

## ВЕТРЕННЫЙ ПОЯС: ТЕКТОНО- И ПЕТРОТИП ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ

Куликов В.С., Куликова В.В.,<sup>1</sup> Бычкова Я.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИГ КарНЦ РАН, <sup>2</sup>ГЕОХИ РАН, Москва

## THE VETRENY POYAS: EARLY PROTEROZOIC TECTONIC AND PETROLOGIC TYPE OF SOUTHEASTERN FENNOSCANDIA

Куликов В.С., Куликова В.В.,<sup>1</sup> Бычкова Я.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИГ КарНЦ РАН, <sup>2</sup>ГЕОХИ РАН, Москва

Ca. 2.5–2.4 Ga Sumian magmatism is widespread in the Karelia and Kola cratons of Fennoscandia and probably represents at least two intermixed large igneous provinces (LIPs). It is distinct from other Paleoproterozoic LIPs (Jatulian 2.22–2.1 Ga and Ludicovian 2.06–1.96 Ga) elsewhere in the Fennoscandian Shield. A poorly understood portion of Sumian magmatism is the Vetreny Poyas (Windy Belt) subprovince, which covers ~75,000 km<sup>2</sup> in southeastern Fennoscandia. This subprovince consists of four genetically related complexes which developed at different levels in the crust: a volcanic complex (komatiitic basaltic lava flows on Golets, Levgora and Myandukha hills, and Victoria lava lake on Levgora hill), a subvolcanic complex (mafic-ultramafic sills and lopoliths including Ruiga, Kirichgora, Kozhozero and Undozero), plutonic complexes (Burakovsky and Vyzhiga) and a dyke complex (gabbro-noritic Avdeyevo and Shala dykes and peridotitic Vinela and Koppalozero dykes). The Vetreny Poyas paleorift is the main part of Sumian rifting system of Fennoscandia. Similar patterns are present in other Sumian complexes elsewhere in Karelia, for instance in southern Lapland and the Kola Peninsula. Negative or near-zero Nd values for intrusive rocks from the Ruiga massif (–2.0±0.8) and volcanics from Golets Hill (–0.4±0.9) suggest that the mantle source for their melts was enriched or that their parental magmas were contaminated by crustal rocks during intrusion and crystallization. Overall, the petrologic–geochemical study of rocks from the above-mentioned complexes indicates that they were all derived from the same parental primary komatiitic melt (associated with a mantle plume) that experienced crustal contamination. This parental magma for the province is a vetrenitic (komatiitic basalt) magma type with key petrochemical parameters (9–18% MgO, 0.5–1.0% TiO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub> <53%), and is contrasted with other high-Mg magmatic types, boninites, komatiites, picrites and meimechites.

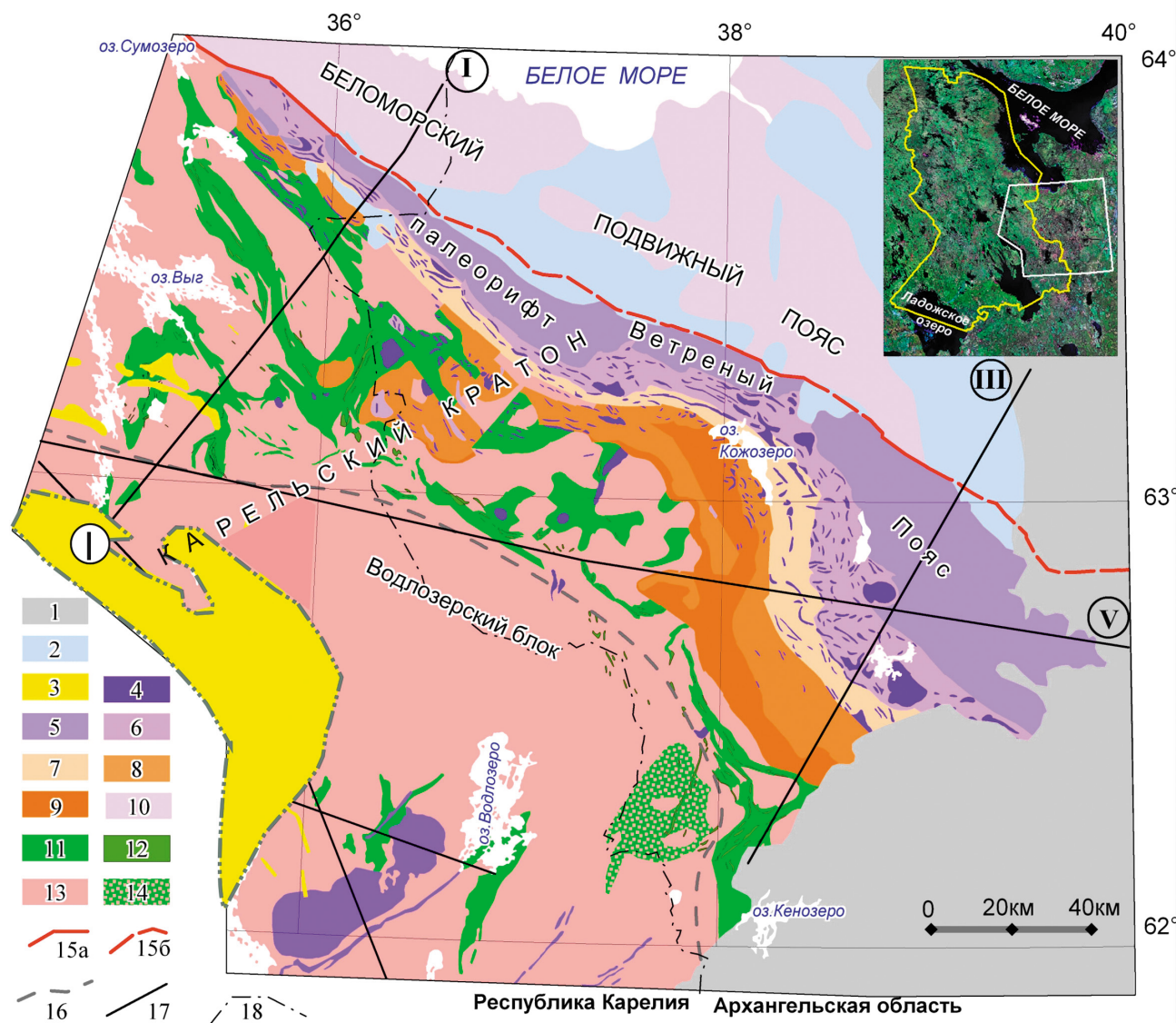
Понятие «Юго-Восточная Фенноскандия» до настоящего времени не является бесспорным в части его границ. Некоторые исследователи предполагают, что Фенноскандия это докембрийский щит в структуре Восточно-Европейской платформы с соответствующими контурами. Авторы разделяют позицию В. Рамсея (1898г.) и рассматривают эту территорию как природную страну, придерживаясь географических (гидрографических и орографических) признаков в ее пределах и в определении границ. Последние прослеживаются на: С – Поморским берегом Белого моря, В – системой рр. Онега – Кена, ЮВ – Андомской возвышенностью между Онежским озером и Кенозером (Главным водоразделом в основном между рр. Водла и Андома), З – восточным побережьем Онежского озера до Повенца и далее на С вдоль Беломорско-Балтийского канала до г. Беломорска. Административно она входит в западные районы Архангельской обл. и в восточные Республики Карелия. Она имеет площадь >300 тыс. км<sup>2</sup>, остается труднодоступной, слабообнаженной и малозаселенной (рис. 1).

В конце XX в. здесь были выполнены геологические работы м-ба 1: 200 000 (участками 1:50 000) ПГО «Севзапгеология», ПГО «Архангельск-

геология», а также исследования Института геологии КарНЦ РАН и др. организаций. Они позволили уточнить, расширить и предложить новые модели формирования и эволюции геодинамики этой территории. В настоящей статье главное внимание уделено специфике строения, магматизма и развития территории, на которой авторы с некоторыми перерывами работали более 40 лет.

### Основные черты геологического строения ЮВ Фенноскандии

История развития рассматриваемого района сопоставима по продолжительности с историей Земли и содержит свидетельства многочисленных проявлений геологических событий от хадея до антропогена. Геологические комплексы ЮВ Фенноскандии подразделены на четыре структурных этажа (см. рис. 1, 2): 1) архейский фундамент сложного строения с двумя подэтажами: саамским (палеоархейский) и лопийским (мезо- и неоархейский), 2) рифтовый сумийско – сариолийский (палеопротерозойский), включая мафит – ультрамафитовые интрузивы в архейском фундаменте, 3) ятулийско – людиковийский протоплатформенный (палеопротерозойский), 4) вендско – фанерозойский платформенный. Каждый этаж имеет свои



**Рис. 1.** Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии

Фанерозой. 1 – осадочные породы палеозоя. Неопротерозой. 2 – осадочные породы венда. Палеопротерозой. Людиковий и ятулий. 3 – осадочные, основные вулканические и субвулканические породы (2.2-1.96 Ga). Сумий. 4 – мафит-ультрамафитовые интрузивы, в т.ч. расслоенные, силлы и дайки (2.5-2.4 Ga); 5 – коматиитовые базальты свиты Ветреный Пояс (2.45-2.41 Ga); 6 – осадочные породы виленгской и калгачинской свит; 7 – терригенные, карбонатные породы и толеитовые базальты кожозерской свиты; 8 – основные и средние вулканы киричской свиты; 9 – терригенные породы токшинской свиты, местами гранитизированные (р-н оз. Кожозеро). Архей. 10 – гнейсы и амфиболиты беломорской серии, гранитоиды (в т.ч. более молодые); 11 – кремнистые и углеродсодержащие осадки, вулканы (коматииты, базальты, риодациты и туфы) вожминской серии (3.0-2.8 Ga); 12 – интрузивные мафиты и ультрамафиты лопийских зеленокаменных поясов; 13 – тоналиты, трондьемиты, гнейсы, амфиболиты палеоархея (>3.2 Ga) и гранитоиды мезо-неоархея (2.8-2.6 Ga); 14 – амфиболиты по базальтам и коматиитам волоцкой свиты (~3.4 Ga); 15 – Северный надвиг (а), то же – под вендским и палеозойским чехлом (б); 16 – граница палеоархейского Водлозерского блока; 17 – профили глубинного сейсмического зондирования и их номера (I-V); 18 – административная граница. На врезке – контуры Республики Карелия и рассматриваемого региона.

**Fig. 1.** Geological map of southeastern Fennoscandia

1– Paleozoic sediments; 2 – Vendian sediments; Paleoproterozoic (3-9): 3 – Jatulian and Ludicovian sediments, volcanic and subvolcanic rocks (2.2-1.98 Ga), 4 – Sumian layered intrusions, sills and dykes (2.5-2.4 Ga), 5 – Vetreny Poyas komatiitic basalts (2.45-2.41 Ga), 6 – Vilenga and Kalgachikha sediments, 7 – Kozhzero sediments and basalts, 8 – Kirich andesite and basalt rocks, 9 – Toksha sediments; Archean (10-14): 10 – Belomorian series (gneisses, paragneisses, amphibolites), 11 – Vozhma series (komatiites, basalts, riadatsits, tuffs, cherts), 12 – Lopian mafic-ultramafic intrusive rocks, 13 – TTG, amphibolites, 14 – Volotsk suite (metakomatiites, amphibolites). 15 (a,b)–Northern thrust. 16–NE boundary of Vodlozero block. 17 – seismic profiles. 18 – administrative boundary

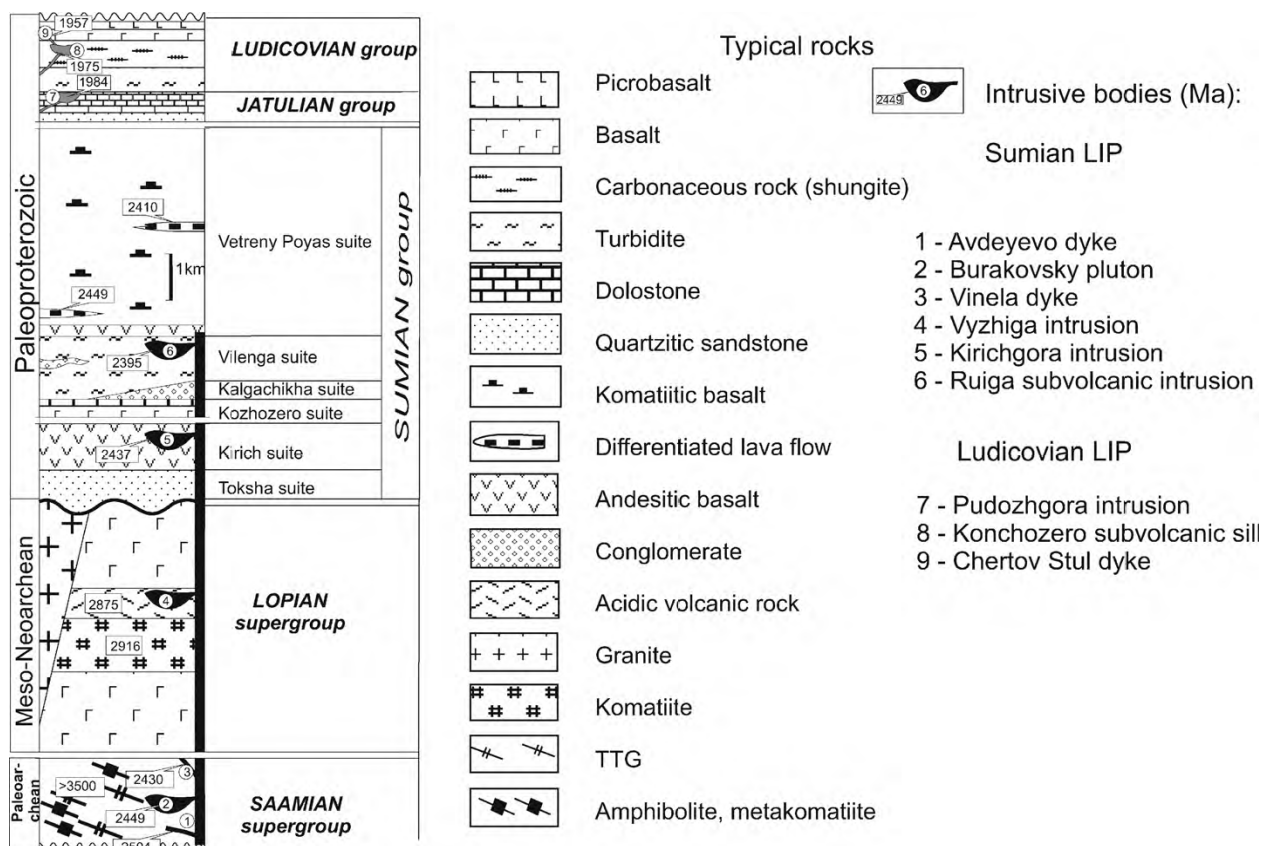


Рис. 2. Стратиграфическая колонка нижнего докембрия ЮВ Карельского кратона.

Fig. 2. Simplified stratigraphic scheme of southeastern Karelian craton.

специфические структуры, сохранившиеся в различной степени. На современном эрозионном срезе они пространственно часто разобщены, и их объединение в разные этажи проведено в основном по геохронологическим данным и вещественному составу.

**Архейский структурный этаж** доминирует в виде двух крупных массивов: на С – Беломорский подвижный пояс, а в центральной и южной частях – Карельский кратон. Они отделялись друг от друга в течение мезо- и неоархея зеленокаменными поясами (ЗП), а в палеопротерозое – сумийским палеорифмом Ветреный Пояс, ограниченным с С надвигом вдоль СВ границы последнего (см. рис. 1). Карельский кратон включает саамское ядро - Водлозерский блок (по одноименному озеру) и лопийские ЗП (Сумозерско-Кенозерский, Южно-Выгозерский и, возможно, Маткалахтинский).

Водлозерский блок диаметром около 150 км занимает более 30% рассматриваемой территории. Вследствие плохой обнаженности она слабо изучена, хотя намечены следующие закономерности взаимоотношения разных комплексов пород по геофизическим и геологическим данным. В геологическом строении блока непосредственно участвуют: а) амфиболиты, детально описанные в местах их максимального распространения; б) вышележащие (?) полосчатые биотитовые

гнейсы дискуссионного генезиса (водлинская толща); в) комплекс ТТГ. Амфиболиты (серпентин – куммингтонитовые сланцы) по базальтам и коматиитам в районе оз. Волоцкого, образующие волоцкую свиту мощностью до 3 км, имеют возраст  $3391 \pm 76$  –  $3353 \pm 60$  Ma (Sm-Nd метод) (Puchtel et al., 1991) и отнесены авторами к чудию (здесь и далее по Куликова и др., 2005 и др.). В виде ксенолитов разного размера (до нескольких десятков кв. м) амфиболиты отмечаются среди ТТГ в долинах рр. Черева, Водла, Сухая Водла, Пяльма и др. В среднем течении р. Выг (Южно-Выгозерская структура) вмещающие их тоналитогнейсы имеют возраст  $3210 \pm 12$  Ma (Левченков и др., 1989; Lobach-Zhuchenko et al., 1993). Реликты Лайручейского расслоенного интрузива прорываются и мигматизируются тоналитами с возрастом  $3220 \pm 70$  и  $3166 \pm 14$  Ma (Сергеев, 1989; 1990). Более древние изотопные возрасты известны: 1) в тоналитах среднего течения р. Водлы –  $3540 \pm 60$  Ma (Сергеев и др., 1990 и др.); 2) в палеопротерозойских лавах коматиитовых базальтов в районе Синегорья (ЮВ оконечность кряжа Ветреный Пояс) –  $3822 \pm 48$  Ma (ксеногенные цирконы, которые могли быть захвачены из кварцитопесчаников подстилающей их токшинской свиты) (Смолькин, Шарков, 2009); 3) в проблематичной по происхождению Маткалахтинской структуре в центре блока, где В.Н. Кожевниковым с

коллегами были изучены несколько групп цирконов из так называемых «аренинов» и получены (Кожевников и др., 2006, 2010): 1)  $3871.5 \pm 38.6 - 3837 \pm 42.1$  Ма (саамий, по МСК-2009 или эоархей, по МКС-2008, или неохадей здесь и далее, по Куликов, Куликова, 2009; 2010); 2)  $3334 \pm 11 - 3289 \pm 19$  и  $3248 \pm 3.8 - 3236.1 \pm 3.5$  (или сколтий); 3)  $3158.8 \pm 4.4 - 3098.3 \pm 3.7$ ;  $3172 \pm 7 - 3105.9 - 5.7$ ;  $2938 \pm 31$  (или лопий). В совокупности, они свидетельствуют о длительной истории развития блока.

Вся территория Фенноскандинавского щита повсеместно (Ранний докембрий..., 2005) подверглась метаморфизму от зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фаций ( $2850 \pm 40 - 2860 \pm 60$  Ма,  $2833 \pm 70$  Ма). Вероятным доказательством этого события могут быть изученные (Арестова и др., 2000 и др.) в Шилосской структуре породы на предмет древнего палеомагнетизма, которые претерпели наиболее интенсивный прогрев 2800 Ма, как ТТГ и супракрустальные комплексы всего Водлозерского блока (2850-2800 Ма). Дальнейшие преобразования этих ассоциаций происходили в неоархее при внедрении небольших интрузивов гранитов в центре блока (Охтомозерский –  $2703 \pm 32$  Ма и Кубовский –  $2680 \pm 40$  Ма (Левченко и др., 1987; 1989); в Ю. Беломорье (Юковские граниты –  $2678 \pm 15 - 2676 \pm 26$  Ма) (Лобач-Жученко и др., 1995), на периферии блока – лейкогранитов, пегматитов мусковит – редкометальной специализации –  $2764 \pm 150$  Ма,  $2659 \pm 29$  Ма,  $2673 \pm 100$  (Куликов и др., 1986б; Куликова и др., 1988 и др.). А.Б. Вревский с коллегами (2010) полагают, что останцы зеленокаменных пород в пределах блока могут рассматриваться или как ранние (палеоархейские - ?) ЗП, или как результат преобразования древнейших литосферных плит, но это остается на уровне дискуссий.

**Лопийские ЗП** (Сумозерско-Кенозерский, Южно-Выгозерский и, возможно, Маткалахтинский) представлены дискретными структурами, сопряженно переходящими друг в друга. Специфика их конфигурации свидетельствует о сложных тектонических процессах, сопровождающих разрыв литосферы в мезоархее, а затем в палеопротерозое. Являясь по своему происхождению нелинейными динамическими системами отдельные структуры (напр., Токшинская, Каменноозерская, Южно-Выгозерская) самоорганизуются в «пояса», создающими «сеть», в которой ее составляющие проявляют свойства фракталов.

Относительно детально отдельные структуры изучены в центральной части региона. Они сложены вулканогенно – осадочными породами вожминской серии, метаморфизованными преимущественно в зеленосланцевой фации, а также интрузивами мафит – ультрамафитов и трондьемитов. Серия включает 6 свит общей мощностью до 6 км. Преобладающими породами являются коматититы, коматититовые базальты, базальты, риодациты, углеродсодержащие сланцы с колчеданным

оруденением (пр. Кумбукса, Токша, Волошова), изредка железистые кварциты (Сенегозеро). Изотопный возраст пород варьирует от 2.92 Ga (Sm-Nd метод) в коматититах до 2.87 Ga в риодацитах (U-Pb) (Puchtel et al., 1999).

Беломорский подвижный пояс в СВ части территории представлен в основном гнейсами, парагнейсами, реже амфиболитами, метаморфизованные в амфиболитовой и гранулитовой фациях. Возраст метаморфических пород 2.93 – 2.64 Ga (Slabunov et al., 2006).

**Сумийско-сариольский структурный этаж** в качестве самостоятельного выделяется в регионе впервые. Ранее он обычно объединялся вместе с ятулийско – людиковийским, т.к. предполагалось, что самые молодые вулканы свиты Ветреный Пояс являются одновозрастными аналогами суйсарской свиты Онежской структуры. Нашими исследованиями доказано, что состав вулканитов и изотопный возраст, упомянутых свит существенно отличаются: 1) преобладающий коматититовый магматизм в первом случае и толеит-пикритовый – во втором; 2) изотопный возраст пород, соответственно, 2.5 - 2.4 и 2.3 – 1.95 Ga (Куликов и др., 1999, Куликова и др., 2005, Kulikov et al., 2010 и др.). В Беломорском сегменте авторами впервые был открыт и описан сумийский Кийостровский расслоенный массив (Куликов, Куликова, 1990) с возрастом около  $2441 \pm 51 - 2436.8 \pm 4.5$  Ма (Слабунов и др., 2006).

В стратотипической области палеопротерозоя (Онежская структура) образования этого этажа проявлены в виде фрагментов Кумсинско-Пальеозерско-Бураковского «рифтового» пояса. В разрезе они представлены (снизу вверх): кварцито-песчаниками, андезибазальтами и базальтами глубоководной свиты; андезибазальтами и базальтами кумсинской свиты общей мощностью более 1 км сумия, а также полимиктовыми конгломератами и песчаниками пальеозерской свиты (до 400 м) сариолия.

Разрез сумия мощностью до 6 км (в перспективе как стратотипический) описан в палеорифте Ветреный Пояс, где выделено 6 свит (снизу вверх): токшинская (терригенная), кирпичная (базальт-андезибазальтовая), кожнозерская (базальт-карбонатная), калгачинская и виленгская (терригенные турбидитовые) и Ветреный Пояс (коматититовые базальты) (см. рис.2). Последние две прослеживаются на всем протяжении рифта, отражая наиболее активный этап его развития. Палеорифт является важной составляющей частью Фенноскандинавской рифтовой системы (Куликова и др., 2005), которая включает также структуры: Гайколя, Печенга-Имандра-Варзуга (Смолин, 1992; Bayanova et al., 2009), Пана-Куолаярви и др.

**Ятулийско-людиковийский структурный этаж** находится в ЮЗ части региона, образуя Северо-Онежский синклиниорий, сложенный протоплатформенными терригенными, карбонатными,

черносланцевыми с шунгитом, базальтовыми и пикрит-базальтовыми комплексами (Геология Карелии, 1987) (см. рис. 2). Ятулийский надгоризонт, залегающий в Онежской структуре на архейских, сумийских и сариолийских толщах, в пределах палеорифта Ветреный Пояс достоверно не установлен.

**Вендско-палеозойский структурный этаж** имеет широкое распространение в восточной части региона, где он с угловым несогласием и корой выветривания перекрывает нижнедокембрийские образования Фенноскандинавского щита. Осадочные породы венда и палеозоя представляют плотный чехол Восточно-Европейской платформы.

В настоящее время появилась возможность ставить вопрос о присутствии на исследуемой территории признаков отложений *рифейского* моря на основании выявления соответствующих биомаркеров в соседней Онежской структуре (Куликова, 2011).

### Сумийский магматизм Ветреного Пояса и его окружения

Проведенные в последнее десятилетие изотопные датирования ряда мафит-ультрамафитовых образований в ЮВ Фенноскандии показали, что на значительной ее площади ( $> 75$  тыс. км<sup>2</sup>) развиты близкие по возрасту высокомагнезиальные ( $> 9\%$  MgO) породы различной фациальной принадлежности от вулканических покровов и субвулканических силлов (вулканических камер) до среднеглубинных интрузивов и расслоенных глубинных плутонов, а также различных даек.

Они отнесены к особому типу магмопроявления в истории Земли, получившему наименование «крупные магматические провинции» (Large igneous provinces – LIPs) [Coffin and Eldhom, 1994; Bryan and Ernst, 2008 и др.]. Учитывая, что подобные магматические образования весьма характерны для сумия ряда других регионов докембрия Фенноскандинавского щита (Северная Карелия, Северная Финляндия, северная Швеция, Кольский полуостров) нами предложено наименование этой провинции – сумийская. Она пространственно разделяется на 3 субпровинции: Кольскую, Южно-Лапландскую и Ветреный Пояс. Последняя включает 4 генетически связанные фациальные комплексы: вулканический, субвулканический, плутонический и дайковый.

**Вулканический комплекс** получил широкое развитие в пределах кряжа Ветреный Пояс (осевая часть рифта) на площади  $> 5000$  км<sup>2</sup> от г. Голец (СЗ оконечность) до г. Левгора (в центре) и г. Мяндуха (ЮВ) (см. рис. 1). Эти участки являются базовыми, которые благодаря хорошей обнаженности и «свежести» наблюдаемых там палеопротерозойских коматиитовых базальтов. Они состоят из 20 до 65 лавовых покровов с варьирующей

мощностью от 1 до 110 м. Преобладают недифференцированные, в которых обычно выделяется нижняя массивная зона, иногда со столбчатой или пластовой отдельностью, и верхняя – подушечная с отчетливо проявленной структурой оливинового микроспинифекса в породах. Реже картируются дифференцированные покровы (г. Голец, Шапочка, Левгора и др.), где наблюдаются «слои» (снизу вверх): стекловатая зона закалки, оливинный кумулят ( $> 18\%$  MgO), плагиопироксеновый коматиитовый базальт ( $< 14\%$  MgO), зона спинифекса (переслаивание оливинового и пироксенового спинифекса), миндалекаменная с вариолитами зона, кровельная (иногда брекчиевая) зона стекловатых коматиитовых базальтов. Первичные минералы коматиитовых базальтов представлены оливинном (Fo<sub>89-81</sub>), пижонитом (Wo<sub>8</sub>En<sub>78</sub>Fs<sub>14</sub>–Wo<sub>11</sub>En<sub>76</sub>Fs<sub>13</sub>), авгитом (Wo<sub>45</sub>En<sub>44</sub>Fs<sub>11</sub>–Wo<sub>38</sub>En<sub>46</sub>Fs<sub>16</sub>), плагиоклазом (An<sub>50-60</sub>), хромшпинелидами, сульфидами, цирконом и, редко, бадделитом.

В лавовых покровах широкое развитие имеют вариолитовые текстуры, обычно расположенные вблизи кровли или в средней части. Вариоли размером от 5 см до 0.5 мм часто более светлой окраски отчетливо выделяются на выветрелой поверхности покровов, как правило, в зоне пироксенового спинифекса. Проведенное микрозондовое исследование вариолей показало, что это сложные структуры, в которых главной минеральной фазой, присутствующей как в вариоле, так и в мезостазисе, является клинопироксен (авгит) переменного состава. В вариолях он образует плотные скопления в ассоциации с плагиоклазами и акцессорными минералами. Иглы пироксена в межвариолиевом пространстве создают тонкую сетку, погруженную в мезостазис. Внутри вариолей межзерновое пространство представлено скоплениями микролитов полевых шпатов, пироксенов, цериевых минералов и недиагностируемого вещества. Как «крупные» кристаллы пироксена, так и микролиты имеют высокомагнезиальный состав, по своей структуре они зональны, представлены цепочками в виде отдельных сегментов и погружены в матрикс. Полевые шпаты (плагиоклазы) также образуют две генерации. Крупные зерна достаточно хорошо огранены, зональны, обрастают неровной каймой и, как правило, содержат в ядерной части церит, редко монацит и др. минералы. Микролиты погружены в недиагностируемую массу. Зоны спинифекса менее магнезиальны, чем вариоли (соответственно, MgO 9–11 и 12–14%).

В районе г. Б.Левгора в дифференцированном лавовом озере каньонного типа Виктория мощностью 110 м в кумулятивной оливинной зоне (до 25 м), представленной главными минералами: оливинном, хромитом, авгитом и др., были обнаружены и впервые описаны расплавные включения в кристаллах оливина и хромита. Зерна оливина имеют разнообразную форму: изометричные,

ромбические или футлярообразные диаметром до 2 мм с характерной концентрической зональностью за счет большей магнезиальности ( $Fe_{88-87}$ ) их центральной части относительно краевой ( $Fe_{83}$ ). Игольчатый, длиннопризматический клинопироксен – авгит (от 0.8 до 2 мм) имеет состав (%): CaO – 17.8 – 19.5; MgO – 15 – 16.3; FeO – 6 – 7.7;

$SiO_2$  – 51.4 – 52.2. Включения в оливинах представлены изометричными, удлинёнными или вакуолеобразными и др. формами диаметром до 60 мкм и длиной до 700 мкм (рис. 3). Они сложены, как правило, стекловатым мезостазисом, замещённым хлоритовым или серпентиновым агрегатом и игольчатыми кристаллами авгита.

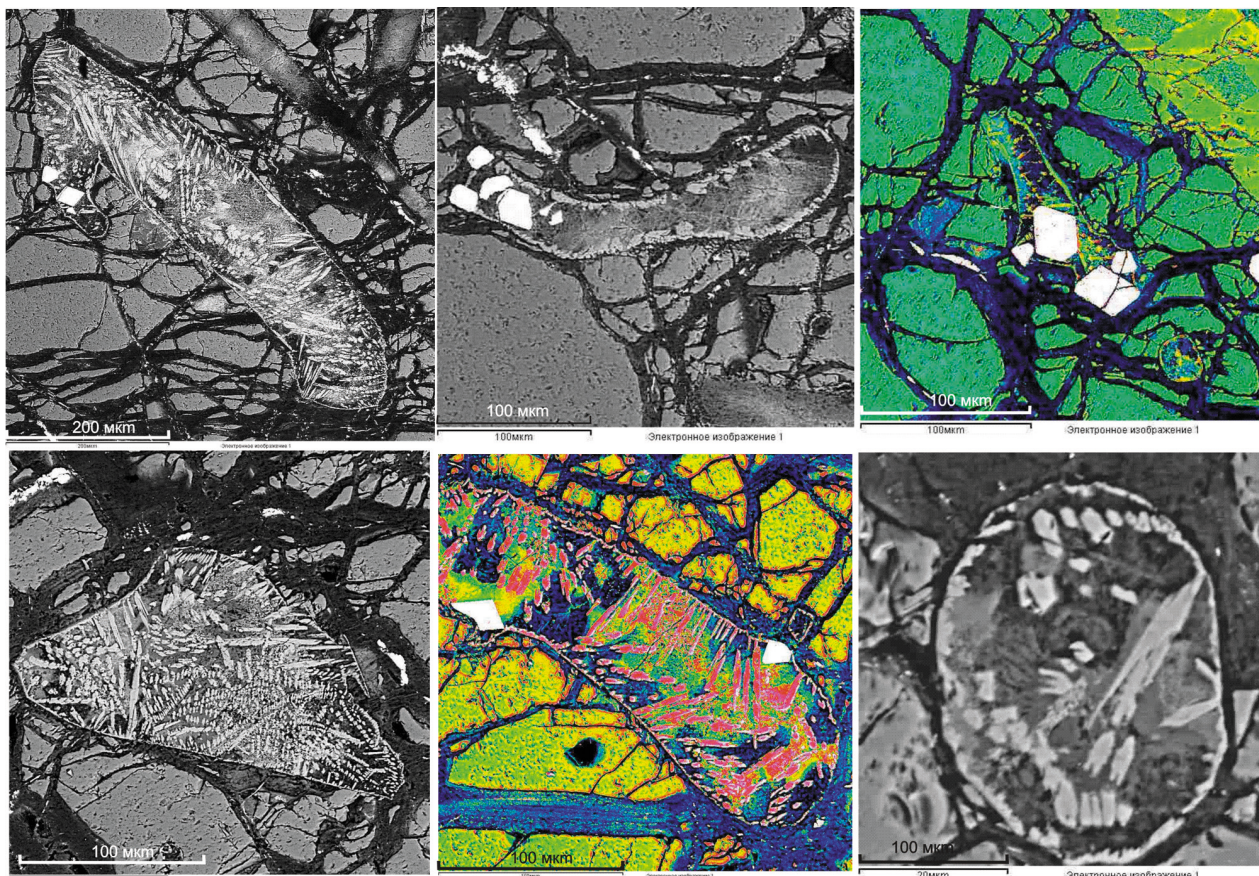


Рис. 3. Расплавные включения в оливинах.

Fig.3. Melting inclusions in olivine.

Во включениях, как и в породе, наиболее ранним минералом является хромит (см. рис. 3, белые кристаллы в расплавных включениях). Хромиты размером 0.03 – 0.1 мм (редко 0.5 мм) изометричны, хорошо огранены (кубооктаэдр). с высокой хромистостью  $Cr/(Cr+Al) = 0.692$ ,  $Mg/(Mg+Fe) = 0.145$ . В хромитах породы расплавные включения размером около 3 мкм автономны, что подчеркивается каемкой, которая отделяет расплав от вмещающего минерала. Внутреннее строение включений отличается сложной зональностью. Остаточная стекловатая фаза во включениях хромитов характеризуется переменным составом (%):  $SiO_2$  – 48 → 57,  $TiO_2$  – 0.16,  $Al_2O_3$  – 8 → 16, FeO – 3 → 9, MgO – 23 → 36, CaO – 1 → 10,  $Na_2O$  → 3.1-4.0. Ряд замеров по площади показал следующие вариации составов (%): MgO – 12 → 23; CaO – 9.5 → 12.5;  $Al_2O_3$  – 8 → 15; щелочи – до 2%. Центральная часть включений обогащена Mg, Ca, Si и Al, но обеднена Fe, Cr и Mn по сравнению с краевой.

В отличие от стекловатой массы включений мезостазис кумулятов содержит меньше MgO (5 → 7%), но больше -  $Al_2O_3$  (18 → 20.4%) и  $Na_2O$  (3.1 → 4%). Неоднородность строения включений и высокое содержание в их краевых частях  $Cr_2O_3$  (до 20%) создают значительные трудности для оценки составов первичных расплавов, из которых кристаллизовался хромит. При пересчете средних составов включений на бесхромовый вариант были получены составы, соответствующие низкомагнезиальным коматиитовым базальтам (вес.%):  $SiO_2$  – 48.22 → 50.32;  $TiO_2$  – 0.61 → 1.06;  $Al_2O_3$  – 13.01 → 16.15; MnO – 0.18 → 0.28; FeO – 8.69 → 13.96; MgO – 8.64 → 12.82; CaO – 7.61 → 13.09;  $Na_2O$  – 1.78 → 1.95;  $K_2O$  – 0.15 → 0.35.

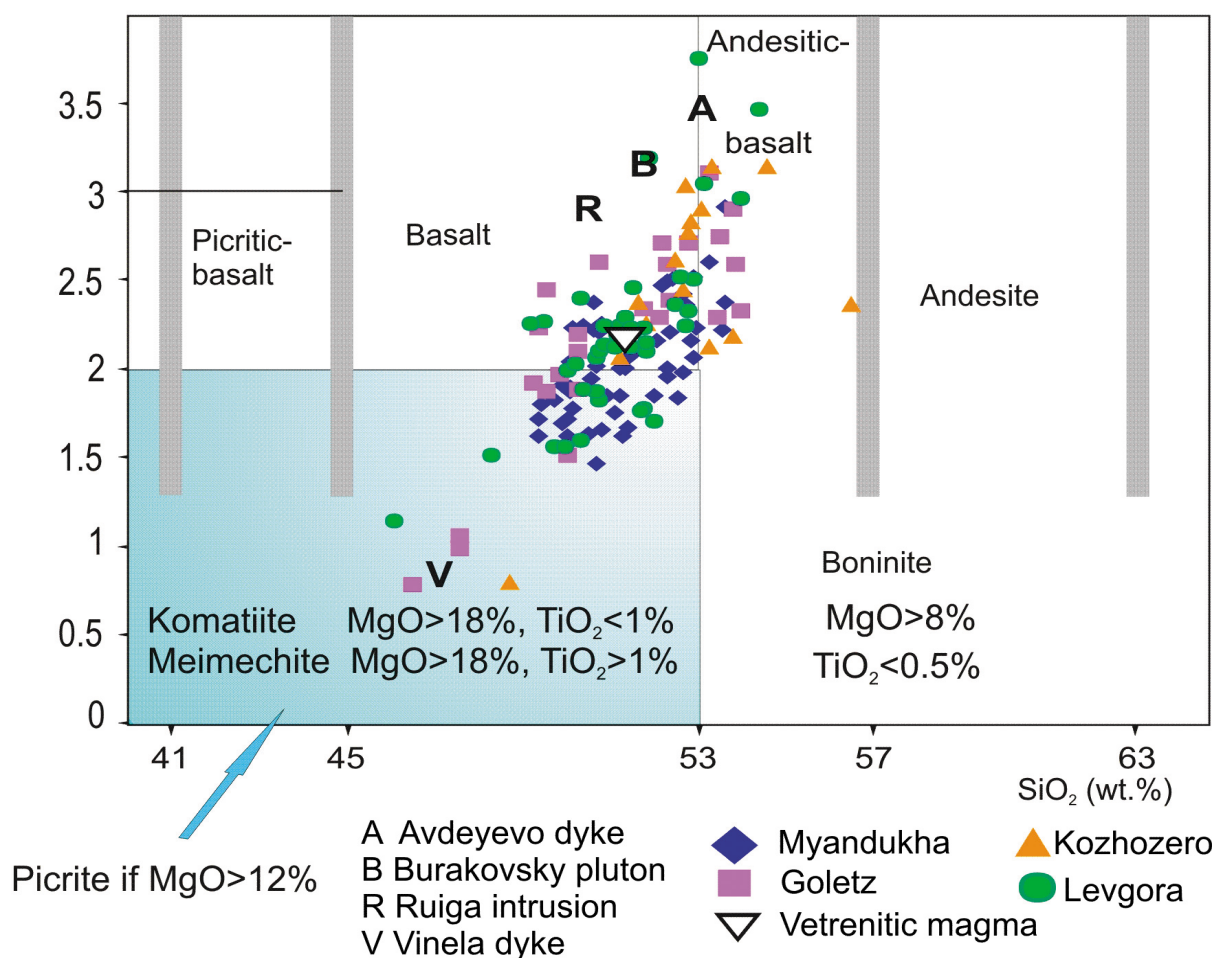
Сравнение результатов пересчетов с замеренными составами основной массы (стеклом - ?) кумулята показывает во включениях более широкий спектр элементов (никель, марганец, фосфор и др.) в сумме до 1.6% и свидетельствует о примеси

тивном составе остаточного стекла после кристаллизации хромитов, оливина и пироксена. Таким образом, можно констатировать, что кристаллизация оливинов и хромшпинелидов происходила из высокомагнезиального коматиит-базальтового расплава, который при условии равновесной кристаллизации оливина ( $Fo_{88-87}$ ) должен был содержать 13–15 %  $MgO$ . Однако в некоторых расплавленных включениях как в хромитах, так и оливинах содержание  $MgO$  превышает 20%. Очевидно эти минералы являются интертеллурическими и начали кристаллизоваться из коматиитового

расплава, еще не подвергнувшегося процессам контаминации коровым веществом.

Вулканиды свиты Ветреный пояс обогащены  $SiO_2$  и  $MgO$  и на диаграмме  $Na_2O+K_2O - SiO_2$  (Le Bas, 2000) образуют тренд от коматиита ( $MgO - 27-18\%$ ) к коматиитовому базальту ( $MgO - 18-8\%$ ) до андезибазальта ( $MgO - 8-6\%$ ).  $TiO_2$  варьирует от 0,4 до 0,9% (рис. 4). Средневзвешенный состав вулканитов свиты Ветреный Пояс, рассчитанный по 140 представительным лавовым покровам из 3 базовых участков (Голец, Б. Левгора и Мяндуха), следующий.

$Na_2O+K_2O(wt. \%)$



**Рис. 4.** Диаграмма  $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$  [Le Bas, 2000] для вулканических пород свиты Ветреный Пояс и некоторых комагматических интрузивов и даек Сумийской крупной магматической провинции.

**Fig. 4.** Diagram  $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$  (Le Bas, 2000) for volcanic rocks of Vetreny Poyas (Windy Belt) suite and some comagmatic intrusions and dykes of the Sumian LIP.

Главные элементы (%):  $SiO_2 - 51.45$ ,  $TiO_2 - 0.62$ ,  $Al_2O_3 - 12.0$ ,  $FeO - 10.4$ ,  $MnO - 0.19$ ,  $MgO - 14.15$ ,  $CaO - 8.96$ ,  $Na_2O - 1.7$ ,  $K_2O - 0.46$ ,  $P_2O_5 - 0.07$ . По петрохимическим параметрам рассматриваемые магматиты наиболее близки палеопротерозойским коматиитовым базальтам рифтовой зоны Циркум-Сьюпериор Канадского щита. В то же время породы Ветреного Пояса в целом содержат меньше серы, чем лавы никеленосных поясов

Томпсон и Кейп-Смит, являющихся частями упомянутой рифтогенной зоны с возрастом 1.92–1.96 Ga.

Микроэлементы (ppm): Cr – 1435, V – 200, Co – 66, Ni – 310, Zr – 65, Hf – 1.0, Ta – 1.0, Nb – 2.8, Sc – 31, Y – 15, Sr – 180, Rb – 6, Ba – 137, Pb – 1.6, Ga – 17, Zn – 80, Cu – 89, U – 0.22, Th – 0.98. Приведенные данные характерны для коматиитов, отличающихся от толеитов платформенных облас-

тей (Норильск, Инсизва, и др.) по ряду параметров, в том числе и по отношению  $Ni/Cu \geq 3$ .

РЗЭ: La – 8.4, Ce – 17.2, Pr – 2.44, Nd – 9.49, Sm – 2.19, Eu – 0.7, Gd – 2.3, Tb – 0.38, Dy – 2.46, Ho – 0.5, Er – 1.47, Tm – 0.2, Yb – 1.35, Lu – 0.19. Содержания РЗЭ имеют несомненное сходство спектров вулканических и суб-

вулканических образований Ветреного Пояса, что свидетельствует о едином источнике их формирования (рис. 5). Спектры относительно хондрита характеризуются практически параллельным положением вариационных линий при отношении лантана к самарию 3-4 и гадолиния к иттербию около 2.

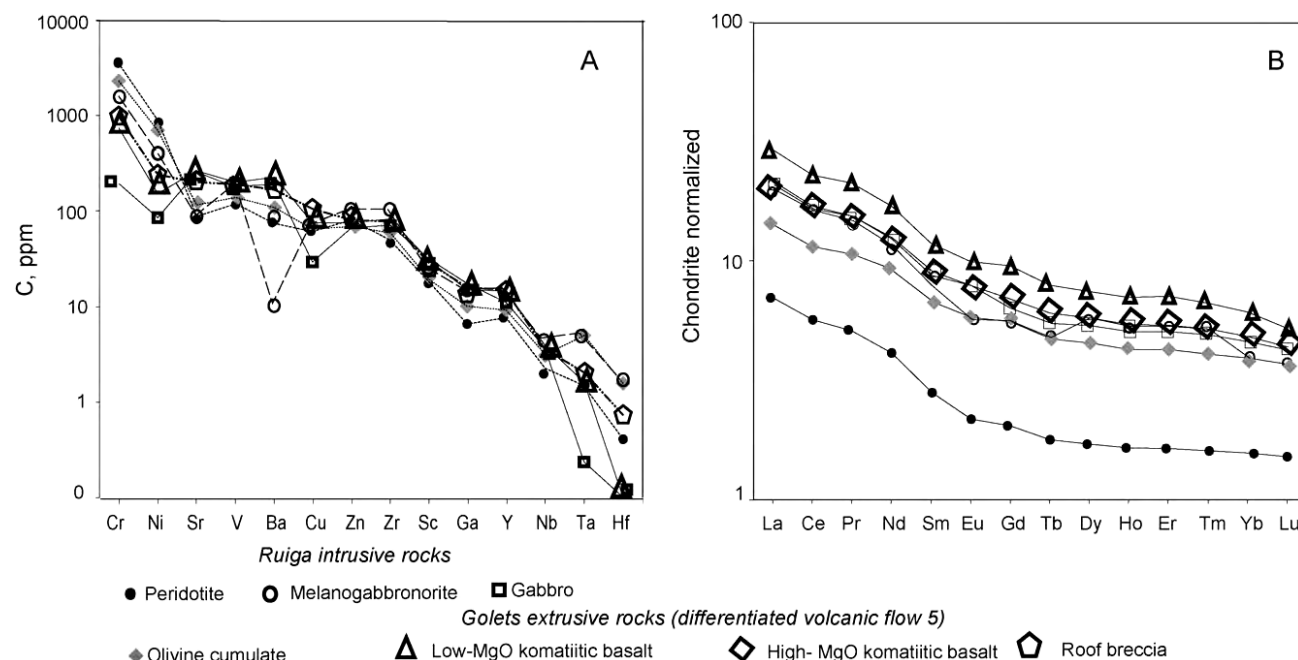


Рис. 5. Диаграммы для микроэлементов (А) и РЗЭ (В) магматитов Ветреного Пояса (Kulikov et al., 2010).

Fig. 5. Diagram for microelements (A) and REE (B) of the Vetreny Poyas volcanic and intrusive rocks. (Kulikov et al., 2010).

Возможно, рассматриваемый средневзвешенный состав является наиболее близким составу материнской магмы, формировавшей как лавовое плато свиты Ветреный Пояс, так и интрузивные комагматы.

Sm-Nd возраст коматиитовых базальтов по первичным минералам Ol, Px, Pl, стекло) – 2.41–2.45 Ga, а Re-Os – 2.39–2.43 Ga (Puchtel et al., 1997).

Субвулканический комплекс включает десятки силлов и несколько лополитов мафит-ультрамафитов, залегающих в осадочных породах виленгской, кожозерской и, реже, киричской свит (см. рис. 1). Наиболее изученным на СЗ оконечности рифта является лополит Руйга (мощностью до 800 м), в центре – Муройгора, Каттегора, Роиньгора, Хозега, Колозеро и на ЮВ – Ундозеро. В строении массива Руйга – типичного представителя малоглубинной фации перидотит-габбро-коматиит-базальтовой ассоциации, обнажающегося на площади около 20 кв. км, выделено три зоны общей мощностью до 810 м (снизу вверх): меланогабброноритовая, перидотитовая и габбровая. Авторами впервые получен изотопный Sm-Nd возраст интрузива по оливинам, пироксенам, плагиокла-

зам и валовой пробе –  $2.39 \pm 0.05$  Ga (Куликов и др., 2008). Он удовлетворительно коррелируется с возрастом коматиитовых базальтов свиты Ветреный Пояс. Различного размера силлы встречаются на участках рр. Нюхча, Кожа, Чусрека, Икса. В интрузивах, часть из которых представляют собой подвулканные камеры, нередко отмечается дифференциация: в нижних горизонтах развиты ультраосновные породы, а в верхних – габброиды.

Плутонический комплекс представлен Бураковским плутоном и дифференцированным массивом Выжиги Бураковский плутон, крупнейший в Европе, находящийся в центральной части Водлозерского блока и имеет площадь около 630 км<sup>2</sup> при мощности до 6 км (рис. 6).

В структурном отношении он разделяется на 2 блока – Аганозерский и Бураковско-Шалозерский (Лавров и др., 2006), но представляет собой единый магматический массив с общей краевой и 5 стратиформными зонами (снизу вверх): 1) ультрабазитовая, 2) переходная, 3) габброноритовая, 4) габбро, 5) магнетитовых габбро-диоритов. Содержание MgO в оливине изменяется от Fo<sub>90-85</sub> в ультрабазитах до Fo<sub>80-71</sub> в переходной зоне. Плагиоклаз в переходной зоне соответствует

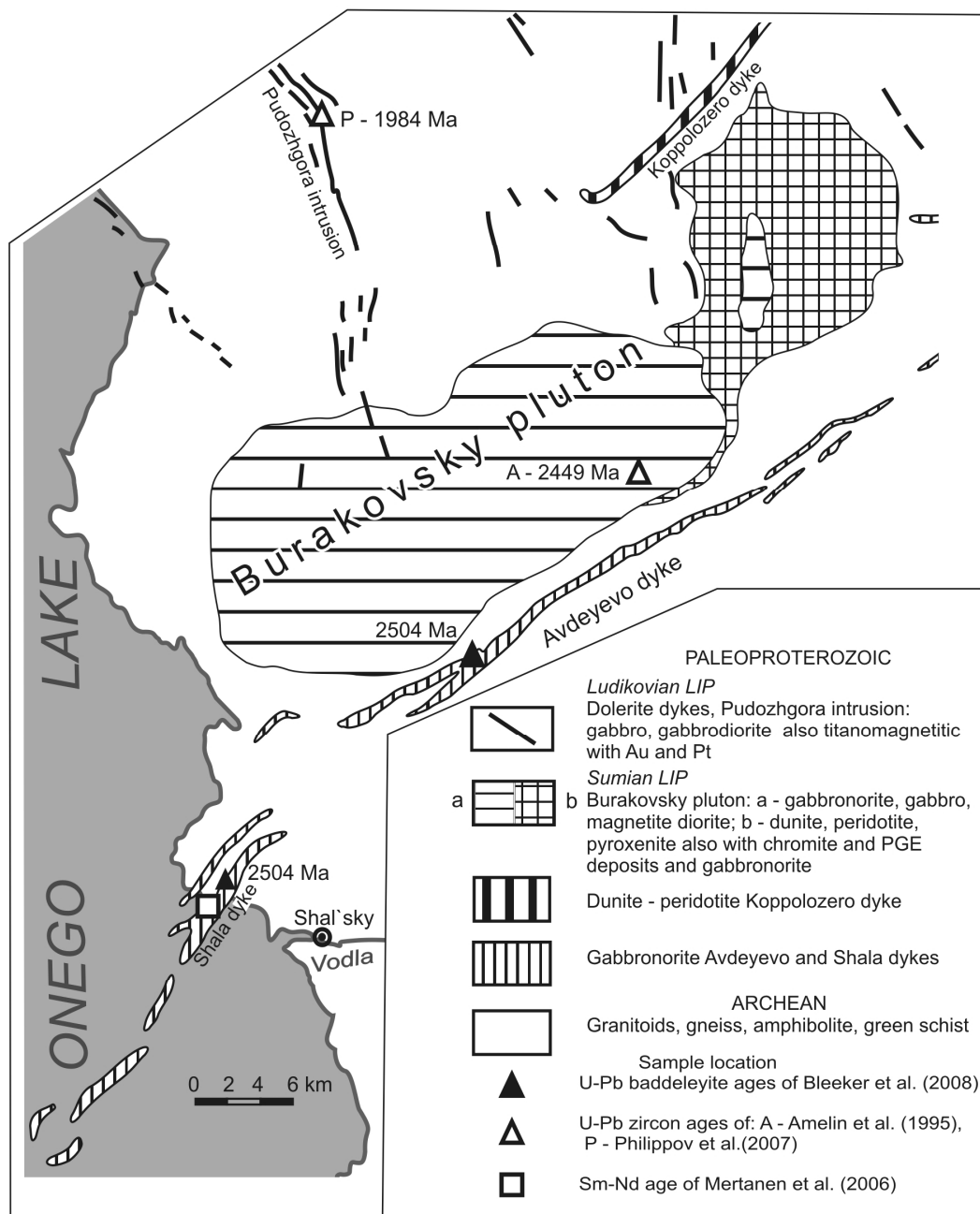


Рис. 6. Схематическая карта Пудожгорско-Бураковского участка Водлозерского блока.

Fig.6. Geological map of Pudozhgora-Burakovo area of Vodlozero block.

Ап<sub>60-54</sub>, в магнетит-габбро-диоритовой Ап<sub>31</sub>. Гранитные жилы развиты преимущественно вблизи краевой зоны. Средневзвешенный состав плутона близок коматитовому базальту Ветреного Пояса. Изотопный U-Pb возраст по циркону составляет 2449 Ма [Amelin et al., 1995]. Крупные хромитовые залежи и малосульфидный тип оруденения платиноидов, Au, Ni и ванадиевые магнетитовые руды характеризуют положительный металлогенический потенциал плутона [Лавров и др., 2006].

Интрузив Выжига – спателит Бураковского плутона (площадью около 20 км<sup>2</sup>) был исследован

по керну скважин и имеющимся обнажениям в западной части тела. Он представлен по разрезу скв. 59–58 следующими горизонтами (сверху вниз): 1) серпентинизированные в различной степени пойкилитовые плагиоклазсодержащие перидолиты (MgO – 35 – 40 мас. % в пересчете на безводный остаток) с ойко-кристаллами клинопироксена (до 3х2 см); 2) прослой «оливиновых хромитов» (82.45 – 82.75м); 3) крупнозернистые вебстериты (MgO – 25 – 26%); 4) плагиоклазсодержащие оливиновые вебстериты (MgO – 26 – 30%); 5) серпентинизированные пойкилитовые плагиоклазсодержащие перидолиты (MgO – 32 –

40%); 6) хлорит-тремолитовая порода по пироксенитам ( $\text{MgO}$  – 24 – 26 %). На гл. 120.0 – 122.6 и 178.3 – 179.0 м прослои оливиновых «хромититов», а на гл. 127.5 м отмечаются линзочки с сульфидами никеля, меди и серебра. Вмещающие катаклазированные гранитоиды начинаются с гл. 197 м.

Среди хромшпинелидов по количественно-минеральному составу в массиве выделяется две группы: породообразующие (I) и акцессорные (II). I группа установлена в прослоях «оливиновых хромититов», слагающих до 60% объема породы, а остальная часть приходится в основном на серпентин (псевдоморфозы по оливину). В пределах горизонтов 82.65 и 122.6 м кристаллы хромита идиоморфные с прямоугольными срезами размером 0.1–0.3 мм. Зональность в них практически отсутствует, и они характеризуются наиболее высокими содержаниями  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (49 – 55%). Однако хромшпинелиды «82.65» по сравнению с «122.6» отличаются меньшими содержаниями  $\text{MgO}$  (4.33 – 5.70 против 7.86 – 10.54%) и большими  $\text{FeO}$  (31.58 – 35.10 против 25.10 – 31.75%). В некоторых зернах «82.5» отмечены  $\text{MnO}$  (до 0.77%),  $\text{V}_2\text{O}_5$  (до 0.77%),  $\text{Dy}_2\text{O}_3$  (до 2.91%),  $\text{NiO}$  (до 6.62%). II группа – акцессорные хромшпинелиды – представлена 3 подгруппами, что обусловлено составами вмещающих их пород: лерцолитов, вебстеритов и метаморфизованных лерцолитов.

Хромшпинелиды установлены только до гл. 172 м, а ниже происходит постепенное изменение их составов до хромитов, появление магнетита, сульфидов, том числе и аргентита. Впервые на глубине 193.7 м в 3.5 м от нижнего контакта с вмещающими гранитоидами выявлен особый «критический горизонт», представленный каплевидными образованиями («шариками», «оометы», «красная стеклянная голова») гематита. Здесь же обнаружены индивиды гематита – агрегаты «железная роза». Горизонт по скважинам прослеживается более чем на 2 км. Состав минерала в скв. 58 (гл. 265.5 м):  $\text{TiO}_2$  – 1.02,  $\text{V}_2\text{O}_5$  – 0.97,  $\text{FeO}$  – 98.01. В скв. 59 (гл. 193.7 м)  $\text{V}_2\text{O}_5$  отсутствует, а содержание  $\text{TiO}_2$  не превышает 0.44%, но широко развиты структуры распада, в системе магнетит – титаномагнетит – ильменит, встречены отдельные зерна платиноидов и золота. Впервые для массива Выжиги обнаружено присутствие самородных серебра, железа, никеля в серпентине, а также ряда минералов, ранее неизвестных как для этого, так и других интрузивов на ЮВ Фенноскандии: аваруста, октибегита и др.

Наиболее показательным является обилие в породах редкоземельных нехарактерных для мафит-ультрамафитов минералов – монацита, ксенотима, апатитов и др., переменного состава цирконов и бадделеита. Эти мафит-ультрамафиты по характерным минералам – хромшпинелидам – существенно отличаются от стандартных более мо-

лодых интрузивов В. Сибири и Урала, но по некоторым параметрам ( $\text{ATM}$  и  $\text{MgO}$ ) относительно близки Кытлымскому массиву.

**Дайковый комплекс.** Два главных типа даек сумийской LIP развиты в пределах Водлозерского блока: Авдеевский габброноритовый и Винельский перидотитовый. Первый тип включает дайки Авдеевскую, Шальскую и другие безымянные, которые обычно имеют СВ простирание, мощность до 60 м и длину в несколько км (см. рис. 4). Главные первичные минералы представлены авгитом, бронзитом, пижонитом, плагиоклазом, сульфидами, калиевым полевым шпатом, кварцем и бадделеитом. По химическому составу породы сходны с андезибазальтами двух первых лавовых покровов из разреза г. Голец (см. рис. 3). Изотопный возраст бадделеита из даек составляет 2504 Ма (Bleeker et al., 2008). Ко второму типу даек отнесены Винельская и Кополозерская длиной до 40 км и мощностью до 500 м. Перидотиты, слагающие эти дайки, обычно серпентинизированы. Из первичных минералов иногда сохраняется оливин  $\text{Fo}_{86-89.5}$ . Sm-Nd возраст  $2430 \pm 174$  Ма не позволяет его считать убедительным из-за большой погрешности (Puchtel et al., 1997).

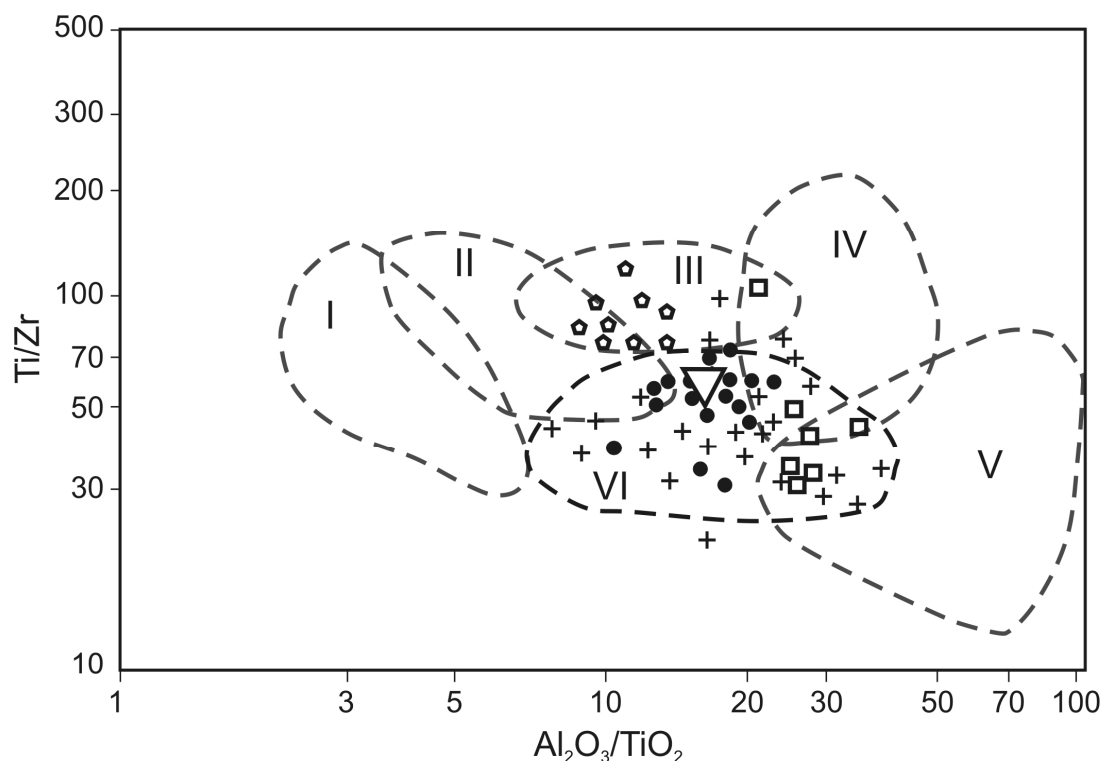
#### Обсуждение.

Проведенное ранее изучение мафит-ультрамафитового магматизма в ЮВ Фенноскандии не отвечало однозначно на вопрос о типе материнской магмы, формировавшей многочисленные магматические тела сумийской LIP. В.Д.Слюсарев и В.С. Куликов (1973) считали ее пикритовой, В.С. Куликов (1988) предложил отнести к коматиитовой, а Е.В. Шарков с соавторами (2006) – к бонинитоподобной. Предложенные варианты с учетом современных представлений (Le Bas, 2000; Arndt et al., 2008) об индикаторных петрохимических ( $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{SiO}_2$ ) параметрах высокомагнезиальных эффузивов неоднозначны. Так, пикриты, пикробазальты (и пикритовые магмы) на Фенноскандинавском щите в возрасте 1.98 Ga, известные в Онежской и Печенгской структурах (Куликов, 1988, Смолькин, 1992), характеризуются относительно высокими содержаниями  $\text{TiO}_2$  (>1%), и пониженным  $\text{SiO}_2$  и этим существенно отличаются от вулканитов Ветреного Пояса ( $\text{TiO}_2$  0,4–0,9%). Коматииты архейского возраста Фенноскандии и других регионов по определению содержат более 18%  $\text{MgO}$  и не сопоставимы с его коматиитовыми базальтами (~14%  $\text{MgO}$ ). Бониниты кайнозоя по определению содержат очень мало  $\text{TiO}_2$  (<0,5%) и много  $\text{SiO}_2$  >53%, существенно отличаясь от полевых в палеорифте.

Таким образом, средневзвешенный состав коматиитовых базальтов как представитель материнской магмы по главным индикаторным параметрам нельзя относить к предложенным ранее 3-м типам магм. Существенные отличия наблюдаются и при сравнении коматиитовых базальтов Ветреного Пояса с базальтами типовых современ-

ных геодинамических обстановок на диаграмме  $Ti/Zr - Al_2O_3/TiO_2$  (рис. 7). Поле коматиитовых базальтов Ветреного Пояса занимает особое место на этой диаграмме и лишь в краевых зонах частично перекрывается с другими полями. Это

свидетельствует о самостоятельности рассматриваемой магмы, которую следует назвать «ветренитовой» по одноименному кряжу, где она получила наиболее широкое развитие самое крупное в мире для свежих коматиитовых базальтов.



- Komatiitic basalts of the Vetreny Poyas (2.41 Ga)
- mafic-ultramafic rocks of Ruiga intrusion (2.4 Ga)
- + "Boninite"-gabbro-norite and orthopyroxene phyric dykes of Finland (2.45 Ga) (Vuollo et al, 2005)
- ◇ Low-Ti tholeiites of Finland (2.4 Ga) (Vuollo et al, 2005)
- I - V Fields of volcanic rocks (Wilson and Versfeld, 1994): I - OIB, II - CFB, III - MORB, IV - VAB, V - boninite
- VI – Field of rocks from vetrenitic magma type (see discussion in text)
- ▽- Average composition of vetrenitic magma type.

Рис. 7. Диаграмма  $Ti/Zr - Al_2O_3/TiO_2$  (Wilson and Versteld, 1994) для высокомагнезиальных пород сумийской LIP и некоторых классических коматиитов.

**Fig. 7.**  $Ti/Zr - Al_2O_3/TiO_2$  diagram (Wilson and Versfeld, 1994) for some rocks of the Sumian LIP and some classic komatiite occurrences

Мы объясняем это положение тем, что формирование материнской магмы для коматиитовых базальтов Ветреного Пояса происходило под воздействием плюма Виндибелт (Куликов и др. 2005), в голове которого при достижении ею земной коры происходила контаминация коматиитового расплава плюма коровым материалом. На границе коры и мантии возникла крупная магматическая камера, которая при последующем остывании сформировала на глубине 30-40 км «коромантийную смесь», фиксируемую на сейсмических профилях в литосфере ЮВ Фенноскандии (Шаров и др., 2010).

### Выводы

Изложенные материалы показывают две главные особенности в развитии раннего палеопротерозоя в ЮВ Фенноскандии:

1. Возникновение около 2.5 Ga (палеопротерозой) под воздействием плюма Виндибелт сводового поднятия и формирования рифтовой системы, в которой рифт Ветреный Пояс имел важнейшее значение.

2. Магматизм в интервале 2.5-2.4 Ga охватил площадь не менее 75 000 км<sup>2</sup>, и объем магмопроявления составил более 50 000 км<sup>3</sup>, что характерно для субпровинций сумийской крупной магма-

тической провинции Фенноскандии. Материнской магмой для рассматриваемой субпровинции является «ветренитовая» (коматиитовые базальты), образовавшаяся в подошве земной коры в результате контаминации коматитовых расплавов плюма Виндибелт коровым материалом.

Следовательно, коматитовые базальты палеорифта ветренный Пояс – это мировой петротип коматиитовых базальтов, которые не имеют прямой пространственной связи с собственно коматиитами. Он не характерен для архейских высокомагнезиальных провинций (Arndt et al., 2008), но имеет широкое развитие в палеопротерозое в Фенноскандии, Гренландии, Канаде и др. регионах.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 09-05-00376-а.

### Литература

Арестова Н.А., Гуськова Е.Г., Краснова А.Ф. Палеомагнетизм пород Шилосской структуры Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса, Восточная Карелия // Физика земли, 2000, № 5. С. 70–75.

Геология Карелии / ред. В.А. Соколов Л.: Наука, 1987. 231 с.

Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Коваленко А.В., Арестова Н.А. Некоторые особенности модельных представлений о происхождении архейских ТТГ ассоциаций древних кратонов // Геотектоника, 2010, № 4. С. 1–19.

Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Сергеев С.А. Геохронология циркона (Shrimp) 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., Скублов С.Г. Детритные цирконы из архейских кварцитов Маткалахтинского зеленокаменного пояса. Карельский кратон: гидротермальные изменения, минеральные включения, изотопные возрасты // ДАН, 2010, т. 430, № 5. С. 681–685.

Куликов В.С., Аракелянц М.М., Куликова В.В., Симон А.К. Некоторые результаты изотопного датирования ЮВ окраины Балтийского щита // Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН 1985. С. 54–65.

Куликов В.С. Высокомагнезиальный вулканизм раннего протерозоя // Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита / ред. О.А. Богатиков. Л.: Наука, 1988. С. 20–88.

Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С., Соколов С.Я., Писаревский С.А., Пухтель И.С. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.

Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В., Контев-Дворников Е.В., Зудин А.И. Роль глубинной дифференциации в формировании палеопротерозойского лавового плато коматиитовых базальтов Синегорья (ЮВ Фенноскандии) // Петрология, 2005, № 5. С. 516–537.

Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В., Костицын Ю.А., Покровский О.С., Васильев М.В. Интрузив

Руйга как типовой представитель малоглубинной фации палеопротерозойской перидотит-габбро-коматит-базальтовой ассоциации Ветренного Пояса, юго-восточная Фенноскандия // Петрология 2008, Т. 16, №6. С. 571–592.

Куликова В.В. Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. 255 с.

Куликова В.В. Биомаркеры – акритархи в шунгитах онежской структуры как свидетели сложного режима формирования заонежской свиты палеопротерозоя // Материалы Международной конференции "Современное состояние наук о Земле", посвященной памяти В. Е. Хаина, Москва, 1–4 февраля 2011 г. М.: МГУ. 2011. С. 1043–1048.

Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. История Земли в галактических и солнечных циклах. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 250 с.

Лавров М.М., Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Геохимия и минералогия Бураковского расслоенного интрузива // Отечественная геология 2006, Т.1. С.3–12.

Левченко О.А., Сергеев С.А., Яковлева С.З. и др. Изотопная геохронология пород реки Водлы (район Водлозера, Юго-Восточная Карелия) // Магматизм, метаморфизм и геохронология Восточно-Европейской платформы. Тез. докл. Петрозаводск, 1987, с. 3–4.

Левченко О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области // Изотопная геохронология докембрия. Л., Наука, 1989. С. 63–72.

Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.С., Гуськова Е.Г., Краснова А.Ф. Первые данные об изотопном возрасте и палеомагнетизме базитов и ультрабазитов Водлозерского блока Карелии // ДАН СССР. 1986. Т. 290. № 5. С. 1184–1187.

Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликова В.В., Самсонов А.В., Симон А.К. Коматииты Водлозерского блока (Балтийский щит) // ДАН СССР, 1991, Т. 317, №1. С. 197–202.

Ранний докембрий Балтийского щита / ред. В.А. Глебовицкий СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Сергеев С.А., Левченко О.А., Лобач-Жученко С.Б. и др. 3.5 млрд. лет – древнейший возраст, установленный для докембрия Балтийского щита // ДАН СССР, 1989, Т. 308, №4. С. 942–945.

Сергеев С.А., Бибикина Е.В., Левченко О.А. и др. Изотопная геохронология Водлозерского гнейсового комплекса // Геохимия. 1990. № 1. С. 73–83.

Слабунов А.И., Куликова В.В., Степанов В.С., Куликов В.С., Матуков Д.И., Кевлич В.И. U-Pb геохронология (данные ионного микрозонда SHRIMP-II) цирконов Кийостровского расслоенного массива Беломорского подвижного пояса и корреляция палеопротерозойского магматизма ЮВ части Фенноскандинавского щита // Материалы III Российской научной конф. по изотопной геохронологии «Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма». 6–8 июня 2006 г., Москва.. М.: ГЕОС. 2006. С. 281–286.

Слюсарев В.Д., Куликов В.С. Геохимическая эволюция протерозойского мафит-ультрамафитового магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1973. 95 с.

Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272с.

Смолькин В.Ф., Шарков Е.В. Древний циркон (3.8 млрд лет) в раннепротерозойских вулканитах Восточной Карелии как свидетельство существования раннеархейской коры //Междунар. конференции, посв. 250-летию ГТМ им. В.И. Вернадского РАН «Геология: история, теория, практика» 14-16 октября 2009 г. Москва. М.: 2009. С. 232–234.

Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Сергеев С.А., Хухма Х. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святонавлоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007, вып. 10. С. 49–68.

Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Бережная Н.Г., Преснякова С.Л. Новый возраст таналит-трондьемитовой ассоциации на Балтийском щите// Стратиграфия и геологическая корреляция 2009, Т.17(2). С. 124–128.

Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистяков А.В., Евсеева К.А., Богина М.Л. Палеопротерозойский магматизм эры переходного геодинамического режима. В: Типы магм и их источники в истории Земли. М: ИГЕМ, 2006. С.91–118.

Шаров Н.В., Куликов В.С., Куликова В.В., Исанина Э.В., Крупнова Н.А. Сейсмогеологическая характеристика земной коры юговосточной части Фенноскандинавского щита (Россия)// Геофизический журнал, 2010, т.32 (3). С. 3–17.

Amelin Y.V., Heaman L.M., Semenov V.S. 1995. U–Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting// Precambrian Res.1995, 75. P. 31–46.

Arndt N.T., Leshar C.M., Barnes S.J., Komatiite. New York: Cambridge Press, 2008. 467 p.

Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F. Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications. In: Reddy, S.M., Mazumder, R., Evans, D.A.D., Collins, A.S. (Eds.), Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. Geological Society. London: Special Publications, 2009. vol. 323. P. 165–198.

Bleeker W., Hamilton M., Ernst R., Kulikov V. The search for Archean–Proterozoic supercratons: new constraints on Superior–Karelia–Kola correlations within supercraton Superia, including first ca. 2504Ma

(Mistassini) ages from Karelia. Abstract for IGC33. Oslo: 2008. No. 1353244.

Bryan S., Ernst R.E. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs)// Earth Sci. Rev. 2008, 86. P.175–202.

Coffin M.F., Eldholm O. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions and external consequences// Rev. Geophys 1994, 32. P.1–36.

Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V., Ernst R. The Vetreny Poyas (Windy Belt) subprovince of southeastern Fennoscandia: An essential component of the ca. 2.5–2.4 Ga Sumian large igneous provinces// Precambrian Research 2010, 183. P.589–601.

Le Bas M.J. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks// J. Petrol. 2000. 15, P. 1467–1470.

Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulayev V.P., Sergeev S.A. et al. Archean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite greenstone terrain) // Precambrian Res. 1993, 62, P. 375–379.

Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schonberg C.-D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere// Geochim. Cosmochim. Acta 1997, 61. P. 1205–1222.

Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V., Garbe-Schonberg C.D., Samsonov A.V., Shchipansky A.A. Combined mantle plume— island arc model for formation of 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints// Geochim. Cosmochim. Acta 1999, 63, P. 3579–3595.

Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Sarjonen-Ward P., Svetov S.A., Checulayev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S. The Archean nucleus of the Baltic (Fennoscandian) Shield. In: European lithosphere Dynamics: Geological Society of London Memoirs, 2006, v 32. P. 627–644.

Vuollo J., Huhma H. Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland. In: Lehtinen, M., Nurmi, P.A., Ramo, O.T. (Eds.), Precambrian Geology of Finland - Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier B.V., Amsterdam: 2005. P.195–236.

Wilson A.N., Versfeld J.A., The Early Archean Nondweni greenstone belt, southern Kapvaal Craton, South Africa. Part II. Characteristics of the volcanic rocks and constraints on magma genesis// Precambrian Res. 1994, 67. P.227–320.