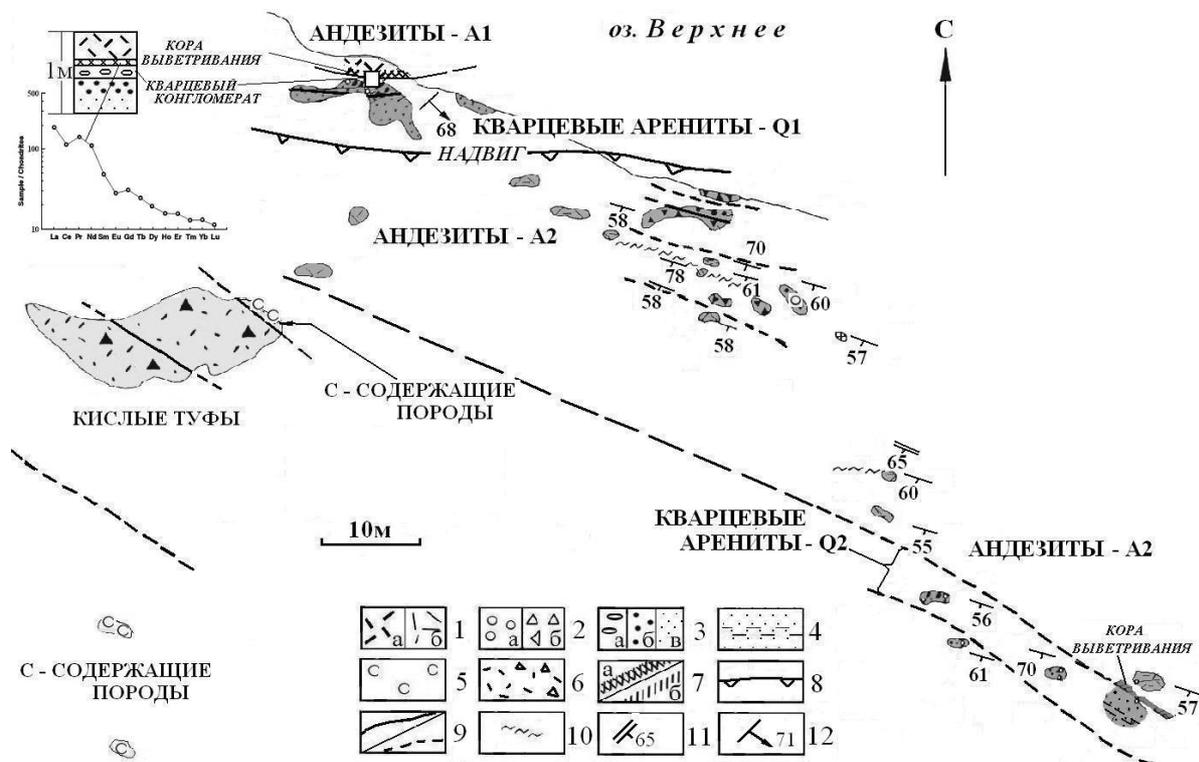


Рис. 5.2. Строение зоны перехода андезитовой СТА 2 и вулканогенно-осадочной СТА 3 в пункте 1.

1 – 2 - андезиты: гломеропорфировые (1а), гомогенные (1б), миндалекаменные (2а), грубообломочные (2б); 3 - кварцевые породы – пачка Q 1: конгломераты (а); галечные арениты (б); кварциты (в); 4 - кварцевые породы – пачка Q 2 с примесью пелитового и хемогенного материала 5 - углеродсодержащие пелиты; 6 - измененные кислые туфы; 7 - коры выветривания на андезитах с признаками (а) и без (б) палеореолита; 8 – след надвига; 9- наблюдаемые (а) и интерпретируемые (б) границы пород; 10 – shear-зоны; 11 - залегание слоистости и границ потоков (S^0); 12 - залегание сланцеватости (S^n) и линейности.

На дезинтегрированном выветрелом гломеропорфировом андезите А 1 залегает палеореолит с фракционированным распределением РЗЭ и отрицательной Се - аномалией и маломощный (≈ 20 см) слой кварцевого конгломерата, постепенно переходящий в мелкогалечные арениты с плохокатанными гальками белого кварца. Матриksom является серый кварцит, сложенный зернами кварца с примесью плагиоклаза и биотита, что свидетельствует о невысокой текстурной и минералогической зрелости породы. В пачке андезитов А 2 выделены 2 потока с массивной нижней

частью, переходящей вверх в пирокластическую брекчию. На массивной части третьего потока залегает второй семиметровый горизонт кварцитов Второй горизонт Q 2 с резким контактом залегает на выветрелых андезитах А 2. Для него характерны: -желтоватый цвет пород, обусловленный присутствием тонкодисперсных сульфидов железа; - тонкая параллельная слоистость, местами деформированная в мелкие гофры; -преобладающе песчаный и более мелкий размер зерен кварца и единичные тонкие (10 - 15 см) горизонты, содержащие мелкие (< 1 см) гальки кварца;- наличие маломощных (до 10 - 15 см) горизонтов, обогащенных мусковитом, обуславливающих ритмичное строение этого горизонта. На кварцевых породах Q 2 залегает прослой углеродистых кианит-слюдистых сланцев.

Активные надвиговые движения, обусловившие сдвигание разреза «андезиты - кварцевые арениты» в этом пункте, документируются зонами рассланцевания и минеральной и агрегатной А - линейности с прекрасно выраженным кинематическим индикатором - вытянутыми по линейности гальками кварца в гравелитах.

Геохимия кварцевых аренитов. Содержание петрогенных и редких элементов в кварцевых аренитах песчаной и галечной размерности из двух частей разреза кварцевой толщи Q приведены в табл.5.2

Таблица 5.2. Средний химический состав кварцевых аренитов Хизоваарской структуры в сопоставлении со сходными породами некоторых других архейских регионов

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8
№ пробы	10	4	9	1	22	3	8	49
SiO ₂	94.4	94.5	92.13	95.97	87.02	88.65	92.11	93.45
TiO ₂	0.04	0.05	0.06	0.02	0.1	0.26	0.07	0.04
Al ₂ O ₃	2.21	2.44	4.34	2.24	4.47	7.71	4.58	4.07
Fe ₂ O ₃	1.58	1.4	1.07	0.79	1.95	0.7	1.09	0.55
MnO	0.02	0.02	0.01	0.01	0.08	н.о.	0.01	0.02
MgO	0.42	0.35	0.31	0.2	2.47	0.44	0.88	0.27
CaO	0.43	0.26	0.26	0.07	2.98	0.1	0.09	0.14
Na ₂ O	0.76	0.46	0.98	0.04	0.07	0.36	0.24	0.17
K ₂ O	0.15	0.42	0.83	0.65	0.83	1.76	1.01	1.24
P ₂ O ₅	0.02	0.05	0.02	<0.01	0.02	0.01	0.01	0.03
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	42.7	38.8	21.2	42.8	19.5	11.5	20.1	23
K ₂ O/Na ₂ O	0.2	0.9	0.8	16.2	11.9	4.9	4.21	7.3
Al ₂ O ₃ /Na ₂ O	2.9	5.3	4.2	56	63.9	21.4	19.1	23.9
CIA	52	63	62	71	н.о.	74	73	69

1 - 4 - кварцевые породы Хизоваары: кварциты пачки Q 1 (1) и Q 2 (2); галечные кварцевые арениты, пачки Q 1 (3) и Q 2 (4); 5-8 - кварцевые арениты формаций Keewaywin (5), Keeyask Lake (6) в зеленокаменном поясе Sandy Lake, субпровинция Сачиго, кратон Сьюпириор (Cortis, 1991); супергруппа Pongola (7), кратон Каапвааль (Wronkiewicz, Condie, 1989); зеленокаменный пояс Yavannahalli, кратон Дарвар, Индия (Argast, Donnelly, 1982).

Наблюдаются широкие вариации содержания ряда главных компонентов - SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, CaO, Na₂O, K₂O. Вариации содержания TiO₂ и MgO менее значительны. Кварциты Хизоваары при сравнении с аналогами из других архейских регионов показывают большие содержания SiO₂, CaO, Na₂O и меньшие Al₂O₃ и K₂O. В них соответственно выше отношение SiO₂/Al₂O₃ и ниже значение K₂O/Na₂O. Химический индекс изменения – CIA, заметно ниже, чем в породах других архейских регионов. Все это отражает более низкую химическую зрелость кварцевых пород Хизоваары. Подобное необычное сочетание слабой химической зрелости пород с очень высоким содержанием в них SiO₂ во многом определяет геохимию микроэлементов в них. В кварцевых породах Хизоваары наблюдается низкое содержание ΣREE, в разной степени фракционированное распределение LREE, V - образный профиль HREE и отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu* = 0,49 – 0,82), типичная для постархейских осадочных пород, имеющих более низкое значение Eu/Eu* = 0,67 по сравнению с архейским значением Eu/Eu* ≥ 0,85 (Mc Lennan et al., 1984, 1990). Распределение Th и U, по-видимому, во многом контролируется наличием тяжелых минералов, в первую очередь, циркона. Так, в одном из образцов зафиксированы аномальные содержания ряда микроэлементов - Zr =

933 г/т, Th = 338 г/т, Y = 57 г/т, Pb = 72 г/т. В целом породы содержат немного Zr (56 - 101 г/т, ср. = 75 г/т, n = 12) и Y (4 - 11 г/т, ср. = 6,5 г/т, n = 12) и сильно варьирующее содержание Cr (42 - 581 г/т, ср. = 235 г/т). Последнее, как и V-образное распределение HREE, свидетельствует о примеси продуктов разрушения ультраосновных пород в матриксе кварцевых аренитов.

Маршрут по детальному участку в северной части структуры

В этом маршруте демонстрируются объекты и последовательность геологических событий, установленная при детальном картировании участка, где представлены породы СТА 2, 3 и 5 (рис.5.3).

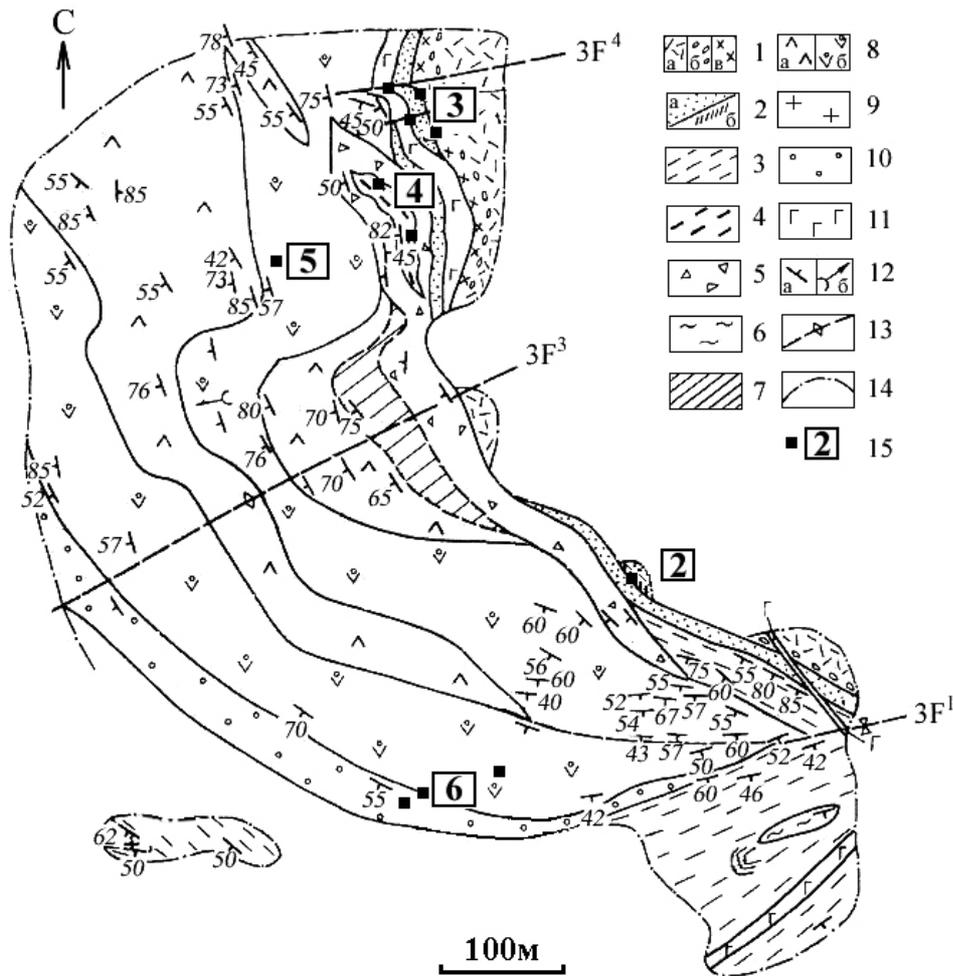


Рис. 5.3. Геологическая карта детального участка I Хизоваарской структуры.

1 - нижние андезиты: однородные (а), миндалекаменные (б) и гломеропорфировые (в); 2 - кварцевые арениты (а) и подстилающая их кора выветривания на андезитах (б); 3 - кислые осадочные и туфогенно-осадочные породы; 4 - углеродсодержащие сланцы; 5 - дацитовые туфы; 6 - тела дацитов, риодацитов; 7 - силлы поздних коматиитов; 8 - мощные потоки верхних метабазальтов с габбровой (а) и подушечной (б) текстурами; 9 - штоки поздних андезитов и дацитов; 10 - зона интенсивного кислотного выщелачивания; 11 - дайки габбродиоритов; 12 - элементы залегания: сланцеватость (а), подушечные текстуры (б); 13 - следы осевых поверхностей складок n-й генерации; 14 - контуры участка; 15 - пункты экскурсионного осмотра.

Остановка 2. Выходы миндалекаменных и однородных андезитов, с непосредственным контактом перекрытые кварцевыми аренитами. Контакт дезинтегрирован, в андезитах есть признаки выветривания, документируемые положительной Се-аномалией при фракционированном тренде REE и отрицательной - при нефракционированном их распределении. Последнее является типоморфным признаком андезитов толеитовой серии, которые составляют значительный объем СТА 2 (табл. 5.3).

Остановка 3. Ознакомление с серией выходов, в которых представлен разрез:

миндалекаменные андезитобазальты и гломеропорфировые порфиры андезитобазальтового состава (андезиты 3) – непосредственный контакт с кварцевыми аренидами с признаками бугристой (hummocky) косою слоистости – амфиболизированные обломочные породы. Демонстрируется пересечение дайкой габбродиоритов кварцевых аренидов, в которых наблюдаются жилки перекристаллизованного кварца. Дайка метаморфизована в условиях эпидот-амфиболитовой фации, но не затронута более ранними процессами перекристаллизации. Линейность в дайке отвечает генеральной линейности структуры.

Таблица 5.3. Химический состав главных типов андезитов СТА 2

No.	Андезит 1		Андезит 2	Андезит 3	No.	Андезит 1		Андезит 2	Андезит 3
	Авт. №	X-7/96	X-27-2/96	X-28/96		Авт. №	X-7/96	X-27-2/96	X-28/96
SiO ₂	53.31	62.70	57.60	57.27	Cs	0	0	0	0
TiO ₂	0.85	0.86	0.63	1.62	Ba	54	45	42.8	175
Al ₂ O ₃	15.60	13.51	14.40	14.05	La	23.3	24.6	3.75	32.8
Fe ₂ O ₃	14.17	10.08	10.24	13.17	Ce	48.1	53.3	11.0	70.3
MnO	0.16	0.15	0.17	0.18	Pr	5.61	6.33	2.04	9.23
MgO	6.19	3.40	5.18	3.18	Nd	21.8	23.8	10.8	36.10
CaO	4.95	4.60	5.78	5.39	Sm	4.14	4.71	2.98	7.28
Na ₂ O	4.44	4.45	5.70	4.69	Eu	1.09	1.30	0.804	1.85
K ₂ O	0.13	0.09	0.09	0.21	Gd	3.45	4.00	3.02	6.24
P ₂ O ₅	0.19	0.15	0.21	0.23	Tb	0.589	0.629	0.410	0.881
Li	20.1	8.21	9.72	14.8	Dy	2.78	3.54	2.72	4.84
Sc	22.7	22.5	26.4	17.1	Ho	0.597	0.723	0.543	0.900
Ti	4770	4800	3505	9147	Er	1.66	1.95		2.52
V	214	205	161	138	Tm	0.252	0.316	0.214	0.332
Cr	27.6	8.62	91.5	34.5	Yb	1.62	1.84	1.37	2.03
Co	40.9	28.6	40.7	47.3	Lu	0.196	0.259	0.192	0.322
Ni	47.6	23.4	52.3	65.9	Hf	2.85	3.34	2.84	5.18
Cu	69.2	87.2	12.2	158	Ta	0.368	0.408	0.196	0.750
Zn	131	127	69.6	152	Pb	5.08	7.04	4.97	5.08
Ga	21.7	19	18.8	20.3	Th	6.08	6.02	3.76	3.60
Rb	2.11	0	1.39	2.95	U	0.821	0.989	0.622	0.610
Sr	76	76	164	329	La/Yb _N	9.71	9.02	1.85	10.91
Y	16	18	17.9	24.6	La/Sm _N	3.54	3.29	0.79	2.84
Zr	133	134	105	155	Gd/Yb _N	1.72	1.76	1.78	2.48
Nb	6	6	4.24	13.3	Eu/Eu*	0.88	0.92	0.82	0.84

Примечание: анализы пересчитаны на сухую навеску.

Остановка 4. В нескольких выходах богатых (4 - 8%) углеродом сланцев, имеющих пологое залегание, содержится более низкотемпературная модификация углерода - скрытокристаллическая форма графита. В этих породах содержатся аномальные количества Zn, Au и Cu. В крутых субмеридиональных зонах наложенного рассланцевания на фоне резкого снижения количества углерода (0,7 - 3%) и его перехода в более высокотемпературную модификацию - неполнокристаллический графит, наблюдается резкое уменьшение концентраций всех микроэлементов. В промежуточной зоне сосуществуют обе формы углерода.

Остановка 5. В скальных обнажениях подушечные толеитовых базальтов СТА 6 демонстрируется дайка риодацитов мощностью менее 1 м. Возраст дайки оценен в 2706 ± 7 Ма. Ознакомление с мощным (> 100 м) потоком, нижняя наиболее мощная часть которого сложена габбро-амфиболитом, выше переходящим в более мелкозернистую разность. В кровельной части потока наблюдаются четкие подушечные текстуры.

Мафическая СТА 6 сложена толеитовыми базальтами, геохимия которых практически неотличима от геохимии вышеописанных толеитовых базальтов в разрезе СТА 1 (табл. 5.1), что находит свое отражение и в распределении REE и на спайдерграммах. Это в совокупности с геолого-структурными данными подтверждает аллохтонную природу СТА 6 и ее когенетичность с мафитами СТА 1.

Остановка 6. Разрез подушечных базальтов, в котором маломощные потоки имеют двучленное строение. Нижняя, более массивная часть представляет однородные среднезернистые породы, состоящие из роговой обманки, плагиоклаза (An – 40%) и рудного. В верхней половине потоков наблюдаются подушечные текстуры. Подушки, чаще уплощенные, с соотношениями длинной и короткой осей в сечениях, нормальных к линейности, равными 4 - 7. Закалочные зоны сложены мономинеральной роговой обманкой, в ядерных частях наблюдаются газовые пузыри, выполненные кварцем. По отдельным зонам развиваются хлорит, карбонат, куммингтонит, гранат. В серии обнажений по мере приближения к мощной shear-зоне в зоне эндоконтакта мафической толщи наблюдается постепенное нарастание степени деформированности подушек, сопровождаемое метасоматическим преобразованием кровельных частей потоков. В них порода приобретает состав, отвечающий андезитобазальту до андезита. В зоне наибольшего изменения породы превращаются в кварц – кианит – ставролит - гранатовую породу, в которой в виде теней сохраняются лишь зоны закалки подушек, сложенные амфиболом.

ЭКСКУРСИЯ 6

ЭКЛОГИТЫ БЕЛОМОРСКОГО МОБИЛЬНОГО ПОЯСА НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

Щипанский А.А., Конилов А.Н.

ГИН РАН (Москва)

Цель экскурсии: знакомство с архейскими эклогитами Салминской группы (Беломорская провинция, южная часть Кольского п-ва).

Геологический очерк. Впервые в мире архейские эклогиты, датированные возрастом $2720,7 \pm 5,8$ млн. лет, были открыты в восточной части Беломорского пояса в Гридинской зоне тектонического меланжа (Володичев и др., 2004). Затем в северной части Беломорского пояса на Кольском полуострове были обнаружены еще несколько крупных эклогитовых тел, которые получили название по месту первой их находки – эклогиты Салмы (Konilov et al., 2004; Щипанский и др., 2005). Эклогиты этого района представлены блоками различной формы и размера, которые без видимой закономерности размещены среди мезо- и неоархейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) гнейсов, составляющих главный породный комплекс пояса. Как правило, эти блоки представляют собой сильно ретроградно измененные эклогиты, зачастую преобразованные в гранатовые амфиболиты и амфиболиты, в которых лишь локально сохраняются участки с более или менее сохранившимися парагенезисами высокобарических минеральных ассоциаций. Ранее подобные тела описывались как «архейские друзиты» или как «ранние архейские гранат-амфиболитовые интрузии».

Объектами для экскурсионного осмотра выбраны два наиболее изученных и изотопно датированных эклогитовых тела, расположенных вдоль федеральной трассы Мурманск – Санкт-Петербург, вблизи пролива Салма озера Имандра (прил. 1).

Объект 1. Эклогитовое тело Широкая Салма

В выемке придорожного карьера (32°21.1 в.д. 67°31.3 с.ш.) обнажается эклогитовое тело в ассоциации с сильно измененными ультраосновными породами (прил. 1). Последние В.И. Пожиленко с соавторами (2002) по химизму отождествляют с коматиитами. Эклогиты сильно амфиболитизированы, а на контактах с вмещающими их гранито-гнейсами полностью трансформированы в плагиоклазовые амфиболиты.

Макроскопически наименее измененные разности эклогитов представляют собой массивные плотные породы, в которых наблюдаются многочисленные мелкие (1-2 мм) порфиробласты граната в мелкозернистой матрице светло-коричневого до светло-зеленого цвета.

В шлифах (например, образец S198/107) обнаруживается ассоциация гранат - диопсидовый клинопироксен – плагиоклаз – амфибол – кварц с аксессуарным цирконом и рутилом, который замещается ильменитом. Клинопироксен (Jd_{5-10}) с плагиоклазом (An_{12-20}) образуют колонии симплектитов, которые обнаруживаются во всех эклогитах независимо от возраста. Их образование считается продуктом распада омфациита при реакции жадеитового минала клинопироксена с кварцем при декомпрессии эклогитов, что приводит к появлению вторичного плагиоклаза в сростках с бедным натрием клинопироксеном (рис. 6. 1а) (Myson, Griffin, 1973). И действительно, в некоторых образцах найдены реликты омфациита с содержанием жадеитового минала 22% (Табл. 6.1, рис. 6.1 б). Типичные составы граната - $Alm_{44-47}Prp_{33-34}Grs_{19-21}Sps_1$ с некоторым увеличением железистости от центра к краю: отношения X_{Fe} ($Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg^{2+}$) к краям зерен возрастают от 0,55 – 0,59 до 0,61 – 0,64.

Другим структурным признаком декомпрессионных реакций в эклогитах являются келифитовые короны, возникающие вокруг гранатов в результате реакции $Grt + Qtz \rightarrow Cpx + Pl$. Такие короны типичны для множества молодых эклогитов Мира. Келифитовые каймы вокруг гранатов эклогитов Широкой Салмы состоят из гранобластовых агрегатов кварца, плагиоклаза (An_{30}), локально паргаситового амфибола и клинопироксена. Клинопироксен содержит 5-8% Jd, что сходно с составами клинопироксена из симплектитовых участков.

Имеющаяся совокупность петрологических данных позволяет говорить о том, что мафические породы Широкой Салмы являются ретроградно измененными эклогитами. Действительно, плагиоклаз и по большей части амфиболы являются вторичными минералами по отношению к более ранней без плагиоклазовой высокобарической ассоциации гранат + омфациит ± рутил ± кварц, определяющей для отнесения этих пород к эклогитам.

По омфациит-кварцевому геобарометру (Holland, 1980) и гранат-клинопироксеновому геотермометру (Powell, 1985) пиковые параметры эклогитового метаморфизма составляли не менее 13–13,5 кбар и 700–750°C, что позволяет отнести их фации амфиболовых эклогитов. Симплектитовые парагенезисы и ассоциации келифитовых корон образовывались при меньших давлениях ~ 8–10 кбар, но, примерно, при тех же температурах (~725°C), что указывает на изотермальный путь эксгумации эклогитов.

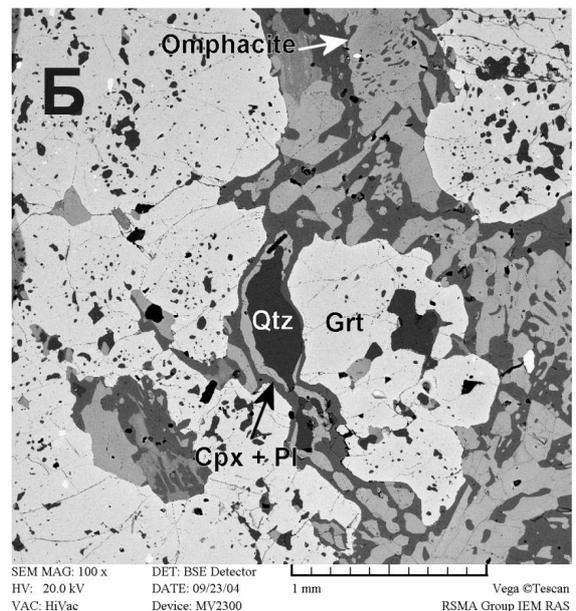
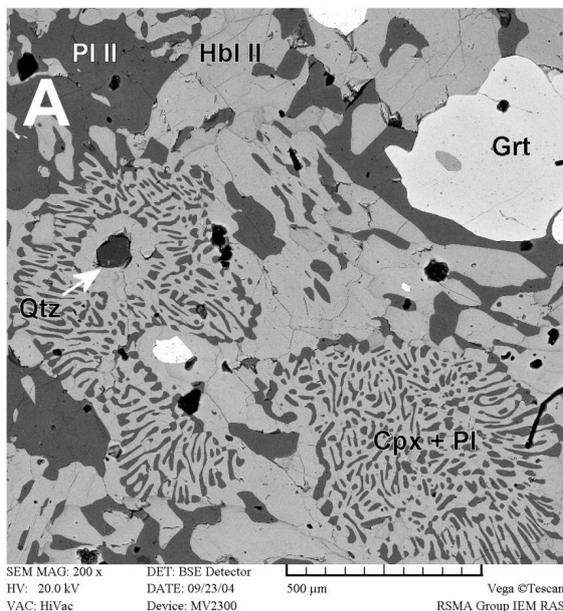


Рис. 6. 1. Микрофотографии ретроградно измененных эклогитов Широкой Салмы (во вторичных электронах), иллюстрирующие их минералогические и структурные особенности. А: Матрикс эклогитов, сложенный симплектитовыми колониями диопсида и плагиоклаза. Б: Реликт омфациита, по которому развивались более поздние декомпрессионные структуры распада. Хорошо видна келифитовая корона вокруг граната.

Таблица 6. 1. Представительные составы минералов из эклогита Широкой Салмы (образец S198/107) по данным микрозондовых анализов

Минерал	Cpx1	Grt	Grt	Cpx2	Pl2	Cpx3	Pl3	Hbl2
Ассоциация	I	I	I	II	II	III	III	III
Позиция	Центр	Край	Центр	Симпл	Симпл	Корона	Корона	Корона
SiO ₂	54,48	38,75	38,71	52,43	64,32	52,28	61,44	44,31
TiO ₂	0,22	0	0	0,14	0,32	0,20	0	1,07
Al ₂ O ₃	5,32	21,27	22,05	2,60	21,68	3,95	23,88	13,61
Cr ₂ O ₃	0,27	0,01	0,02	0,14	0	0	0	0,18
FeO*	4,64	23,14	20,74	6,37	0,16	6,01	0,27	8,75
MnO	0	0,58	0,50	0,16	0	0,18	0	0,17
MgO	12,16	7,32	8,55	13,36	0	13,10	0	14,54
CaO	19,84	8,93	9,43	24,05	3,24	23,15	6,21	12,49
Na ₂ O	3,07	0	0	0,75	10,22	1,13	7,95	2,12
K ₂ O	0	0,01	0	0	0,07	0	0,23	0,77
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	1,978	2,991	2,958	1,945	2,843	1,931	2,733	6,388
Al _{IV}	0,022	0,009	0,042	0,055	1,129	0,069	1,252	1,612
Al _{VI}	0,206	1,927	1,943	0,059	0	0,103	0	0,699
Ti	0,006	0	0	0,004	0,011	0,006	0	0,116
Cr	0,008	0,001	0,001	0,004	0	0	0	0,021
Fe ²⁺	0,141	1,494	1,325	0,198	0,006	0,186	0,010	1,055
Mn	0	0,038	0,032	0,005	0	0,006	0	0,021
Mg	0,658	0,842	0,974	0,739	0	0,721	0	3,124
Ca	0,772	0,739	0,072	0,956	0,135	0,916	0,296	1,929
Na	0,216	0	0	0,054	0,875	0,081	0,686	0,592
K	0	0,001	0	0	0,004	0	0,013	0,141
Сумма	4,006	8,041	8,049	4,019	5,021	4,018	4,991	15,697

Кристаллохимические формулы рассчитаны кислородным методом – клинопироксен на 6 атомов кислорода, гранат – 12, плагиоклаз – 8, амфибол – 23.

По химическому составу эклогиты Широкой Салмы относятся к низко калиевым толеитовым базальтам, которые, судя по магнезиальности ($Mg\# = Mg^{2+}/Fe^{2+} + Mg^{2+} \sim 0.6$), были сформированы из практически первичных верхнемантийных расплавов без существенной фракционной кристаллизации (таб. 6. 2). Спектры распределения REE в пробах из симплектитовых эклогитов близки к N-MORB, но отличаются от последних большей степенью общей деплетации. (рис. 6.2a). Нормированные к примитивной мантии спектры распределения малых элементов эклогитов Широкой Салмы также схожи с N-MORB (рис. 6.2б). Исключение составляет обогащенность крупно-ионными литофилами (LILE) – элементами наиболее подвижными в процессах метаморфизма и частичного плавления. Из некогерентных элементов (HFSE), которые рассматриваются в качестве инертных в процессах такого рода, особое внимание обращает на себя наличие в эклогитах хорошо выраженной положительной аномалии Nb (Таб. 6.2). $(Nb/Th)_N$ отношения в эклогитах составляют от 2 до 4, что выше, чем в среднем N-MORB ($\sim 2,5$), и более соответствуют базальтам океанических плато (Кегг, 2003). Наличие положительных аномалий Nb фиксируется также в метаультрамафитах, ассоциирующихся с эклогитами. По химическому составу они могут быть отнесены к коматиитам, которые, вероятно, переслаивались с толеитами. Важно отметить, что наблюдаемые в обнажении процессы полной амфиболитизации эклогитов, которые, вероятно, были связаны со сфекофеннской тектонотермальной переработкой, происходили в открытой системе. На графике 2б можно видеть, что при одинаковой концентрации наименее подвижного элемента Nb в полностью амфиболитизированных эклогитах наблюдается привнос LILE, LREE, MREE, Zr и вынос HREE. В результате такого процесса формируются амфиболиты, которые имеют геохимические характеристики близкие к островодужным толеитам IAB.

Таблица 6.2. Содержания главных (РФА) и малых элементов (ICP-MS) в эцлогитах и связанных с ними породах Широкой Салмы

Образец	S-198/102	S-198/103	S-198/107	S-198/108	S-198/109	S-198/106
Порода	Симплект. эцлогит	Симплект. эцлогит	Симплект. эцлогит	Метаультрамафит	Метаультрамафит	Амфиболит (по эцлогу)
SiO ₂	50.52	47.76	49.98	47.62	44.42	51.13
TiO ₂	0.72	0.86	0.76	0.80	1.12	0.86
Al ₂ O ₃	15.42	15.30	15.06	6.38	6.73	10.70
Fe ₂ O ₃ *	11.16	13.77	12.24	11.79	14.94	12.84
MnO	0.17	0.21	0.19	0.16	0.22	0.13
MgO	7.76	8.20	8.54	19.27	18.17	12.84
CaO	11.58	12.10	10.92	8.67	8.45	8.43
Na ₂ O	1.76	1.65	1.88	0.56	0.77	1.64
K ₂ O	0.48	0.15	0.31	3.07	2.26	2.26
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.07	0.11	0.09	0.09
ппп	0.40	0.14	0.13	1.35	2.76	0.61
сумма	100.06	100.23	100.11	99.98	99.98	99.99
Mg#	0.60	0.58	0.61	0.79	0.74	0.66
Cr	224	308	478	1590	1560	721
Ni						
Co	41	51	47	86	86	45.1
Sc						
V	250	272	216	205	205	202
Rb	8.7	2.5	3.5	154	75	78
Ba	48	15	26	369	109	230
Sr	95	32	51	2	8.3	30.7
Zr	38	34	38	43.4	59	73.0
Y	16	23.3	16.6	15.6	15.2	12.5
Nb	2.03	2.51	2.46	3.32	4.03	4.31
La	1.75	1.58	1.41	0.69	3.12	9.42
Ce	4.88	5.43	4.30	4.74	10.7	21.0
Pr	0.74	0.94	0.71	0.96	1.77	2.61
Nd	4.10	5.37	3.84	5.66	8.98	11.0
Sm	1.51	2.07	1.34	2.19	2.59	2.66
Eu	0.55	0.70	0.51	0.69	0.72	0.78
Gd	1.98	2.57	1.87	2.56	2.91	2.79
Tb	0.36	0.52	0.36	0.48	0.50	0.40
Dy	2.45	3.70	2.64	2.70	2.94	2.45
Ho	0.58	0.83	0.63	0.60	0.63	0.45
Er	1.69	2.56	1.86	1.73	1.57	1.26
Tm	0.24	0.37	0.29	0.24	0.23	0.18
Yb	1.72	2.55	1.97	1.51	1.50	1.12
Lu	0.25	0.38	0.30	0.22	0.23	0.18
Hf	1.29	1.08	1.12	1.16	1.79	2.22
Th	0.12	0.08	0.08	0.10	0.39	2.01
U	0.04	0.04	0.05	0.12	0.22	0.38
[La/Yb] _N	0.73	0.44	0.51	0.33	1.49	2.76
[Nb/Th] _N	2.22	4.1	4.05	4.37	1.36	0.28

Изотопный возраст ретроградно измененных эцлогитов Широкой Салмы был оценен по датированию цирконов, выделенных из пробы S198/107. Датирование проводилось методами локального анализа LAM ICP-MS (GEMOC, Macquarie University, Sidney, Australia) и SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). Цирконы округлые, размером 50 – 100 микрон; в катодной люминисценции они обнаруживают слабую зональность с более светлыми ядрами и более темными внешними зонами. По возрасту, они не обнаруживают различий (в пределах ошибки измерений). Наиболее конкордантные 18 точек датирования цирконов методом LAM ICP-MS показали возраст 2703±9 млн. лет и ювенильный источник их протолита с $\epsilon_{\text{Hf}} = +1 \div +4$ и с $T_{\text{DM}} = \sim 2,94$ млрд. лет (Natarov et al., 2005). По данным датирования цирконов методом SHRIMP-II по 11 точкам получена дискордия с верхним пересечением, отвечающим возрасту 2724±35 млн. лет (Каулина и др., 2007). Эти изотопные возрасты близки к возрасту эцлогитов из района Гридино (Володичев и др., 2004).

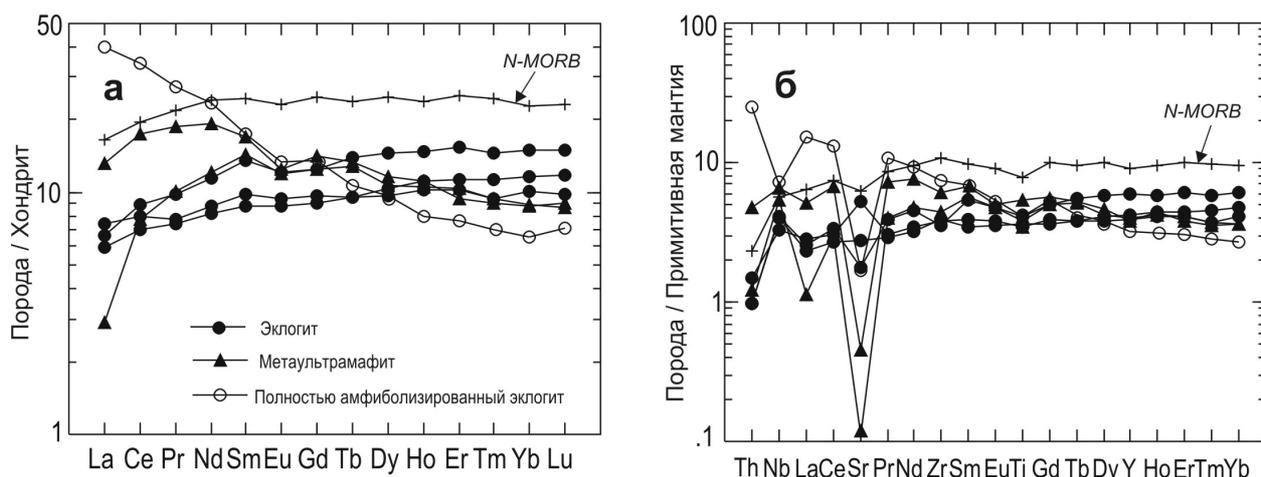


Рис. 6.2. Геохимические особенности эклогитов Широкой Салмы. а: нормированные к хондриту содержания редкоземельных элементов. б: нормированные к примитивной мантии содержания малых элементов. Для сравнения показаны спектры распределения малых элементов в среднем базальте срединно-океанических хребтов (N-MORB). Примитивная мантия и N-MORB (Hoffman, 1988).

Объект 2. Эклогитовое тело Узкая Салма

У пролива Узкая Салма (32°22.4 в.д., 67°28.3 с.ш.) вдоль дороги обнажается фрагмент (~ 200 м) эклогитового тела, которое прослежено вдоль берегов озера Бабинская Имандра, примерно, на 4 км по простиранию. Его ширина оценивается, примерно, в 500 м. Это тело является наиболее крупным среди наблюдавшихся нами в этом районе. Тело эклогитов Салмы расположено среди «серых гнейсов», или ТТГ комплекса Беломорского пояса. На контакте с гнейсами эклогиты полностью амфиболитизированы, т.е. преобразованы в плагиоклаз-амфиболовые сланцы, мощность которых достигает нескольких метров. Само тело эклогитов подвергнуто сильным ретроградным изменениям; в нем наблюдаются многочисленные пятнистые, линейные, шпироподобные участки, где произошла практически полная трансформация эклогитов в гранатоподобные и безгранатоподобные амфиболиты. Вдоль контактов с рвущими свекофенскими пегматитовыми дайками и жилами розоватого кварца эклогиты также полностью преобразованы в амфиболиты.

Среди наиболее сохранившихся от последующих ретроградных изменений высокобарических мафических пород визуально выделяются три различные по минеральному составу и текстурно-структурным характеристикам породные разновидности: 1) симплектитовые эклогиты, в которых крайне редко невооруженным взглядом удается распознать реликтовые участки с ярко зеленым омфацитом; 2) ржавые, очень плотные обогащенные гранатом железистые эклогитовые породы; 3) метапироксениты (метапикриты).

Симплектитовые эклогиты – это преимущественно массивные породы, состоящие из крупных (до 4-5 мм) порфиробластов красного граната (до 40% объема породы) неравномерно распределенных в зеленовато-серой тонкозернистой матрице. Визуально вокруг зерен граната наблюдаются келифитовые каймы, сложенные преимущественно амфиболом. Кроме того, невооруженным взглядом внутри многих гратов можно различить тонкие включения темноцветных минералов.

Железистые эклогитовые породы – это плотные мелкозернистые породы, в которых наблюдаются очень мелкие гранаты (до 1 мм), составляющие не менее 50-60% объема породы, погруженные в темно-зеленый тонкозернистый матрикс. Обращает на себя внимание присутствие в этих породах заметного количества рудных включений.

Метапироксениты обнажаются в виде линзы среди симплектитовых эклогитов. Внешне это амфибол-клинопироксеновый сланец местами с метаморфогенной слоистостью, обусловленной скоплениями мелкого граната и зеленого клинопироксена.

В шлифах симплектитовые эклогиты обнаруживают порфиробластовую структуру, обусловленную неравномерно распределенными субидиобластическими кристаллами граната, окруженными келифитовыми каймами, и матрикс, состоящий их тонких сростков клинопироксена и плагиоклаза. Судя по большинству шлифов, реакция распада омфацита была практически полной;

в симплектитовых колониях фиксируется клинопироксен с жадеитовым миналом 5-11% и андезитовый плагиоклаз. Однако в некоторых образцах в симплектитовой массе удалось обнаружить тонкие (50-80 микрон) реликты омфацита с содержанием жадеитового минала до 29% (Образец M2a, табл. 3). Гранаты в таких образцах показывают отчетливую ретроградную зональность: в центральной части это $\text{Alm}_{43-45}\text{Prp}_{26-27}\text{Grs}_{28-31}\text{Sps}_1$, тогда как к краям его железистость (X_{Fe}) возрастает до 0.66.

В образце SB-812 сохранился первичный высокобарический парагенезис гранат ($\text{Alm}_{40}\text{Pyr}_{35-40}\text{Grs}_{24-27}$) + омфацит (Jd_{22}) + роговая обманка + кварц + рутил (рис. 6.3, табл. 6.3), позволяющий уверенно говорить о том, что симплектитовые эклогиты Узкой Салмы являются продуктами декомпрессионных изменений амфиболовых эклогитов.

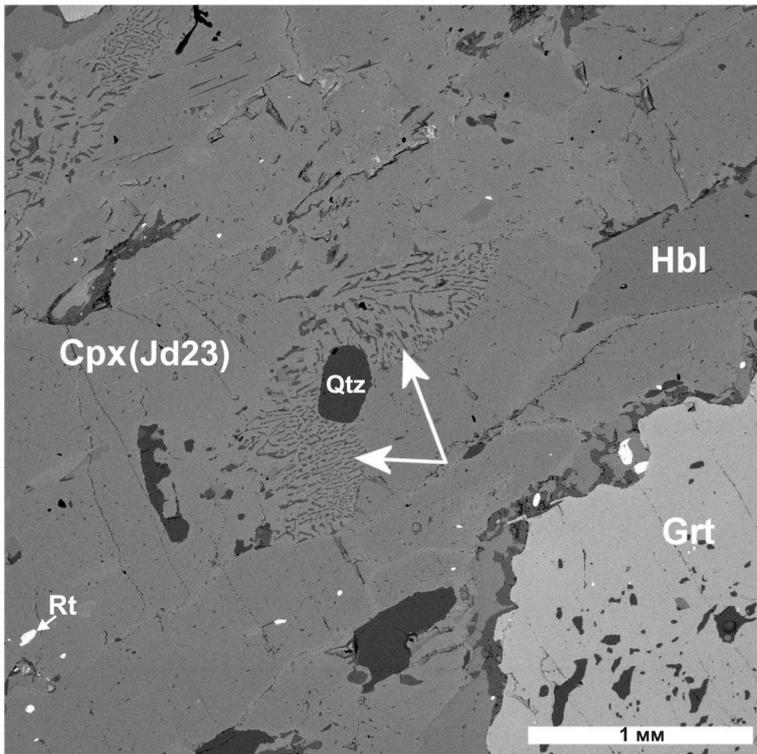


Рис. 6. 3. Микрофотография практически неизмененных эклогитов Узкой Салмы (обр. SB-812). Хорошо видна начальная стадия распада омфацита.

Замечательной особенностью эклогитов Узкой Салмы является то, что в них, несмотря на сильные ретроградные изменения, сохранились отчетливые свидетельства проградной ветви метаморфической эволюции. Они включают и сохранность низкотемпературных и низкобарических минералов, которые традиционно считаются «запрещенными» для архейской геодинамики с предполагаемыми высокотемпературными режимами метаморфизма. Образец S204/16 демонстрирует атоллный тип граната с прогрессивной зональностью, в центральной части которого заключены «лагунные» участки с многочисленными включениями (рис. 6.4). Детальные микронзондовые исследования показали, что их распределение обнаруживает ясную закономерность: в центральной части локализованы минералы стабильные в относительно низкотемпературных условиях, а ближе к периферии – амфибол и клинопироксен. Среди низкотемпературных минералов обнаружены хлорит, альбит, сфен, а также ассоциация магнезиального пумпеллеита и актинолита (табл. 6.3), характерная для пумпеллеит-актинолитовой фации метаморфизма (Vanrooy, 1998). Кроме того, в шпинелях из метапироксенитов Узкой Салмы были обнаружены тончайшие реликты диаспора и сапонита в клинопироксене (Konilov, 2008). Сохранность подобных минералов доэклогитовой стадии метаморфической эволюции, как и локальная сохранность гранатов атоллного типа, свидетельствует о быстром захоронении протолита эклогитов до мантийных глубин, как, в равной степени, и быстрой их эксгумации. По оценкам ряда исследователей весь цикл метаморфической эволюции от погружения протолита до глубин эклогитовой фации и их подъема до уровня средней коры мог составлять не более первых миллионов лет (Möller, 1998, 1999).

Таблица 6.3. Представительные составы минералов из эклогита Узкой Салмы по данным микронзондовых анализов

Образец Порода	SB-812 Амфиболовый эклогит				M2a Симплектитовый эклогит				
	Минерал	Срх1	Grt	Срх2	Pl2	Срх1	Grt1	Срх2	Pl2
Позиция	Центр	Центр	Симпл	Симпл	Реликт	Край	Симпл	Симпл	Включе- ние
SiO ₂	54,76	39,41	53,43	61,07	52,98	38,67	50,88	57,7	42,05
TiO ₂	0,14	0,16	0,18	0,04	0,32	0,09	0,35	0,08	1,56
Al ₂ O ₃	5,82	21,39	3,99	23,86	8,71	22,69	5,98	26,15	17,64
Cr ₂ O ₃	0	0,48	0,12	0,09	0	0	0	0	0,03
FeO*	3,39	19,11	3,44	0,26	5,05	21,59	6,17	0,13	9,04
MnO	0,06	0,69	0,01	0,08	0,03	0,69	0,07	0,11	0,06
MgO	13,02	8,50	14,57	0	10,83	6,27	12,84	0	13,12
CaO	19,72	10,26	22,81	6,05	18,14	10,00	22,72	7,67	11,77
Na ₂ O	3,08	0	1,45	8,53	3,95	0	0,98	8,17	2,72
K ₂ O	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0,03
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	98
Si	1,974	2,999	1,946	2,721	1,921	2,969	1,878	2,592	6,041
Al _{IV}	0,026	0,001	0,054	1,253	0,079	0,031	0,122	1,384	1,959
Al _{VI}	0,221	1,918	0,117	0	0,293	2,022	0,138	0	1,028
Ti	0,004	0,009	0,005	0,001	0,009	0,005	0,01	0,003	0,169
Cr	0	0,029	0,003	0,003	0	0	0	0	0,003
Fe	0,102	1,217	0,105	0,010	0,153	1,386	0,191	0,005	1,086
Mn	0,002	0,044	0	0,003	0,001	0,045	0,002	0,004	0,007
Mg	0,700	0,964	0,791	0	0,585	0,718	0,707	0	2,810
Ca	0,762	0,836	0,890	0,289	0,705	0,822	0,899	0,369	1,812
Na	0,215	0	0,102	0,737	0,277	0	0,07	0,711	0,756
K	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0,005
Сумма	4,006	8,018	4,013	5,018	4,023	7,999	4,017	5,069	15,676

Минерал	S-204/16 (SB-803) Симплектитовый эклогит					S204/3(SB-801) Железистая эклогитовая порода			
	Grt1	Срх2	Pmp	Act	Chl	Grt	Срх	Hbl	Chl
Позиция	Центр	Симпл.	Включения в Grt			Центр	Симпл	Симпл	Симпл
SiO ₂	38,88	52,54	36,27	54,17	27,78	37,08	51,77	42,53	27,66
TiO ₂	0,11	0,29	0	0,01	0,03	0,02	0,30	0,17	0,11
Al ₂ O ₃	21,38	2,88	25,17	1,16	19,27	20,84	4,88	10,26	16,76
Cr ₂ O ₃	0,18	0,07	0,11	0,23	0,06	0	0	0,04	0,16
FeO*	21,32	6,36	3,78	14,39	21,30	29,27	10,21	21,72	36,36
MnO	0,45	0,07	0,10	0,11	0,22	0,37	0,04	0,22	0,08
MgO	7,86	13,36	1,87	14,36	17,19	4,09	10,75	9,38	8,13
CaO	9,83	23,65	22,76	13,42	0,11	8,33	20,11	12,55	0,58
Na ₂ O	0	0,78	0	0,15	0	0	1,94	1,13	0,30
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01
сумма	100	100	90,06	98	85,96	100	100	98	90,15
Si	2,984	1,945	6,017	7,849	2,914	2,949	1,934	6,505	3,006
Al _{IV}	0,016	0,055	0	0,151	1,086	0,051	0,066	1,495	0,994
Al _{VI}	1,917	0,071	4,922	0,047	1,295	1,904	0,148	0,355	1,153
Ti	0,006	0,008	0	0,001	0,002	0,001	0,008	0,019	0,009
Cr	0,011	0,002	0,014	0,027	0,005	0	0	0,005	0,014
Fe ³⁺	0	0	0,029	0	0	0	0	0	0
Fe ²⁺	1,322	0,197	0,495	1,744	1,868	1,948	0,319	2,778	3,305
Mn	0,029	0,002	0,014	0,014	0,020	0,025	0,001	0,028	0,007
Mg	0,899	0,737	0,462	3,102	2,688	0,485	0,599	2,139	1,317
Ca	0,808	0,938	4,046	2,083	0,012	0,710	0,805	2,057	0,068
Na	0	0,056	0	0,043	0	0	0,140	0,334	0,063
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001
сумма	8,038	4,011	16	15,059	9,891	8,072	4,021	15,716	9,937

Кристаллохимические формулы рассчитаны кислородным методом – клинопироксен (Срх) на 6 атомов кислорода, гранат (Grt) – 12, плагиоклаз (Pl) – 8, амфибол (Hbl) – 23, актинолит (Act) – 23, хлорит (Chl) – 14. Формула пумпеллиита (Pmp) рассчитана катион-кислородным методом на 16 катионов и 24,5 атомов кислорода.

Пиковые оценки параметров эклогитового метаморфизма, сделанные на основе содержания жадеитового минала в реликтах омфацита и составов гранатов (Holland, 1980; Powell, 1985), дали минимальные значения давления 13 – 14 кбар и температуры в интервале от 700 до 750 °С. Эксгумация эклогитов происходила в условиях изотермальной декомпрессии, поскольку ретроградные парагенезисы формировались при меньших давлениях (~ 8 - 10 кбар), но при тех же температурах (~ 700°С).

Железистые эклогитовые породы существенно отличаются от симплектитовых эклогитов по структурным характеристикам и химизму минералов. Мелкие (до 1 мм) субгедральные и округлые зерна доминирующего минерала – граната – не обнаруживают выраженной зональности по составу, которые отвечают алмадин-гроссуляр-пироповому твердому раствору ($Alm_{60-64} Grs_{21-24} Prp_{14-15} Sps_1$). Симплектитовая масса резко отлична от того, что наблюдается в собственно ретроградно измененных эклогитах. Она образована грубозернистым агрегатом диопсидового клинопироксена очень выдержанного состава ($X_{Na} = 0,06-0,09$), ферро-чермакитовой роговой обманки и олигоклазовым плагиоклазом (рис. 6. 5). Редко наблюдаются также полигональные кристаллы кварца. В симплектитовой массе отмечаются многочисленные зерна Fe-Ti окислов. Нигде не обнаружено реликтов омфацита, что и предопределяет отнесение этих пород к группе эклогитовых пород, но не собственно эклогитам (см. Desmons, Smulikowski, 2007). Подобные амфибол-клинопироксен-плагиоклазовые симплектиты с необычно высоким количеством Fe-Ti окислов описаны в эклогитах южной части пояса Сулу, и показано, что их происхождение, по-видимому, связано с эвтектико-подобным распадом омфацита в присутствии водного флюида, поступающего из внешнего источника (Yang, 2004). Этот процесс приводит к выносу большого количества Si, Ca и Na с осаждением возникающего избытка Fe (Bolland, Otten, 1985). По термобарометрическим оценкам сосуществующих минеральных ассоциаций надежно фиксируется только ретроградная стадия с температурами ~ 700 °С и давлением, не превышающем 10 кбар (по Cpx-Pl-Qtz геотермобарометру McCarthy, Patiño Douce, 1998).

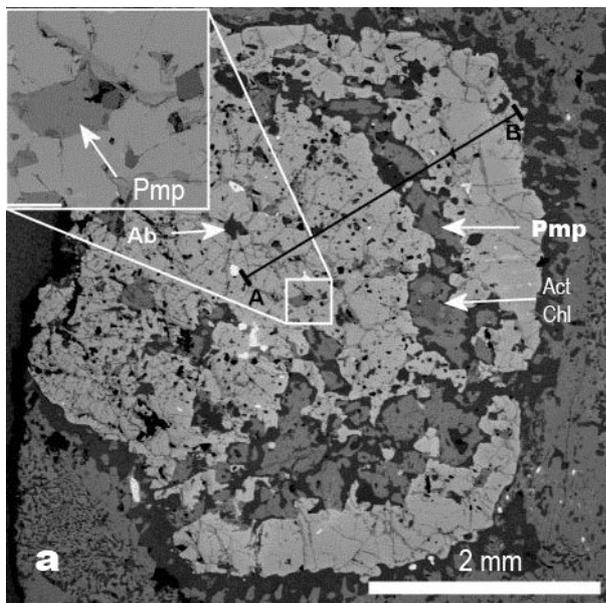


Рис. 6.4. Микрофотография атолового граната с указанием местоположения находок низко температурных и низкобарических минералов проградной стадии эволюции протолита эклогитов Узкой Салмы.

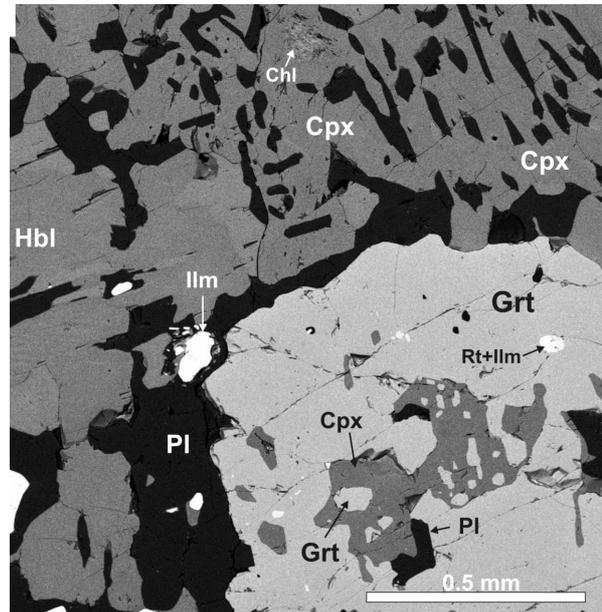


Рис. 6.5. Микрофотография участка железистой эклогитовой породы Узкой Салмы, иллюстрирующая структуру «грубых» диопсид-амфибол-плагиоклазовых симплектитов, в которых наблюдаются многочисленные Fe-Ti окислов.

С этими породами пространственно связаны жилы гранат-биотитовых плагиогранитоидов мощностью от первых см до ~ 50 - 60 см. Эти жилы нигде не выходят за пределы эклогитового тела и характеризуются необычными соотношениями с вмещающими их эклогитами. С одной стороны, ясно видно, что они являются секущими по отношению к вмещающим эклогитам, а, с другой сторо-

ны, на простирации жил отчетливо наблюдается, что они не имеют огранивающих контактов, как бы растворяясь в теле эклогитов. Эти соотношения предопределили их отнесение к типу «замороженных кислых расплавов», которые были запружены в трещинах отрыва, а затем эксгумированных вместе с эклогитовым телом. Петрографическое исследование образцов из этих жил показывает, что они сложены главным образом из гранобластного агрегата кварца и плагиоклаза (75-80% объема породы) и порфиробластов граната, чешуек биотита, и аллотриоморфных кристаллов кианита, наблюдающихся на контакте с зернами граната (рис. 6.6).

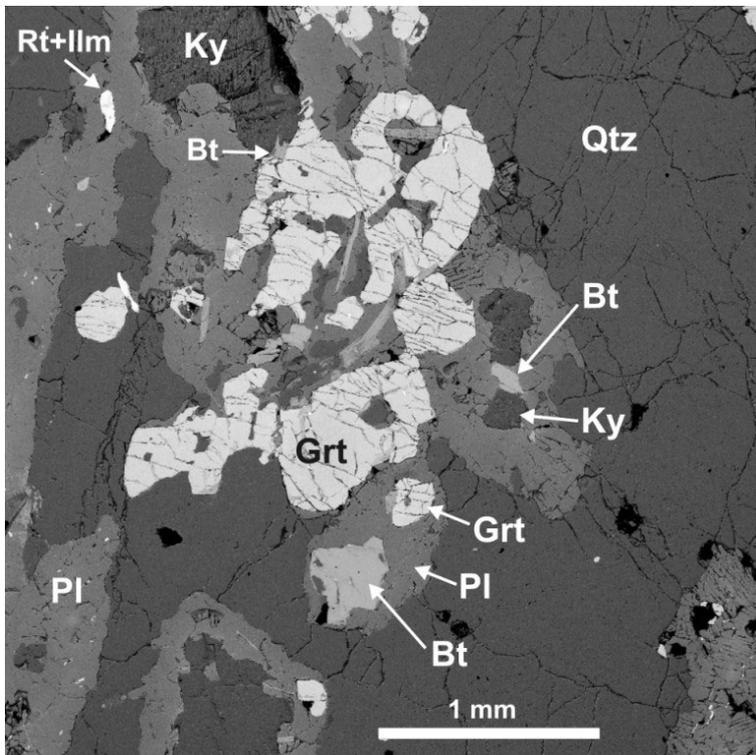


Рис. 6.6. Микрофотография участка из «замороженной» трондемитовой жилы (SB-805), иллюстрирующая ее минеральный состав и структуру породообразующей ассоциации.

Из аксессуарных минералов фиксируется рутил, который замещается ильменитом. По микронзондовым определениям составов сосуществующих минералов центральные части граната имеют состав $Alm_{48}-Prp_{28}-Grs_{23}-Sps_8$, тогда как оболочки of $Alm_{52}-Prp_{26}-Grs_{21}-Sps_9$, что свидетельствует о ретроградной их зональности. Биотит является высокомагнезиальным ($Mg\# = \sim 70$) с высоким содержанием Si (2,6 – 2,75 в формульных единицах), что является типичным для эклогитов (Nakamura, 2003). По геотермобарометру Grt-Bi-Pl-Qtz (Koziol, Newton, 1989) пиковые параметры метаморфизма этой ассоциации достигали $> 13,5 - 14$ кбар и температуры $\sim 700^\circ C$, т.е. осуществлялись в тех же самых условиях, что и происходил метаморфизм эклогитов Узкой Салмы. Говоря другими словами, можно предполагать, что возникновение плагиогранитного расплава было прямо связано с метаморфическим процессом формирования эклогитов, а этот расплав может рассматриваться как син-метаморфический (в условиях фации амфиболовых эклогитов).

По содержанию главных элементов эклогиты Узкой Салмы соответствуют низко-калиевому толеитовому, преимущественно высоко магнезиальному, базальту ($SiO_2 \sim 48 - 52\%$, $MgO \sim 8 - 12\%$). По распределению малых элементов они наиболее близки к N-MORB, что свидетельствует об отсутствии вклада в их петрогенезис корового вещества, неизбежного в случае мафических интрузий в ранее существующую континентальную кору (Табл. 6.4, рис. 6.7). Это дает основание предполагать, что протолитом эклогитов была архейская океаническая кора, которая, судя по петрологическим данным, субдуцировала, по крайней мере, до глубин 55 – 60 км. Метапироксениты соответствуют по составу более магнезиальным породам и, соответственно, более примитивным ($Mg\# = 0,70$), пикритовым породам – продуктам мантийного плавления без заметного вклада коровой составляющей. По содержанию малых элементов они обнаруживают полную когерентность с эклогитами, обозначая их генетическое родство.

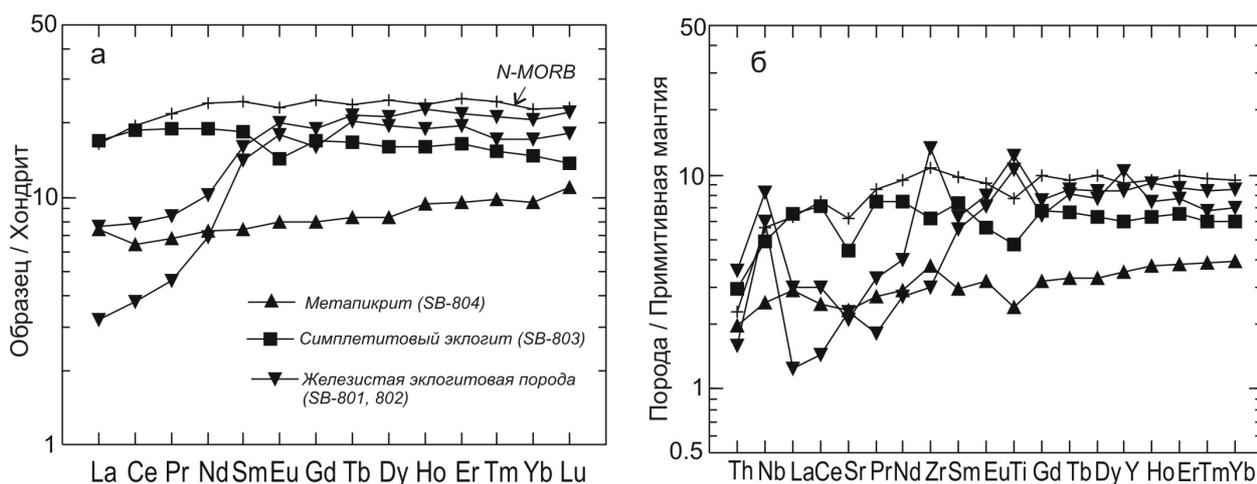


Рис. 6.7. Геохимические особенности эклогитов Узкой Салмы. а: нормированные к хондриту содержания редкоземельных элементов. б: нормированные к примитивной мантии содержания малых элементов.

На этом фоне железистые эклогитовые породы по составам различаются кардинально. Они характеризуются очень низкой магниальностью ($Mg\# = 0,36-0,37$), что не согласуется с возможной их интерпретацией, как фракционатов первичного базальтового расплава (Табл. 4). По распределению РЗЭ они обнаруживают сильную деплетацию в части легких редких земель ($La/Yb_N = 0,2-0,35$) и, вместе с тем, заметную обогащенность тяжелыми редкими землями. Обращает также на себя внимание когерентное поведение высокозарядных некогерентных элементов (Nb, Zr, Ti), которые на спайдерограммах отмечаются сильными аномальными положительными пиками (рис. 6.7). Эти особенности железистых эклогитов Узкой Салмы сильно контрастируют с геохимией Fe-Ti эклогитов Сулу, которые показывают некогерентное распределение этих элементов с явно выраженными отрицательными аномалиями Nb и Zr. Это интерпретируется как результат внедрения высоко дифференцированных расплавов габбровых интрузий в раннюю континентальную кору или энсиалическую островную дугу (Liu et al., 2007). Геохимические характеристики железистых эклогитов Узкой Салмы в совокупности с данными по их петрологии заставляют предполагать, что они являются реститами водонасыщенного плавления эклогитов.

Этот вывод иллюстрируется рис. 6.8, на котором отчетливо можно видеть геохимическую комплементарность между железистыми эклогитовыми породами и замороженной выплавкой трондьемита. Эта порода по геохимическим характеристикам ($SiO_2 > 56\%$, $Al_2O_3 > 15\%$, $Sr/Y > 40$, $La/Yb > 20$) соответствует адакиту (обр. SB-805, табл. 6.4), т.е. плагиопорфировым лавам мезозойских островных дуг, происхождение которых объясняется частичным плавлением гранат-содержащего, но безплагиоклазового мафического протолита (эклогита) (см. Drummond, Defant, 1990). Образец этой породы в Sm-Nd изотопной системе показывает, что первичный расплав был ювенильным с $T_{DM} = 3.05$ млрд. лет, поскольку имеющиеся изотопные возрастные оценки формирования континентальной коры Беломорского пояса не превышают 3 млрд. лет (Бибикова и др., 2004). По геохимии главных и малых элементов состав из замороженного трондьемитового расплава в эклогите Узкой Салмы практически точно совпадает с оценками среднего состава трондьемит-тоналит-градиоритовых (ТТГ) гнейсов, или ранней континентальной коры Земли (см. Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Имеющиеся данные по геохимии обрамляющих эклогитовое тело Узкой Салмы гнейсов позволяют предполагать, что они генетически могут быть связаны с процессами частичного плавления эклогитов, что можно видеть на рис. 6.9.

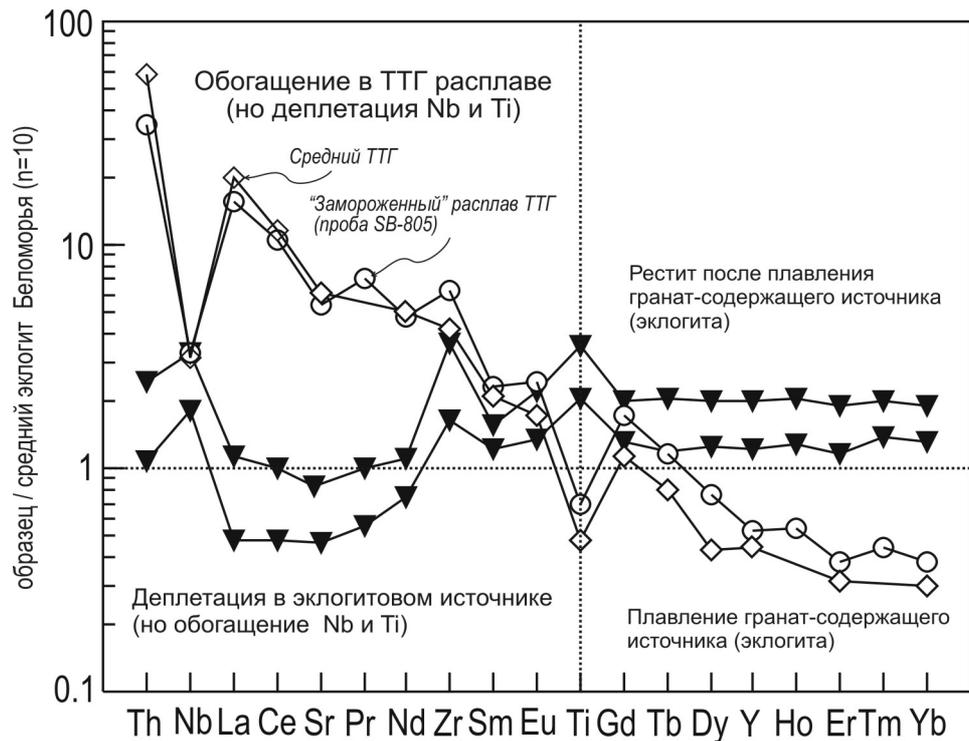


Рис. 6.8. Спайдерограмма, иллюстрирующая геохимическую комплементарность железистых эклогитовых пород и «замороженной» трондjemитовой выплавки. Средний ТТГ по (Drummond et al., 1996).

Таблица 6.4. Содержания главных (РФА) и малых элементов (ICP-MS) в эклогитах и связанных с ними породах Узкой Салмы

Образец	SB-801	SB-802	SB-803	80306	SB-804	SB-812
Порода	Fe-Ti эклогит. порода	Fe-Ti эклогит. порода	Симпл. эклогит	Симпл. эклогит	Метапикрит	Эклогит
SiO ₂	45.62	46.37	48.70	52.20	49.55	49.38
TiO ₂	2.22	2.54	0.98	0.63	0.50	0.54
Al ₂ O ₃	13.94	13.82	16.40	14.32	13.04	13.50
Fe ₂ O ₃ t	20.81	20.54	11.93	10.97	11.92	11.18
MnO	0.24	0.27	0.18	0.18	0.22	0.22
MgO	5.40	5.04	7.98	8.56	12.43	12.12
CaO	9.93	9.74	11.67	10.97	9.96	11.14
Na ₂ O	1.86	1.70	1.92	2.36	1.72	1.12
K ₂ O	0.03	0.09	0.20	0.14	0.16	0.08
P ₂ O ₅	0.05	0.11	0.08	0.04	0.04	0.08
LOI	0.22	0.09	0.27	0.46	0.56	1.00
total	100.39	100.37	100.35	99.90	100.13	99.50
Mg#	0.37	0.36	0.60	0.66	0.70	0.72
Cr	70	60	188		1018	996
Ni	26	38	142		275	316
Co	82	93	42		67	
Sc	44	42	31		35	41
V	882	617	232		182	212
Rb	0.74	0.88	8.4		3	1.5
Ba	0.20	2.48	42		6	33
Sr	41	38	80		43	67
Zr	30	130	61		36.3	23
Y	41.4	33.4	24		14	12
Nb	3.75	5.10	3.02		1.55	1.61
La	0.76	1.82	4.01		1.76	1.54
Ce	2.31	4.79	11.4		3.98	3.78
Pr	0.44	0.80	1.81		0.65	0.57
Nd	3.22	4.79	8.92		3.41	2.70

Образец	SB-801	SB-802	SB-803	80306	SB-804	SB-812
Порода	Fe-Ti эклотит.порода	Fe-Ti эклотит.порода	Симпл. эклотит	Симпл. эклотит	Метапикрит	Эклотит
Sm	2.16	2.45	2.83		1.14	1.15
Eu	1.04	1.16	0.83		0.46	0.39
Gd	3.29	3.89	3.49		1.64	1.52
Tb	0.76	0.81	0.63		0.31	0.27
Dy	4.94	5.39	4.08		2.10	1.91
Ho	1.07	1.29	0.91		0.53	0.42
Er	3.22	3.61	2.72		1.58	1.28
Tm	0.44	0.54	0.39		0.25	0.22
Yb	2.93	3.53	2.52		1.62	1.33
Lu	0.46	0.56	0.35		0.28	0.22
Hf	2.10	3.10	1.73		0.91	0.76
Th	0.13	0.29	0.24		0.16	0.19
U	0.08	0.07	0.06		0.14	0.08
La/Yb _N	0.18	0.35	1.07		1.40	0.78
Sr/Y	1.0	1.14	3.3		2.6	1.8

Образец	SB-805	SB-806/1	SB-807	SB-808
Порода	Замороженный трондьемитовый расплав	Обрамляющий ТТГ гнейс	Обрамляющий ТТГ гнейс	Обрамляющий ТТГ гнейс
SiO ₂	68.34	71.01	61.21	68.66
TiO ₂	0.49	0.22	0.56	0.56
Al ₂ O ₃	15.80	15.71	19.03	15.39
Fe ₂ O ₃ t	4.29	1.73	3.97	4.05
MnO	0.05	0.02	0.05	0.06
MgO	1.84	0.65	1.93	0.84
CaO	4.78	3.00	5.81	3.59
Na ₂ O	2.93	3.79	5.52	4.23
K ₂ O	0.67	3.00	1.11	1.96
P ₂ O ₅	0.11	0.06	0.17	0.08
LOI	0.72	0.78	0.62	0.39
total	100.02	99.36	99.98	99.81
Mg#	0.50	0.46	0.53	0.32
Cr	37	9	15	9
Ni	35	9	22	13
Co	20	4	14	6
Sc	7	6	13	12
V	54	23	66	36
Rb	40	165	45	60
Ba	531	709	277	794
Sr	404	394	650	505
Zr	227	107	146	430
Y	8.9	3.63	17.6	25.3
Nb	6.72	3.25	7.89	11.0
La	25.10	16.10	57.30	33.60
Ce	50.00	31.50	117	75.60
Pr	5.54	3.36	12.50	9.28
Nd	20.20	10.70	42.10	36.40
Sm	3.60	1.79	6.57	7.32
Eu	1.29	0.60	1.18	2.12
Gd	3.34	1.36	5.61	6.50
Tb	0.45	0.19	0.78	0.92
Dy	2.04	0.71	3.58	4.77
Ho	0.34	0.12	0.59	0.90
Er	0.71	0.26	1.73	2.46
Tm	0.12	0.05	0.22	0.36
Yb	0.72	0.20	1.55	2.21
Lu	0.11	0.04	0.24	0.35
Hf	5.10	2.98	3.78	9.93
Th	4.13	3.55	6.57	3.67
U	1.14	1.19	0.60	0.62
La/Yb _N	23.5	54.4	25.0	10.3
Sr/Y	45.4	109	37	20

Оценки изотопного возраста эклогитов Узкой Салмы проводились разными методами. Прямое датирование цирконов, выделенных из ретроградно измененных эклогитов (SHRIMP II) (15 точек) дало сильную дискордию с верхним пересечением конкордии с возрастом около 2,9 млрд. лет и пиками нарушения U-Pb системы, примерно, в 2,78 и 2,6 млрд. лет и 1,9 млрд. лет. Датирование цирконов из обрамляющих эклогитовое тело ТТГ гнейсов также не дало надежных результатов. Изотопный возраст цирконов, полученный при измерениях на SHRIMP II (9 точек), показал дискордию с верхним пересечением 2737±10 млн. лет и нижним 518±190 млн. лет, который не известен на Балтийском щите как время ощутимого термального события, который мог бы отразиться в U-Pb системе цирконов.

Дискордантный возраст по цирконам из железистых эклогитовых пород был получен методом SHRIMP-II с верхним пересечением с конкордией 2966±48 млн. лет и нижним 1890±20 млн. лет, что согласуется с известными данными по нарушению U-Pb системы в породах Беломорского пояса. Полученный по верхнему пересечению изотопный возраст цирконов интерпретируется как грубая оценка возраста формирования протолита эклогита Узкой Салмы (Каулина и др., 2007).

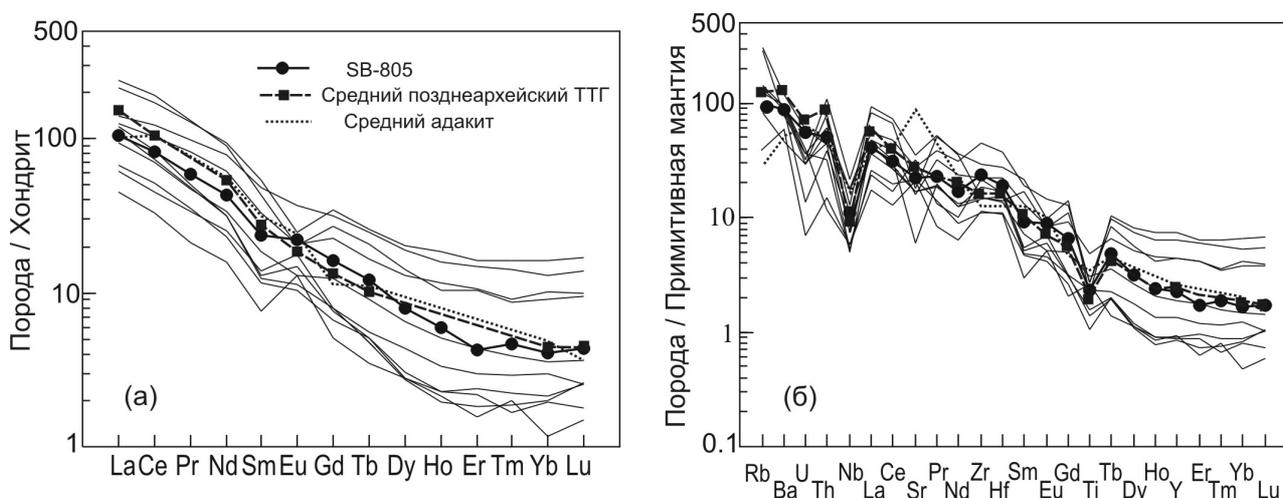


Рис. 6.9. Распределения редких земель (а) и малых элементов (б) в ТТГ, обрамляющих эклогитовое тело Узкой Салмы в сравнении с составом «замороженной» трондьемитовой выплавки. Показаны также средний состав позднеархейских ТТГ и средний состав адакита по (Condie, 2005).

Более определенные результаты изотопного датирования показали данные по цирконам из трондьемитового расплава «замороженного» в эклогитах (обр. SB-805). Выделенные из этой жилы цирконы мелкие (~ 50 микрон) и округлые, что типично для цирконов кристаллизовавшихся в высокобарических условиях. Эти цирконы были датированы методом LAM ICP-MS, комбинированным с получением изотопных Lu-Hf характеристик циркона в точках датирования (Natarov et al., 2005). Кроме того, они исследовались также локально U-Pb-Th датированием на SHRIMP-II (Каулина и др., 2007). Оба метода показали идеальную сходимость результатов: верхнее конкордантное пересечение 2861±31 млн. лет (SHRIMP II) и 2862±11 млн. лет (LAM ICP-MS, средневзвешенное значение по 20 конкордантным точкам). В этой же пробе выделена популяция более молодых цирконов с возрастом 2769±19 млн. лет (6 точек). Подобный изотопный возраст «молодых» цирконов фиксируется и по данным шримпметрии с верхним пересечением 2778±23 млн. лет и нижним пересечением 1184±150 млн. лет (Каулина и др., 2007). По данным определений изотопных Lu-Hf отношений в точках локального датирования цирконов их модельный возраст составляет ~ 3,04 млрд. лет и показывает ювенильное происхождение ($\epsilon_{\text{Hf}} = +2 \div +6$) (Natarov et al., 2005). Эти данные прекрасно согласуются с данными по оценкам модельного Nd возраста по этой породе, которые дают значение 3,05 млрд. лет. Таким образом, можно думать, что наиболее древняя популяция цирконов формировалась одновременно с расплавом и отражает возраст частичного плавления эклогита в водонасыщенных условиях, которые обуславливают появление такой заметной перитектической фазы как Fe-Ti окислы (см. Moyen, Stevens, 2006), определяющих высоко железистый профиль реститовых эклогитовых пород Узкой Салмы.

ЭККУРСИЯ 7

ВОЧЕ-ЛАМБИНСКАЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ СТРУКТУРА

Балаганский В.В.

ГИ КНЦ РАН (Апатиты)

Воче-Ламбинская зеленокаменная структура, сложенная одноименным комплексом и описанная в (Воче-Ламбинский..., 1991), находится на границе Беломорского подвижного пояса (БПП) и Кольской провинции (рис. 7.1а). Воче-Ламбинский зеленокаменный комплекс (ВЛЗК) состоит из четырех толщ, нижняя из которых интенсивно рассланцована, милонитизирована (остановка 2) и тектонически отделяет супракрустальные образования от структурно лежащих ниже гранитогнейсов фундамента (инфракомплекса, рис. 7.1б).

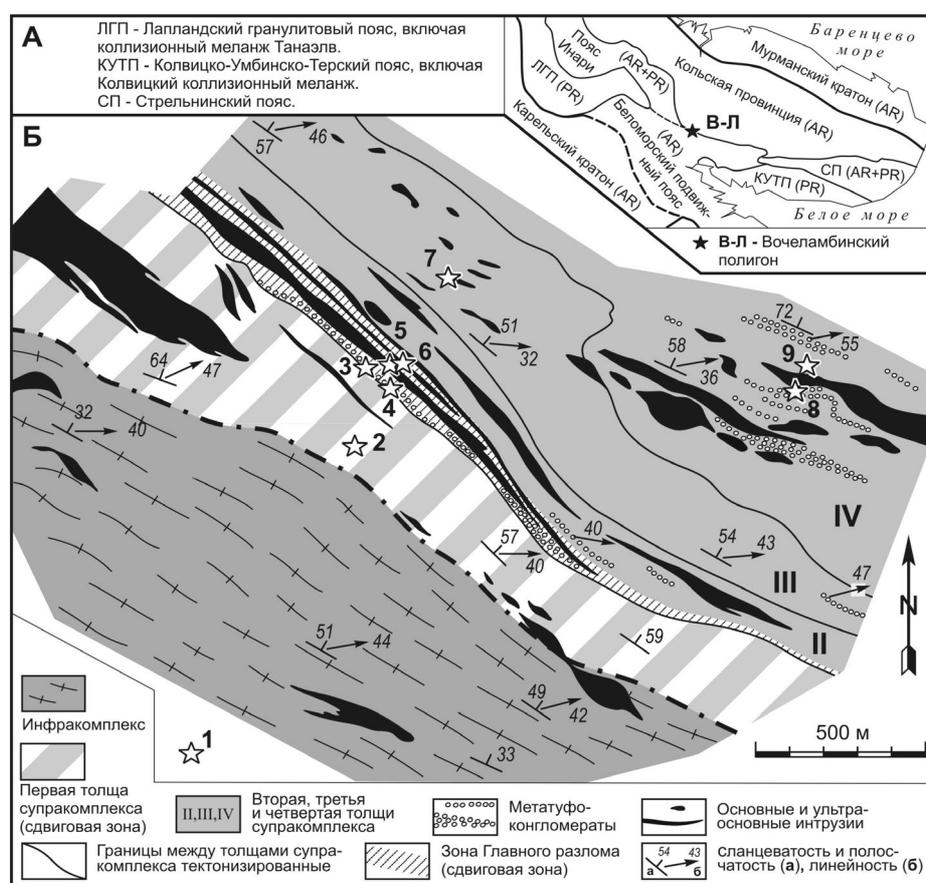


Рис. 7.1. Положение полигона Воче-Ламбина в тектонической структуре Кольского региона (а) и схема его геологического строения (б). Звездочки и цифры – объекты экскурсии и их номера.

Супракрустальные образования представлены гнейсами и амфиболитами, местами с реликтами текстур лав (**остановка 9**) и туфов (**остановка 8**). По составу они отвечают риодацитам, дацитам, андезитам, андезибазальтам и базальтам. Преобладают средние и кислые породы, как правило, нормальной щелочности, но отмечаются и субщелочные разности. В верхних трех толщах развиты метаосадки (аркозы, граувакки, субграувакки), включая линзы полимиктовых конгломератов, туфо-конгломератов и конгломератобрекчий (**остановка 3, 4 и 8**). В состав обломков и галек входят гранитоиды (в том числе микроклиновые), гнейсы (средние и кислые метавулканиды), амфиболиты (метабазальты), метагабброиды, горнblendиты, редко кварцолиты, что указывает на гетерогенный сиалический состав областей сноса. Таким образом, формирование осадков происходило в конусах выноса синхронно с вулканизмом.

U-Pb возраст магматических цирконов из гальки метаморфизованных, рассланцованных и смятых в складки тоналитов (**остановка 4**) составляет 2807 ± 7 млн. лет (Кислицын, 2001) и идентичен возрасту тоналитогнейсов инфракомплекса (**остановка 1**), равному 2807 ± 10 млн. лет (Balashov et al., 1992). Верхняя возрастная граница зеленокаменного комплекса определяется минимальным U-Pb возрастом 2663 ± 1 млн. лет магматического циркона из андезитового метатифа (Кислицын и др., 2000). С учетом того, что архейская структурно-метаморфическая переработка инфракомплекса сверху ограничена датировкой 2,76 млрд. лет (Balashov et al., 1992), и переработанные тоналиты встречаются в гальках (**остановка 4**), возраст ВЛЗК можно оценить в 2,7 млрд. лет. Результаты изучения Sm-Nd изотопной системы кислых вулканитов ($\epsilon_{Nd}(2800) = +2,57$, $t_{DM}^{Nd} = 2,76$ млрд. лет, **остановка 8**) и тоналитогнейсов их фундамента ($\epsilon_{Nd}(2800) = +2,04$; $t_{DM}^{Nd} = 2,81-2,87$ млрд. лет **остановка 1**) (Timmerman, Daly, 1995) подтверждают близость всех этих пород друг другу по возрасту и указывают на то, что у них отсутствует длительная коровая предыстория.

Особенности седиментогенеза при формировании Воче-Ламбинского зеленокаменного комплекса указывают на его энсиалическую природу, а время его образования (2,66–2,76 млрд. лет) отвечает коллизионной стадии развития неархейского БПП (Слабунов, 2008).

В самом начале палеопротерозоя (2,4–2,5 млрд. лет) комплекс был прорван различными базитами, включая габбро-анортозиты и анортозиты (**остановка 5 и 6**), которые сразу же испытали структурно-метаморфическую переработку в условиях растяжения, а позднее – в свекофенское время (1,90 млрд. лет), – испытали повторную мигматизацию (**остановка 7**).

Маршрут экскурсии

Остановка 1 (рис. 7.2) сложено тоналитогнейсами фундамента ВЛЗК. Для них характерны неоднократные деформации, метаморфизм и проявления жильных гранитоидов, включая мигматизацию, общей длительностью ~50 млн. лет (Balashov et al., 1992). Петрохимически эти тоналитогнейсы отличаются от гранитогнейсов, слагающих практически весь фундамент (Л.Н. Королева, Воче-Ламбинский..., 1991; различия установлены в содержаниях CaO, MgO, FeO+Fe₂O₃, K₂O, а также таких элементов-примесей как Cr, Nb, Rb, Ba и Sr). Не исключено, что они представляют собой интрузию, внедрившуюся в гранитогнейсы. Жильные гранитоиды по составу отвечают кварцевым диоритам, тоналитам-гранодиоритам и низкощелочным гранитам. По нормативному составу они более однородны и отвечают тоналитам, за исключением γ_7 , соответствующих трондьемитам.

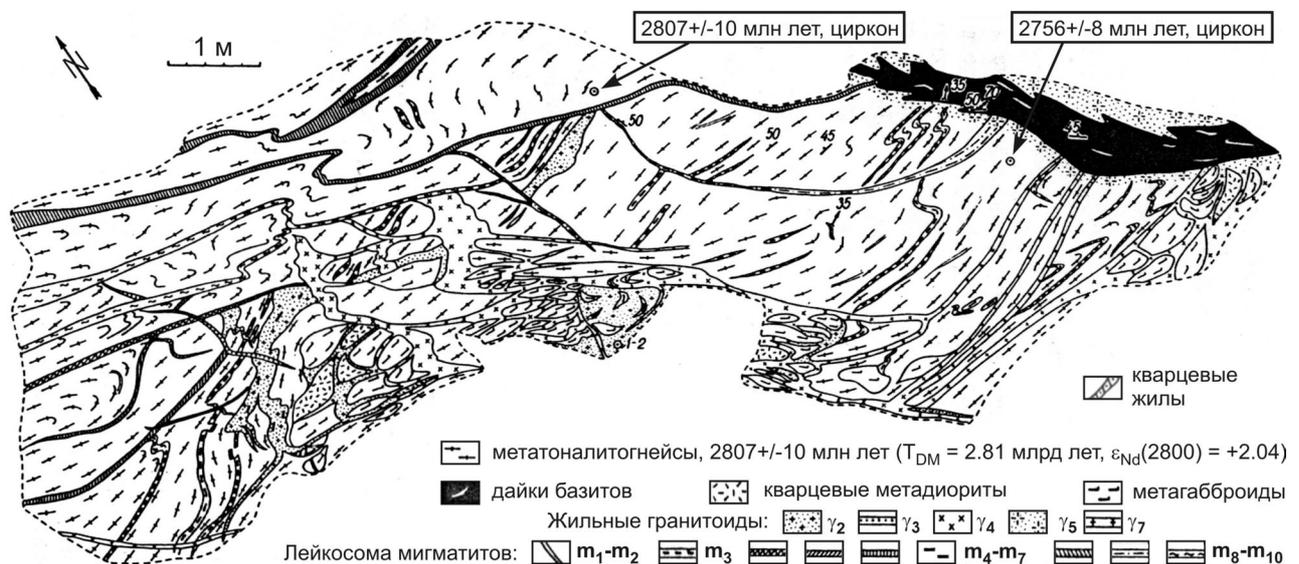


Рис. 7.2. Интенсивно мигматизированные тоналитогнейсы инфракомплекса с включениями метагабброидов (схема составлена М.Н. Богдановой и др., Воче-Ламбинский..., 1991).

Остановка 2 иллюстрирует все типичные черты I толщи супракомплекса: крайне высокую степень рассланцевания и милонитизации пород, частую и тонкую перемежаемость кислых, средних и основных пород, редкие сжатые до изоклинальных складки и линейризацию параллельно их шарнирам (статистически все линейные элементы погружаются к востоку под средними углами).

Все эта толща представляет собой зону интенсивных сдвиговых деформаций. В результате все структурные и текстурные признаки первичной природы этих пород утрачены. Петрохимически (здесь и далее приводятся данные А.А. Предовского и В.И. Болотова, Воче-Ламбинский, 1991) породы соответствуют: (1) толеитовым, существенно натровым, нормальным по щелочности базальтам и метабазальтам с повышенной железистостью и несколько пониженной глиноземистостью, (2) андезитам, нормальным по щелочности (с натровым уклоном) и с повышенной глиноземистостью, и (3) риодацитами нормальной щелочности, натрового уклона и достаточно повышенной общей глиноземистостью.

Остановка 3 и 4. Здесь можно наблюдать типичные неоднородно деформированные метатуфоконгломераты самого нижнего горизонта II толщи супракомплекса. Обломки и гальки сложены лейкогранитами, тоналитами, амфиболитами и метабазами (пирокластитам?), при этом их объем варьирует от резкого преобладания над объемом цемента до обратных соотношений (Т.Ф. Негруца, Воче-Ламбинский..., 1991). Величина деформации галек и фрагментов пород в западном из них (обн. 3) слабая, при движении по простиранию к востоку она очень усиливается, а затем снова снижается, и в обн. 4 была обнаружена недеформированная галька рассланцованных и метаморфизованных гранитоидов (рис. 7.3). Возраст магматического протолита метатоналита в гальке равен 2807 ± 7 млн. лет (Кислицын, 2001) и идентичен таковому тоналитогнейсов фундамента (инфракомплекса).

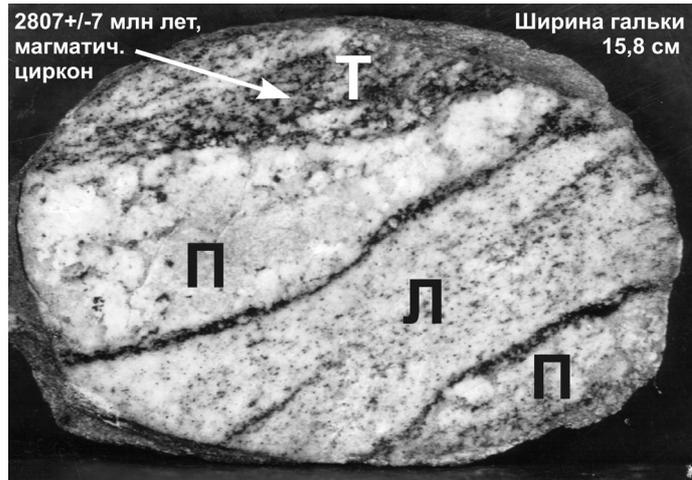


Рис. 7.3. Галька рассланцованных, метаморфизованных, мигматизированных и смятых в складку метатоналитов (Т), лейкогранитов (Л) и пегматоидов (П); осевая поверхность проходит по лейкогранитам (обр. В.В. Балаганского).

Остановка 5. Метагаббро-норит зоны Главного разлома (сдвиговой зоны растяжения). Возраст циркона с типичными для него в основных породах чертами равен 2491 ± 13 млн. лет (в рассланцованных разностях циркона нет). Характерны многочисленные мелкие дайки пятнистых габброидов, рвущих метагаббро-нориты, включая и рассланцованные. Все эти метагабброиды на дискриминационных диаграммах попадают в поле внутриплитных базальтов (М.Н. Богданова и др., Воче-Ламбинский..., 1991).

Остановка 6. Линеализированные метаанортозиты и ультрамилониты по ним. В слабо переработанных анортозитах циркона почти нет, тогда как в ультрамилонитах он присутствует в заметных количествах. Возраст этого циркона метаморфогенной природы составляет 2403 ± 7 млн. лет (Кислицын, 2001) и связывается с рассланцеванием анортозита, которое оказывается одновозрастным с таковым анортозитов и габбро-анортозитов массивов Главного хребта, Пыршин и Колвицкий, внедрившихся 2,45–2,48 млрд лет назад.

Остановка 7 сложено кислыми метавулканитами III толщи, испытавшими двукратную мигматизацию. Магматические протолиты определены как дациты и риодациты однородного состава нормального по щелочности ряда. Отличаются пониженной глиноземистостью и немного повышенной железистостью и, согласно данным кластерного и факторного анализа, обнаруживают сродство с кислыми метавулканитами II и IV толщ. Ранняя лейкосома – тонкая, протяженная, мелкозернистая, тогда как поздняя образует линзообразные тела мощностью до 15 см протяженностью первые десятки сантиметров и маркирует осевые поверхности слабых складчатых изгибов, отражающие взбросо-сдвиговые движения к западу (условия сжатия). Возраст цирконов из поздней лейкосомы равен 1898 ± 2 млн. лет (Кислицын, 2001) и совпадает с таковым свекофенских лейкосом в Колвицко-Умбинско-Терском поясе (рис. 7.1a), образовавшихся в условиях и гранулитовой, и амфиболитовой фации, а также свекофенских лейкосом в центральной части БПП (1,89–1,91 млрд лет).

Остановка 8. Здесь обнажены кислые и средние метавулканиды, метатифы, метаконгломераты и метатифоконгломераты IV толщ. Метавулканиды II, III и IV толщ супракомплекса дают изохронный Rb-Sr возраст 2530 ± 36 млн. лет, который интерпретируется как время закрытия изотопной системы после неархейского метаморфизма (Balashov et al., 1992). Первые три датированные U-Pb методом фракции магматического циркона из метатифа ГХ-205-5 не дали линейной зависимости, а самый древний $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст составил 2663 ± 1 млн. лет, который и определяет минимальный возраст вулканизма.

Остановка 9. Пример метавулканидов IV толщ супракомплекса с наиболее хорошо сохранившимися первичными текстурами (включая миндалекаменные). Исходные вулканиды интерпретируются как базальты и андезитобазальты, отличающиеся невысокой глиноземистостью, нормальной щелочностью и явным натровым уклоном. Петрохимически сходны с основными метавулканидами I и II толщ.

ЛИТЕРАТУРА

- Балаганский В.В.* Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. докт. ...геол.-мин. наук. СПб. 2002. 32 с.
- Батиева И.Д.* Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
- Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука. 2004. 174 с.
- Беляцкий Б.В., Богачев В.А., Голубев А.И., Иваников В.В., Левченков О.А., Филиппов Н.Б.* Новые данные по U-Pb и Sm-Nd изотопному датированию архейских и раннепротерозойских магматических комплексов Карелии // *Материалы 3 Всероссийского совещания Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. 2000. С. 42-45.*
- Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Заможная Н.Г., Андрющенко Ю.Н., Ступак В.М.* Геофизические исследования по региональному профилю 4В СВЕКАЛАПКО // *Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь - Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2001. С. 39-63.*
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайсон С., Шельд Т.* Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // *Петрология. 2004. № 3. С. 227-244.*
- Бибикова Е.В., Крылов И.Н.* Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии // *Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 5. С. 1231-1235.*
- Бибикова Е.В., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Кирилова Т.И.* Геохронология архея западной Карелии // *Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 5. С. 3-20.*
- Бибикова Е.В., Самсонов А.В., Щипанский А.А. и др.* Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккрецированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // *Петрология. 2003а. Т. 11. № 3. С. 289-320.*
- Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др.* Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // *Петрология. 1999а. Т. 7. № 2. С. 115-140.*
- Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Кирилова Т.И., Марков В.А., Борисова Е. Ю., Кевлич В.И.* U-Pb геохронология и петрохимия диорит-плагиогранитного батолита Северной Карелии // *Геохимия. 1997б. № 11. С. 1154-1160.*
- Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Баянова Т.Б. и др.* Меланократовые включения и петрогенезис щелочных гранитов Понойского массива (Кольский полуостров) // *Геохимия. 1999. № 11. С. 1178-1191.*
- Володичев О.И.* Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука. 1990. 248 с.
- Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Конилев А.Н., Кузнецов Т.И.* Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // *Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609-631.*
- Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова / Под. ред. Ф.П.Митрофанова и В.И.Пожиленко. Апатиты: КФ АН СССР. 1991. 196 с.
- Вревский А.Б.* Петрология коматиитов, изотопно-геохимическая эволюция верхней мантии и геодинамика архейских зеленокаменных поясов. Автореф. докт. ...геол.-мин. наук. СПб. 2000. 37 с.
- Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии.* Л.: Наука. 1981. 154с.
- Вулканические постройки протерозоя Карелии.* Л.: Наука. 1978. 168с.
- Геология Карелии.* Отв. ред. Соколов В.А. Л.: Наука. 1987. 231 с.
- Глебовицкий В.А., Бушмин С.М.* Послемигматитовый метасоматоз. Л. Наука, 1983. 143 с.
- Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б.* Структура и метаморфизм Беломоро-Лапландской коллизионной зоны // *Геотектоника. 1996. № 1. С. 63-75.*
- Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления.* Под ред. Шарова Н.В. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2004. 353 с.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б.* Геология и рудоносность геологических формаций Костомукшского рудного района // *Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования.* Под ред. Рундквист Д.В. М. 2004. С. 95-109.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б.* Первая находка архейской коры химического выветривания в Карелии // *ДАН СССР. 1983. Т. 272, № 6. С. 1425-1428.*
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А.* Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия. 1981. 143 с.
- Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология).* Отв. ред. Лобач-Жученко С.Б. Л.: Наука. 1988. 212 с.
- Земная кора восточной части Балтийского щита.* Отв. ред. К.О. Кратц. Л.: Наука. 1978. 232 с.

Каулина Т.В., Апанасевич Е.А., Савченко Е.Э., Сергеев С.А., Пресняков С.В., Щипанский А.А., Япаскурт В.О. Архейские эколгиты Беломорского пояса: результаты U-Pb и Sm-Nd датирования граната и U-Th-Pb (SHRIMP) датирования циркона // Труды всесоюзной научной конференции «Геология и минералогия Кольского региона», Апатиты. 2007. С. 229-233.

Кислицын Р.В. Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб. 2001. 22 с.

Кожевников В.Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л. 1982. 184 с.

Кожевников В.Н. Геология и геохимия архейских северокарельских зеленокаменных структур. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1992. 199 с.

Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2000. 223 с.

Кожевников В.Н. Архейские геодинамические системы: пологая субдукция, цикличность, молодые аналогии, металлогенические следствия // Труды КарНЦ РАН. Вып. 5. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2003. С. 3-21.

Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Сергеев С.А. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 19-41.

Кожевников В.Н., Самсонов А.В., Щипанский А.А. Архейский хизоваарский зеленокаменный комплекс в районе оз. Верхнее // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия (путеводитель и материалы конференции). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. С. 31-52.

Конишин В.А. Гранитоиды Пяозерско-Тикшеозерского поднятия // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1994. С. 77-115.

Конишин В.А. О таваярвинском комплексе // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН СССР. 1990. С. 116-141.

Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg щелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 590-612

Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Милькевич Р.И., Левченко О.А., Сергеев С.А. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000а. № 4. С. 3-10.

Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Другова Г.М., Володичев О.И., Чекулаев В.П., Крылов И.Н., Грачева Т.В., Макаров В.А. Архейский магматизм района оз. Нотозера Северо-Западного Беломорья, изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 593-622.

Лобач-Жученко С.Б., Коваленко А.В., Левский Л.К., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. Sm-Nd изотопные данные как отражение гетерогенности архейской коры Карелии, Балтийский щит // Тез. докл. Конф. Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., ИГГД РАН. 2003. С. 301-305.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000б. № 6. С. 26-42.

Лобач-Жученко С.Б., Роллинсон Х., Чекулаев В.П., Гусева Н.С., Арестова Н.А., Коваленко А.В. Геология и петрология архейского высококалийного и высокомагнезиального Панозерского массива Центральной Карелии // Петрология. 2007. Том. 15. № 5. С. 493-523.

Лобиков А.Ф. О возрасте раннекарельских метавулканитов по данным свинцово-изохронного метода // В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев. 1982. С. 90-91.

Милиц М.В. Архейская тектоника миниплит // Геотектоника. 1998. № 6. С. 2-22.

Милиц М.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г., Ступак В.М., Сулейманов А.К., Бабарина И.И., Конилов А.Н. Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2001. С. 157-190.

Милиц М.В., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М. Объемная модель глубинного строения Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита: профили 1-ЕВ, 4В, FIRE-1 // Модели земной коры и верхней мантии. Материалы Межд. науч.-практ. семинара. СПб.: ВСЕГЕИ. 2007. С. 115-119.

Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Древнейший в мире анорогенный щелочно-гранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // ДАН. 2000. Т. 374. № 2. С. 238-241.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л. Наука. 1980. 100 с.

Никитина Л.П., Левский Л.К., Мохов К.И., Беляцкий Б.В., Журавлев В.А., Лепехина Е.Н., Антонов А.В. Протерозойские щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология. 1999. Т. 7, № 3. С. 252-279.

Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченков О.А., Сергеев С.А., Яковлева С.З., Гороховский О.А. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология, т.2., № 3. 1994. С. 266-281.

Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 359 с.

Раевская М.Б., Горьковец В.Я., Светова А.И., Володичев О.И. Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 1992. 190 с.

Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука. 2005. 711 с.

Робонен В.И., Рыбаков С.И., Светова А.И. Фациальный состав и петрохимия спилито-диабазовой (базальтовой) формации района Хаутаваары (Южная Карелия) // В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск. 1974. С. 42-58.

Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г., Щипанский А.А., Бибилова Е.В., Кирилова Т.И., Конилов А.Н. Процессы формирования раннедокембрийской коры Северо-Западной Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2001. С. 109-143.

Самсонов А.В., Бибилова Е.В., Пухтель И.С. Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // Тезисы докладов в кн.: Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. 1-я Международная Конференция, 8-11 сентября 1996, Санкт-Петербург. СПб.: изд. фирмы Минерал. 1996. С. 74-75.

Светов С.А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита // КарНЦ РАН, 2009, 120с.

Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита // Петрозаводск. КарНЦ РАН, 2005. 230 с.

Светов С.А., Кудряшов Н.М., Ронкин Ю.Л., Хухма Х., Светова А.И., Назарова Т.Н. Мезоархейская островодужная ассоциация Центрально-Карельского террейна (Фенноскандинавский щит). Новые геохронологические данные // Доклады РАН. 2006. т.406. №3. С.370-374.

Светов С.А., Хухма Х. Геохимия и Sm-Nd систематика архейских коматиит-толеитовых ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия) // Докл. РАН. Т. 369, № 2. 1999. С. 261-263.

Светова А.И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск, КНЦ РАН. 1988. 148с.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион. Часть 1. Кол. авт. под ред. Ф.П. Митрофанова, Н.В. Шарова. Апатиты: КНЦ РАН. 1998. 237 с.

Сергеев С.А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии // Автореф. дисс... канд. г.-м.н. 1989. 24 с.

Сергеев С.А., Бибилова 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.

Слабунов А.И. Новые данные по геологии лопийского комплекса района озер Кереть-Верхнее Кумозеро Северной Карелии // Геология докембрия Северной Карелии. Опер.-информ. материалы за 1986 г. Петрозаводск. КФАН СССР. 1986. С. 19-27.

Слабунов А.И. Лопийские осадочно-вулканогенные образования и их соотношение с беломорским супракрустальным комплексом в районе оз. Кереть // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск. КФАН СССР. 1990а. С. 141-155.

Слабунов А.И. Верхнеархейская Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. 1993. № 5. С. 61-74.

Слабунов А.И. Вокшозерская структура Керетского зеленокаменного пояса (строение и петрогеохимические особенности супракрустальных пород) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2001. Вып. 4. С. 27-35.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. 296 с

Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Балаганский В.В., Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. №6. 2006. С. 3-32.

Слабунов А.И., Степанов В.С. Ксенолиты из батолита Северной Карелии - реликты вулканитов архейского зеленокаменного пояса // Геохимия. 1993. № 6. С. 841-851.

Степанов В.С. Магматизм Пяозерского блока (петрохимические особенности) и последовательность образования комплексов // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1994. С. 118-170.

Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука. 1989. 175 с.

- Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Л.: Наука. 1983. 180 с.
- Сыстра Ю.Й.* Структурная эволюция Беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука. 1978. 168 с.
- Сыстра Ю.Й., Скорнякова Н.И.* Деформации лопийских образований района Хизоваара - оз. Кереть (Северная Карелия) // Тез. докл. "Структурный анализ кристаллических комплексов". М. 1986. С. 70-72.
- Тейлор С.П., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Тугаринов А.И., Бибилова Е.В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М. 1980. 130 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М. Изд. МГУ. 1997. 320 с.
- Хизоваарское кианитовое поле (Северная Карелия). Петрозаводск. 1988. 102 с.
- Щипанский А.А.* Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М: Из-во ЛКИ. 2008. 560 с.
- Щипанский А.А., Конилов А.Н.* Эклогиты Беломорского мобильного пояса на Кольском полуострове // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Материалы научной конференции и путеводитель экскурсий. 2009.
- Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В. и др.* Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский полуостров // Матер. XXXVIII Тектонического совещания «Тектоника земной коры и мантии». Т.2. М.: ГЕОС, 2005. С. 389-392.
- Щипанский А.А., Самсонов А.В., Богина М.М. и др.* Высокомагнезиальные, низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии – архейские метаморфизованные аналоги бонинитов? // ДАН. 1999. Т. 365. № 6. С. 817-820.
- Argast, S. and Donnelly T.W.* Javanahalli quartzites. Evidence for sedimentary mica and implications for the chemistry of Archean ocean water // Eds: Naqvi, S.M., and Rogers, J.M., Precambrian of South India. Geological Survey of India, Memoir 4. 1982. P. 158-168.
- Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V.* New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian region and Finland. Apatity: KSC RAS. 1992. P. 13-34.
- Banno S.* Pumpellyite-actinolite facies of the Sanbagawa metamorphism // J. Metamorphic Geol. 1998. V. 16. P. 117-128.
- Bibikova E.V., Petrova A., Claesson S.* The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 129-145.
- Bhatia M.R.* Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J. Geology. 1983. Vol. 91. P. 611-627.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W.* Trace element characteristics of grauwackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1986. Vol. 92. P. 181-193.
- Boland J., Otten M.* Symplectitic augite: evidence for discontinuous precipitation as an exsolution mechanism in Ca-rich clinopyroxene // J. Metamorphic Geology. 1985. Vol. 3. P. 13-20.
- Condie K.C.* TTGs and adakites: are they both slab melts? // Lithos. 2005. Vol. 80. P. 33-44.
- Cortis A.L.* Geology, provenance and depositional environment of the Keewaywin Formation, Sandy lake GP-3 Enstone Belt, Northwestern Ontario // M.Sc. thesis. University of Manitoba. 1991. 223 P.
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehous M.J.* The Lapland-Kola Orogen: Paleoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // European Lithosphere Dynamics. Eds.: Gee D. G. and Stephenson R. A. Geological Society of London, Memoir 32. 2006. P. 579-598.
- Desmons J., Smulikowski W.* High P-T metamorphic rocks / D. Fettes, J. Desmons (eds). Metamorphic rocks. A classifications and glossary of terms. Cambridge Univ. Press. 2007. P. 32-36.
- DePaolo D.J., Linn A.M., Schubert G.* The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the cordilleran Southwestern United States // J. Geophys. 1991. Res. 96. P. 2071-2088.
- Drummond M.S., Defant M.J.* A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparison // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. P. 21503-21521.
- Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K.* Petrogenesis of slab derived tonalite-dacite adakite magmas // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 1996. Vol. 58. P. 205-215.
- Halla J.* Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the southern Karelian domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust - mantle interactions // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 161-178.
- Hofmann A.W.* Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust // Earth and Planetary Science Letters. 1988. Vol. 90. P. 297-314.
- Holland T.J.B.* The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600–1200°C // Am. Min. 1980. Vol. 65. P. 129-134.

- Hölttä P., Balagansky V., Garde A., Mertanen S., Peltonen P., Slabunov A., Sorjonen-Ward P., Whitehouse M.* Archean of Greenland and Fennoscandia // Episodes. Special Issue, Vol. 31, no. 1, 2008. P. 1-7.
- Gaál G., Gorbatshev R.* An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Research. 1987. Vol. 35. P. 15-52.
- Käpyaho A., Mänttari I., Huhma H.* Growth of Archean crust in the Kuhmo district, eastern Finland : U-Pb and Sm-Nd isotope constraints on plutonic rocks // Precambrian Research. Vol. 146. 2006. P. 95-119.
- Kerr A.C.* Oceanic Plateaus / H. Holland, K. Turekian (eds). Treatise on Geochemistry. Vol. 3. Elsevier, Amsterdam, 2003. P. 537-565.
- Konilov A.* Prograde history of the Archean Salma eclogites and piclogites (Belomorian eclogite province) // Abstr. 33d IGC, Oslo, 2005, MPN-02.
- Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Volodichev O.I.* Petrology of eclogites of the Belomorian Province // 32nd IGC Florence 2004, Abstr. Part.1, 108.
- Kostinen T., Stephens M.B., Bogachev V., Nordgulen O., Wennerstrom M. & Korhonen J.* 2001. Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2000000. Geological Survey of Finland, Norway and Sweden and North-West Department of Natural Resources of Russia.
- Kozhevnikov V.N., Shchipansky A.A.* Mc Lennan S.M., Taylor S.R., Mc Gregor V.R. Geochemistry of Archean metasedimentary rocks from West G3änland // Geochim.Cosmochim. Acta. 1984. Vol. 48. P.1-13.
- Koziol A.M., Newton R.C.* Grossular activity-composition relationship in ternary garnets determined by reversed displaced-equilibrium experiments. Contrib. Mineral. Petrol. 1989. Vol. 103. P. 423-433.
- Liu Y.-H., Yang H.-J., Shau Y.-H., Meng F., Zhang J., Yang J., Xu Z., Yu S.-C.* Compositions of high Fe-Ti eclogites from the Sulu UHP metamorphic terrane, China: HFSE decoupling and protolith characteristics // Chem. Geol. 2007. Vol. 239. P. 64-82.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Ivanikov V.V., Kovalenko A.V., Bogomolov E.S.* Late archean high-Mg and subalkaline granitoids and lamprophyres as indicators of gold mineralization in Karelia (Baltic Shield), Russia // Ore-Bearing granites of Russia and adjacent countries. M., 2000. P. 193-211.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Kovalenko A.V., Ivanikov V.V., Guseva N.S., Sergeev S.A., Matukov D.I., Jarvis K.E.* The Archaean sanukitoid series of the Baltic shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005. V. 79. P. 107-128.
- McCarthy T.C., Patiño Douce A.E.* Empirical calibration of the silica-Ca-tschermak's-anorthite (SCAN) geobarometer. J. Metamorph. Geol. 1998. Vol. 16. P. 671-682.
- Mc Lennan S.M., Taylor S.R., Mc Culloch M.T. and Maynard J.B.* Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations // Geochim.Cosmochim. Acta, 1990. Vol. 54. P. 2015-2050.
- Mertanen S., Halls H.C., Vuollo J., Pesonen L.J., Stepanov V.S.* Paleomagnetism of 2.44 Ga mafic dykes in Russian Karelia, eastern Fennoscandian Shield - implications for continental reconstructions. Precambrian Research. 1999. Vol. 98. P. 197-221.
- Möller C.* Decompressed eclogites in the Sveconorwegian (Grenvillian) orogen of SW Sweden: petrology and tectonic implications // J. Metamorphic Geol. 1998. Vol. 6. P. 641-656.
- Möller C.* Sapphirine in SW Sweden: a record of Sveconorwegian (-Genvillian) late-orogenic tectonic exhumation // J. Metamorphic Geol. 1999. Vol. 17. P. 127-141.
- Moyen J.-F., Stevens G.* Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics // K.C. Kondie and J.-C. Mareshal (eds). Archaean geodynamics and environments. AGU monographs, 2006. Vol. 164. P. 149-175.
- Myson B.O., Griffin W.L.,* 1973. Pyroxene stoichiometry and the breakdown of omphacite // Am. Mineral. 1973. Vol. 58. P. 60-63.
- Mutanen T., H. Huhma.* The 3,5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjarvi Granulite Belt, northern Finland // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2003. Vol. 75. № 1-2. P. 51-68.
- Nakamura D.* Stability of phengite and biotite in eclogites and characteristics of biotite- or orthopyroxene-bearing eclogite // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. Vol. 145. P. 550-567.
- Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.* U-Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons from Salma eclogites, Kola Peninsula, Russia. Part 2 / GEMOC Report IMP-2005/1/GGEMOC, 2005, 48 p.
- O'Brien H.E., Peltonen P., Vartiainen H.* Kimberlites, carbonatites and alkaline rocks // The Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Eds.: Lehtinen M., Nurm P.A., Ramo O.T. Developments in Precambrian Geology 14. Amsterdam: Elsevier. 2005. P. 607-644.
- Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R.* Sand and sandstone. N Y.: Springer-Verlag. 1973. 618 p.
- Pilipenko V.N., Pavlenkova N.I., Luosto U.* Wide-angle reflection migration technique with an example from the POLAR profile (northern Scandinavia) // Tectonophysics. 1999. Vol. 308. P. 445-457.
- Powel R.* Regression diagnostics and robust regression in geothermometer / geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // J. Metamorph. Geol. 1985. Vol. 3. P. 231-243.

- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Jochum K.P., Mezger K., Shchipansky A.A., Samsonov A.V.* The Kostomuksha greenstone belt, N.W. Baltic Shield: Remnant of a late Archean oceanic plateau? *Terra Nova*, 1997. Vol. 9. P. 87-90.
- Puchtel I. S., Hofmann A. W., Mezger K. et al.* Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 155. P. 57-74.
- Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W.* ¹⁸⁷Os-enriched domain in an Archean mantle plume: evidence from 2.8 Ga komatiites of the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. Vol. 186. P. 513-526.
- Samsonov A.V., Bogina M.M., Bibikova E.V. et al.* The Relationship between Adakitic, Calc-Alkaline Volcanic Rocks and TTGs: Implications for the Tectonic Setting of the Karelian Greenstone Belts, Baltic Shield, *Lithos.* Vol. 79, 2005. P. 83-106.
- Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bibikova E.V., Babarina I.I., Konilov A.N., Krylov K.A., Slabunov A.I., Bogina M.M.* 2.8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE BalticShield, Russia // *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Eds.: Kusky T., Veenstra V. and Condie K. Amsterdam: Elsevier. 2004. P. 425-487.
- Sorjonen-Ward P., Luukkonen E.* Archean rocks // *The Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Eds.: Lehtinen M., Nurm P.A., Ramo O.T. *Developments in Precambrian Geology* 14. Amsterdam: Elsevier. 2005. P. 19-99.
- Slabunov A., Balagansky V., Bibikova E., Hölttä P., Peltonen P., Sorjonen-Ward P., Volodichev O.* The Archean of the Baltic (Fennoscandian) Shield: progress and problems // *33-rd International Geological Congress. Three billion years of geological history of the Baltic Shield and its shelf*. EUR-01. Oslo, Norway. Abstract. 2008.
- Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Sorjonen-Ward P., Balagansky V.V., Volodichev O.I., Shchipansky A.A., Svetov S.A., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S.* The Archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // *European Lithosphere Dynamics*. Gee D.G. & Stephenson R.A. (eds) *Geological Society, London, Memoirs*, 32. 2006. P. 627-644.
- Slabunov A.I., Samsonov A.V., Shchipansky A.A.* North Karelian dioritic-plagiogranitic (sanukitoid) massif in the Central Karelian Terrain of the Karelian Craton. // *Karelian Craton transect (Finland, Russia): Precambrian greenstone belts, ophiolites and eclogites*. Eds.: Peltonen P., Hölttä P., Slabunov A. 33 IGC, The Nordic Countries. Oslo. P. 31-35.
- Thurston P.C., Kozhevnikov V.N.* An Archean quartz arenite – andesite association in the eastern Baltic Shield, Russia: implications for assemblage types and shield history // *Precambrian Research*. 2000. Vol. 101. P. 313-340.
- Timmerman M.J., Daly J.S.* Sm–Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola mobile belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Precambrian Res.* 1995. Vol. 72. P. 97-107.
- Vuolla J., Huhma H.* Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland // *The Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Eds.: Lehtinen M., Nurm P.A., Ramo O.T. *Developments in Precambrian Geology* 14. Amsterdam: Elsevier. 2005. P. 197-236.
- Wronkiewicz D.J., Condie K.S.* Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa. Evidence for a 3.0 Ga - old continental craton // *Geochim.Cosmochim Acta.* 1989. Vol. 53. P. 1534-1549.
- Yang T.N.* Retrograded textures and associated mass transfer: evidence for aqueous fluid action during exhumation of the Quinglongshan eclogite, Southern Sulu ultrahigh pressure metamorphic terrane, eastern China // *J. Metamorphic Geol.* 2004. Vol. 22. P. 653-669.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение. Архейские комплексы Карельской и Беломорской провинций Фенноскандинавского щита. <i>Слабунов А.И., Светов С.А.</i>	1
Экскурсии 1 и 2. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс: общие черты строения <i>Светов С.А.</i>	4
Экскурсия 1. Чалкинская, Игнойльская и Хаутаваарская структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. <i>Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н.</i>	7
Экскурсия 2. Койкарская структура Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. <i>Светов С.А.</i>	21
Экскурсия 3. Костомукшский неоархейский зеленокаменный пояс. <i>Горьковец В.Я., Раевская М.Б.</i>	27
Экскурсия 4. Архейские гранитоиды, гранулиты и зеленокаменные комплексы Карельской и Беломорской провинций	35
Гранитоиды и гранулиты Западно-Карельского террейна Карельского кратона. <i>Самсонов А.В., Щипанский А.А.</i>	35
Северо-Карельский санукитоидный (высоко-Mg субщелочной габбро-диорит-гранодиоритовый) массив Центрально-Карельского террейна Карельского кратона. <i>Слабунов А.И., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О.</i>	43
Мезоархейский керетьозерский зеленокаменный комплекс Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов Беломорской провинции. <i>Слабунов А.И.</i>	47
Экскурсия 5. Неоархейский Хизоваарский зеленокаменный комплекс в районе оз. Верхнее. <i>Кожевников В.Н.</i>	54
Экскурсия 6. Эклогиты Беломорского мобильного пояса на Кольском полуострове. <i>Щипанский А.А., Конилов А.Н.</i>	62
Экскурсия 7. Воче-Ламбинская зеленокаменная структура. <i>Балаганский В.В.</i>	75

Научное издание

**МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ «АРХЕЙСКИЕ ГРАНИТЫ –
ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ СИСТЕМЫ И ИХ ПОЗДНИЕ АНАЛОГИ»**

ПУТВОДИТЕЛЬ НАУЧНЫХ ЭКСКУРСИЙ

*Печатается по решению Ученого совета Учреждение РАН Института
Карельского научного центра РАН*

Печатается в авторской редакции

Оригинал-макет Т. Н. Люрина
Перевод Г. Н. Соколова

Сдано в печать 20.05.09.
Формат 60x84¹/₈. Гарнитура Times. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 15,6+0,4 (цв. вкл.). Усл. печ. л. 17,7. Тираж 150 экз.
Изд. № 125. Заказ

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
Петрозаводск, пр. А. Невского, 50