

ЛАПЛАНДСКОГО-БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС КАК ПРИМЕР КОРНЕВОЙ ЗОНЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Е.Н. Терехов

*Геологический институт РАН
109017, г. Москва, Пыжевский пер., 7*

E-mail: tereh@ilran.ru

Поступила в редакцию 4 июня 2007 г.

Особенностью палеопротерозойского этапа развития Земли явилось формирование подвижных поясов, большая часть которых сложена породами амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Их протолиты часто имеют архейский возраст, а в протерозое они подверглись различным преобразованиям, в том числе и связанными с процессами эксгумации пород с глубин 40-20 км. Для многих подвижных поясов разработаны модели их эволюции, в основу которых положена «гималайская схема», где роль континентов играют архейские массивы. В статье, на примере Лапландско-Беломорского подвижного пояса обсуждается принципиально иной механизм формирования подобных структур, без привлечения процессов регионального сжатия, а за счет растяжения коры и эксгумации амфиболит-гранулитовых комплексов, которые первоначально являлись корневой зоной карельской (палеопротерозойской) троговой системы. Формирование палеопротерозойских подвижных поясов отражает один из этапов развития рифтовых систем и всей литосферы в целом, так как впоследствии они сменились авлакогенами в рифее и рифтами с океанической корой в фанерозое.

Ключевые слова: *докембрий, подвижный пояс, рифт, гранулиты, эксгумация.*

LAPLANDIAN-BELOMORIAN MOBILE BELT AS AN EXAMPLE OF THE ROOT ZONE OF THE PALEOPROTEROZOIC RIFT SYSTEM OF THE BALTIC SHIELD

E.N. Terekhov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences

The formation of mobile belts, most part of which consist in amphibolite and granulite facies metamorphic rocks is a specific feature of the Paleoproterozoic Earth's development. Frequently Archean in age their protolithes was affected in the Proterozoic by various transformations, including of those associated with rocks exhumation from depths of 40-20 km. The evolution models for many mobile belts have been elaborate on the basis of «Himalayan scheme», in which Archean massifs are viewed as continents. Using the Laplandian-Belomorian mobile belt as an example, the paper considers a fundamentally new mechanism of such structures formation without regional compression, but due to extension crust and exhumation of amphibolite-granulite complexes, which initially represented the root zone of the Karelian (Paleoproterozoic) trough system. The formation of Paleoproterozoic mobile belts reflects one of the stages of rift systems development as well as the lithosphere as a whole, because subsequently they were replaced with aulacogenes in the Riphean and with rifts comprising oceanic crust in the Phanerozoic.

Keywords: *Precambrian, mobile belt, rift, granulite, exhumation.*

Особенностью палеопротерозойского этапа развития Земли явилось формирование подвижных поясов, большая часть которых сложена породами амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Их протолиты чаще всего имеют архейский возраст, а в протерозое они

подверглись различным преобразованиям, в том числе и связанным с процессами эксгумации пород с глубин 40-20 км. Для многих подвижных поясов разработаны модели их эволюции, в основу которых положена «гималайская схема», где роль континентов играют архейские

массивы [Gaal, Gorbachov, 1987; Минц и др., 1996; Лобач-Жученко и др., 1998]. Причем геологи-докембристы часто более бескомпромиссно отстаивают положения тектоники плит, чем их коллеги, изучающие молодые складчатые системы [Marker, 1985; Балаганский и др., 1998; Миллер, 2006]. При несомненной красоте, подобные схемы нередко содержат в себе массу противоречий, недомолвок и просто искажений в угоду генеральной идее коллизионного генезиса подвижных поясов и фактически препятствуют пониманию особенностей геологической эволюции в раннем докембрии. В статье обсуждается принципиально иной механизм формирования подобных структур.

Лапландско-Беломорский подвижный пояс (ЛБПП) (рис. 1) является крупнейшей структурой Балтийского щита и, благодаря высокому метаморфизму пород, у исследователей часто возникало желание связать его развитие с режимом сжатия. Как и везде, это были геосинклинальные модели, а затем они сменились на плейт-тектонические, и в некоторых из них ЛБПП сопоставляется с Гималаями [Божко, 2006]. Основной модели сжатия ЛБПП является идея, о его положении между двумя массивами: Карельским и Кольским [Шарков и др., 1997; Лобач-Жученко и др., 1998; Бриджуотер и др., 1999]. Но в палеопротерозое эти массивы не являлись жесткими плитами [Терехов, 1982; Леонов, Колодяжный, 2002; Колодяжный, 2003], а породы ЛБПП до рубежа 1,85-1,8 млрд. лет находились на глубинах 30-20 км [Бибикова и др., 1999]. В период 1,8-1,7 млрд. лет образования ЛБПП были прорваны постскладчатыми интрузиями [Пушкарев, 1990; Минц и

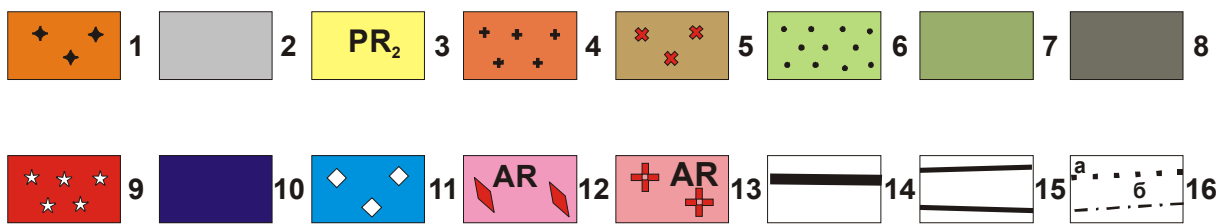
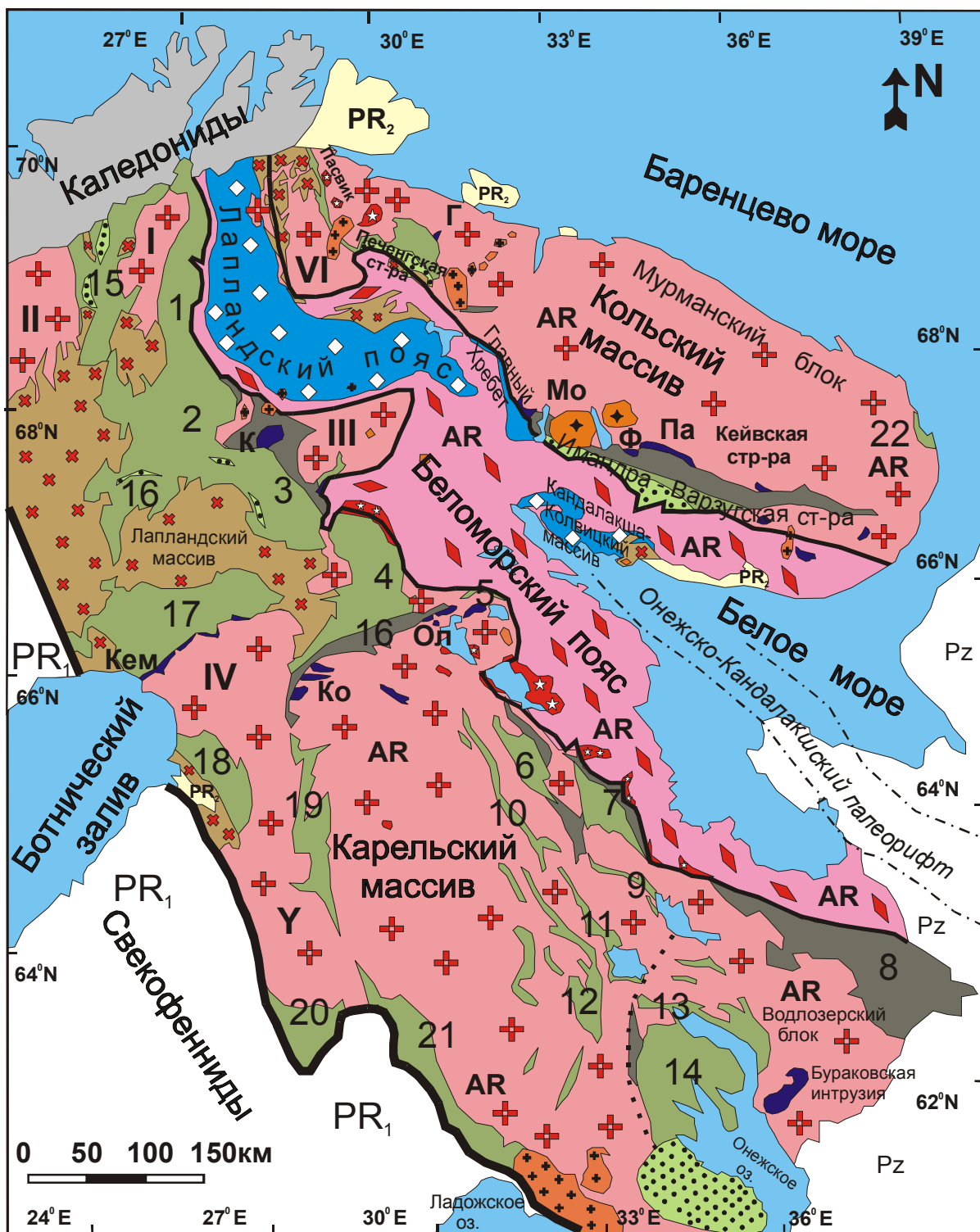
др., 1996] в тот момент, когда они уже были вблизи поверхности. То есть, формирование современной структуры ЛБПП произошло в интервале 1,85-1,75 млрд. лет. Поэтому эксгумацию этих пород нельзя объяснить длительной эрозией. Структурные и петрологические работы по этому региону наполнены ссылками на свекофенскую или лапландскую коллизию [Пушкарев, 1990; Бриджуотер и др., 1999; Филатова, 2001; Митрофанов, Нерович, 2003], которая сформировала структуру ЛБПП и именно за счет сжатия и выдавливания произошла эксгумация. Доказательством этой коллизии в основном служат радиологические возраста и пологие залегания метаморфических пород ЛБПП. Множество определений циркона по породам восточной части Балтийского щита дают возраста 1,9-1,8 млрд. лет [Тугаринов, Бибикова, 1980], но почему эти возраста отвечают коллизии, а не декомпрессии, как это известно, из экспериментальных данных [Roberts, Finger, 1997], не ясно.

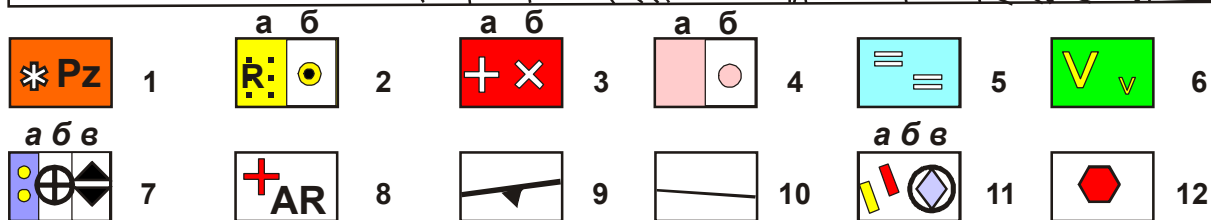
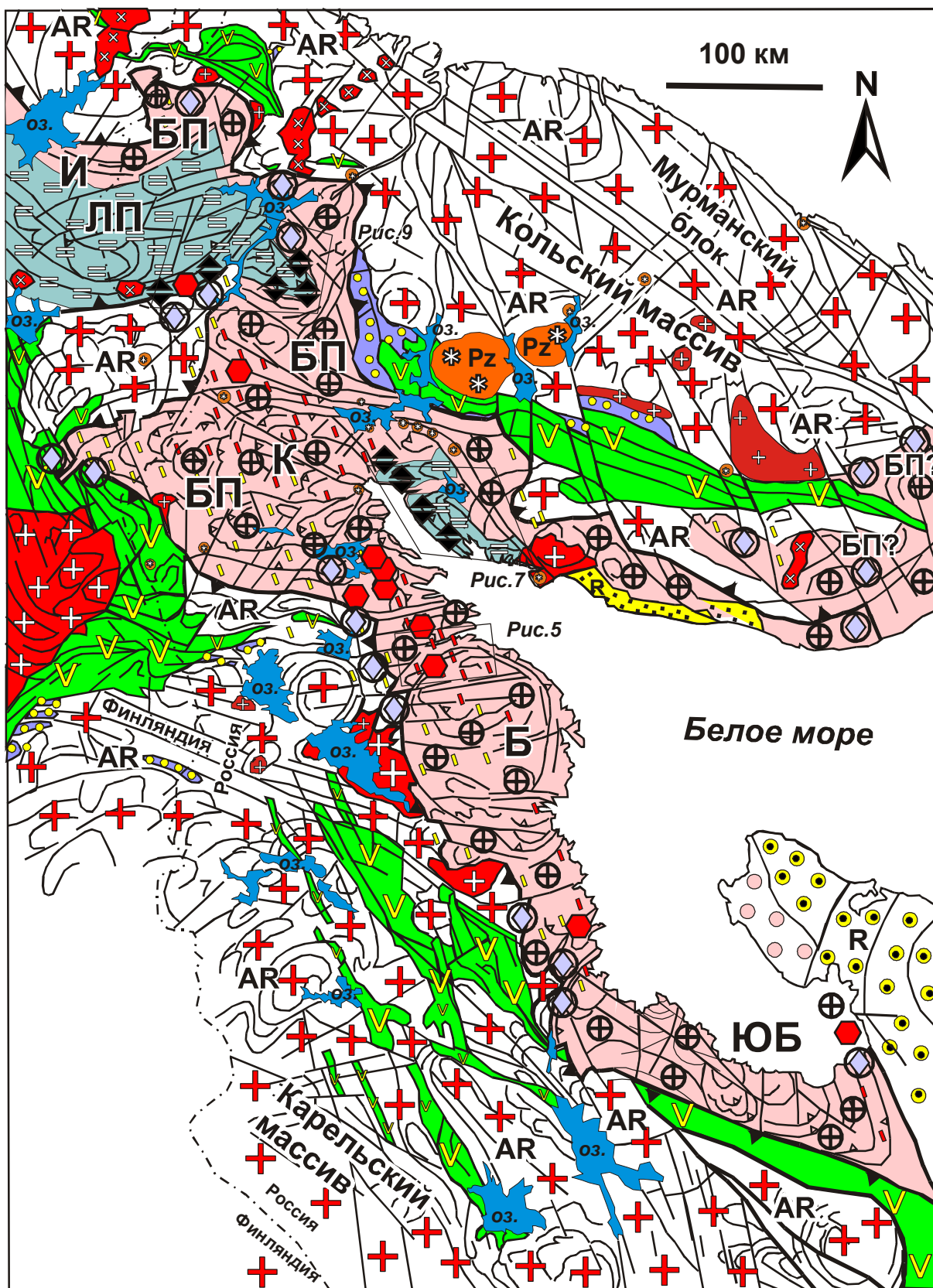
Основой для структурных построений автора явилась информация, полученная с космо- и аэрофотоснимков (КС и АФС) (рис. 2). Ее геологическая интерпретация показывает, что линеamentная сеть, хоть и является интегральной картиной разновозрастных событий, но в основном отражает последние, наиболее сильные тектонические события, и ее следует рассматривать как объективную реальность [Васильев и др., 1994; Karpuz et al., 1995]. Учитывая, что важнейшим событием в регионе явилась эксгумация глубинных пород, можно предполагать, что именно в этот период и была сформирована большая часть наблюдаемых структур-

Рис. 1. Схема геологического строения восточной части Балтийского щита (Карело-Кольская геотектоническая провинция).

1 – девонские интрузии; 2 – каледониды; 3 – рифейский чехол; 4 – постскладчатые и анорогенные интрузии (1,8-1,55 млрд. лет); 5 – синскладчатые гранитоиды (1,9-1,8 млрд. лет); 6-8 – карельский комплекс: 6 – калевий, 7 – ятулий-сариолий, 8 – сумий; 9 – доскладчатые граниты (2,5-2,4 млрд. лет); 10 – расслоенные интрузии; 11 – гранулиты Лапландского пояса (2,6-1,8 млрд. лет); 12 – мигматит-амфиболитовый комплекс Беломорского пояса (3,0-1,8 млрд. лет); 13 – гранито-гнейсы и зеленокаменные пояса (нерасчлененные) архейского докарельского фундамента; 14 – граница Свекофенской и Карело-Кольской геотектонических провинций; 15 – контур Лапландско-Беломорского подвижного пояса; 16 – границы: а – древнейшего блока земной коры (Водлозерского), б – Онежско-Кандалакшского палеорифта. Архейские глыбы: I – Яргул, II – Курина, III – Савукоски, IV – Пудосярви, V – Иисалми, VI – Инари. Троги карелид: 1 – Карасйок, 2 – Кительский, 3 – Салла, 4 – Куоляярвинский, 5 – Кукаозерский, 6 – Шомбозерский, 7 – Лехтинский, 8 – Ветреного Пояса, 9 – Выгозерский, 10 – Чирко-Кемский, 11 – Сегозерский, 12 – Селецкий, 13 – Медвежегорский, 14 – Онежский, 15 – Каутокейна, 16 – Куусамо, 17 – Перапиха, 18 – Похинмаа, 19 – Кайнуу, 20 – Саво, 21 – Янис-Ярвинский, 22 – Усть-Понойский. Расслоенные массивы: Г – горы Генеральской, Мо – Мончегорский, Ф – Федоровский, Па – Панский, Ол – Олангской группы, К – Койте-лайнен, Ко – группа Койлисмаа, Кем – группа Кеми.

ЛАПЛАНДСКО-БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНОЙ ПОЯС КАК ПРИМЕР КОРНЕВОЙ ЗОНЫ





ных элементов. При моделировании геологических процессов, многие авторы сходятся во мнении, что структурную информацию, получаемую с КС и АФС, надо рассматривать как результат природного моделирования. А решив обратную задачу, – какие силы были приложены для получения наблюдаемой картины – можно ответить на вопрос: напряжения сжатия или растяжения сформировали этот структурный ансамбль.

На структурной схеме (рис. 2), показано положение ЛБПП в системе линеаментов восточной части Балтийского щита. Для ЛБПП характерны дугообразные структуры, которые соответствуют пологим зонам тектонического течения, тогда как для его обрамления более типичны линейные элементы – крутые разломы, к которым приурочены троговые системы палеопротерозойского возраста, известные как зоны карелид [Харитонов, 1966]. Основным структурным мотивом для трогов и окружающих их гранито-гнейсов является сдвиговый ансамбль [Терехов, 1984; Karpuz et al., 1995; Моралев, Терехов, 1998; Морозов, 1999; Колодяжный, 2003]. В пределах ЛБПП выделяется серия кольцевых структур: Инари, Кандалакшская, Беломорская, Южно-Беломорская, которые частично прослеживаются и за пределы этого пояса (рис. 2). Структурно-кинематический анализ показывает, что они испытывали вращение против часовой стрелки [Терехов, 1982]. Особо интересны периферические части этих структур, к которым приурочены гранулиты и эклогиты, чарнокиты и эндербиты, различные метасоматиты, в том числе и корундсодержащие [Терехов, 2007], постскладчатые (1,8-1,7 млрд. лет) и палеозойские интрузии [Балуев, Терехов, 2006]. Наблюдаемый струк-

турный ансамбль невозможно получить за счет фронтального сжатия Карельского и Кольского массивов и наоборот, сдвиго-раздвиговым механизмом можно объяснить образование наблюдаемых структур.

Палеопротерозойские разрезы карелид как отражение геодинамических условий

История протерозойских событий в этом регионе лучше всего запечатлена в разрезах карелид, в которых отображены как глобальные изменения, так и локальные процессы. В настоящее время детально изучена стратиграфия карельских структур Балтийского щита, особенно это касается эталонного объекта – Печенгского трога [Смолькин, 1992; Melezhik, Sturt, 1994; Магматизм..., 1995]. Это позволяет реконструировать геодинамические условия их формирования и сравнить события, имевшие место на поверхности Земли, с процессами, происходящими в условиях средней и нижней коры, которые зафиксированы в породах ЛБПП. Некоторое время господствовали идеи, что карельские структуры являются остатками проточехла, который равномерно покрывал архейский фундамент [Кратц, 1963]. В дальнейшем оформились две модели, объясняющие их развитие. Первая – что это трог, заложенный на гранито-гнейсовом фундаменте, являются участками растяжения и им противопоставляется ЛБПП как структура сжатия [Смолькин, 1992]. Согласно второй, – это те же трог, но их раскрытие дошло до океанической стадии. В этой модели предполагается, что северная ветвь карелид на одном из своих этапов развития являлась океаном (Кольским), а гранулитовый пояс был или океаном или окраинным бассейном.

Рис. 2. Положение Лапландско-Беломорского подвижного пояса в линеаментной сети восточной части Балтийского щита.

1 – щелочные интрузии девонского возраста; 2 – рифейские отложения (а), под вендским чехлом (б); 3 – гранитоиды: а – до- и синскладчатые (2,45-1,8 млрд. лет), б – постскладчатые (1,8-1,7 млрд. лет); 4, 5 – Лапландско-Беломорский комплекс метаморфических ядер (структура растяжения): 4 – Беломорский пояс (БП) (бывшая средняя кора) (а), под вендским чехлом (б); 5 – Лапландский гранулитовый пояс (ЛП) (бывшая нижняя кора); 6 – вулканогенно-осадочные образования (карелий) (2,5-1,8 млрд. лет); 7 – разноглубинные интрузии (2,5-1,9 млрд. лет): расслоенные интрузии (а), друзиты (б), габбро-анортозиты (в); 8 – докарельский гранит-зеленокаменный фундамент (3,1-2,6 млрд. лет) (верхняя кора); 9 – детачмент – граница ЛБПП (палеоподошва верхней коры); 10 – разломы, выявленные при дешифрировании космических и аэрофотоснимков; 11 – мусковит-редкометалльные (а) и мусковитовые (б) пегматиты; в – гранат-ставролит-мусковит-кианитовые метасоматиты (1,8 млрд. лет); 12 – точки корундовой минерализации эпохи эксгумации ЛБПП. Вихреобразные кольцевые структуры: И – Инари, К – Кандалакшская, Б – Беломорская, ЮБ – Южно-Беломорская.

ном [Marker, 1985; Минц и др., 1996]. Следует отметить, что обе группы моделей рассматривают Лапландский пояс и Печенгскую структуру как латеральный ряд, независимо от того, существовала или не существовала океаническая кора. На мой взгляд, обе модели ошибочны, так как большую часть коровой истории прообразы этих структур слагали вертикальный ряд.

В основании карельской формации выделяется сумийский цикл (рис. 3). Его основу составляют лавовые потоки андезит-базальтового и коматиитового состава [Смолькин, 1992; Шарков и др., 1997]. Андезито-базальты часто относят к бонинитоподобной формации, придавая им особый геодинамический смысл в рамках парадигмы «тектоники плит» [Melezhik, Sturt, 1994]. Но детальные исследования свидетельствуют, что они принципиально отличны от классических бонинитов [Светов и др., 2004]. Важным элементом сумийского разреза являются порфиroidы с голубым кварцем. Эти породы известны в полосе от оз. Панаярви на севере до Шуюзера в Центральной Карелии. Затем они не прослеживаются вдоль генерального простирания структур в Ветреный Пояс, а резко меняют своё простирание на юг, и появляются в районе Пальеозера (западный фланг Онежской структуры), протягиваясь вдоль границы древнейших блоков земной коры (рис. 1) или периферической части Балтийского нуклеара [Терехов, 1986]. Высокомагнезиальные породы сумия, благодаря обогащенному спектру РЗЭ, отличны от архейских коматиитов с хондритовым типом распределения [Терехов, Ефремова, 2005]. Разница составов архейских и протерозойских коматиитов отмечается для всех регионов Мира и связывается это с поступлением в кору обогащенного материала мантии [Campbell, Griffiths, 1992]. «Сариолий» является стратиграфическим понятием, но зеленые конгломераты, по названию которых появился этот термин [Эскола, 1967], сейчас все более ассоциируются с тектоническими процессами [Казак, Зайцев, 2000; Леонов, Колодяжный, 2002; Колодяжный, 2003], так как эти образования часто слагают структуры выжимания – своеобразные «метаморфические ядра» по периферии карельских трогов. Термин «ятулий» имеет наибольшую известность, для этого периода характерны толеитовые базальты, которые ассоциируются с кварцевыми конгломератами и кварцитами, что является одной из

загадок карелид [Негруца, 1999]. Следующим циклом является людиковый, в пределах которого выделяются заонежский и суйсарский горизонты. Для первого характерны шунгиты, черные сланцы и филлиты, а для второго – вулканы двух принципиально различных геохимических серий: толеитовые базальты океанического типа (MORB) и мафиты существенно обогащенные РЗЭ и другими некогерентными элементами [Голубев и др., 2000]. Широкое развитие пикритов и ферробазальтов с аномальными геохимическими характеристиками, указывает на наличие мантийного плюма [Куликов и др., 1999]. Образования калевия(?)-вепсия наследуют карельские трогов, с несогласием залегающая на них, но уменьшаясь в объеме (рис. 4). В Печенгско-Имандра-Варзугской системе карелид они интерпретируются как молассы [Melezhik, Sturt, 1994]. К молассам можно отнести кварциты формации петрозаводской свиты и кумпу в Лапландии.

Анализ карельских структур и особенностей разломной сети, к которой они приурочены, указывает на то, что они часто являются пулл-апартами в сдвиговых зонах [Терехов, 1984; Морозов, 1999; Колодяжный, 2003]. ЛБПП разделяет эти трогов на две группы или ветви карелид: северную – Финмаркер-Кольскую и южную – Лапландско-Карельскую. До появления ЛБПП на поверхности ветви карелид располагались ближе друг к другу (рис. 3), но конкретную картину их расположения вряд ли удастся восстановить. Крупные трогов северной ветви имеют асимметричное строение. Северное крыло пологое и породы залегают на архейском фундаменте. К югу происходит наращивание разреза. Самые молодые образования известны в южных частях структур, где они сильнее метаморфизованы, чем породы северных зон. Это можно связать с тем, что породы северных крыльев залегают на жестком гранито-гнейсовом фундаменте, тогда как в южных – он был разорван и местами уничтожен. Трогов южной ветви карелид сильнее деформированы и их первичная структура, особенно на границе с ЛБПП, нарушена. Для большинства из них также отмечается асимметрия, но породы падают на СВ в сторону ЛБПП. На юго-западных бортах этих трогов развиты конгломераты сариолийского или ятулийского возрастов, которые залегают на архейском фундаменте. Наиболее древние породы протерозойского возраста известны в юго-восточной части района.

ЛАПЛАНДСКО-БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНОЙ ПОЯС КАК ПРИМЕР КОРНЕВОЙ ЗОНЫ

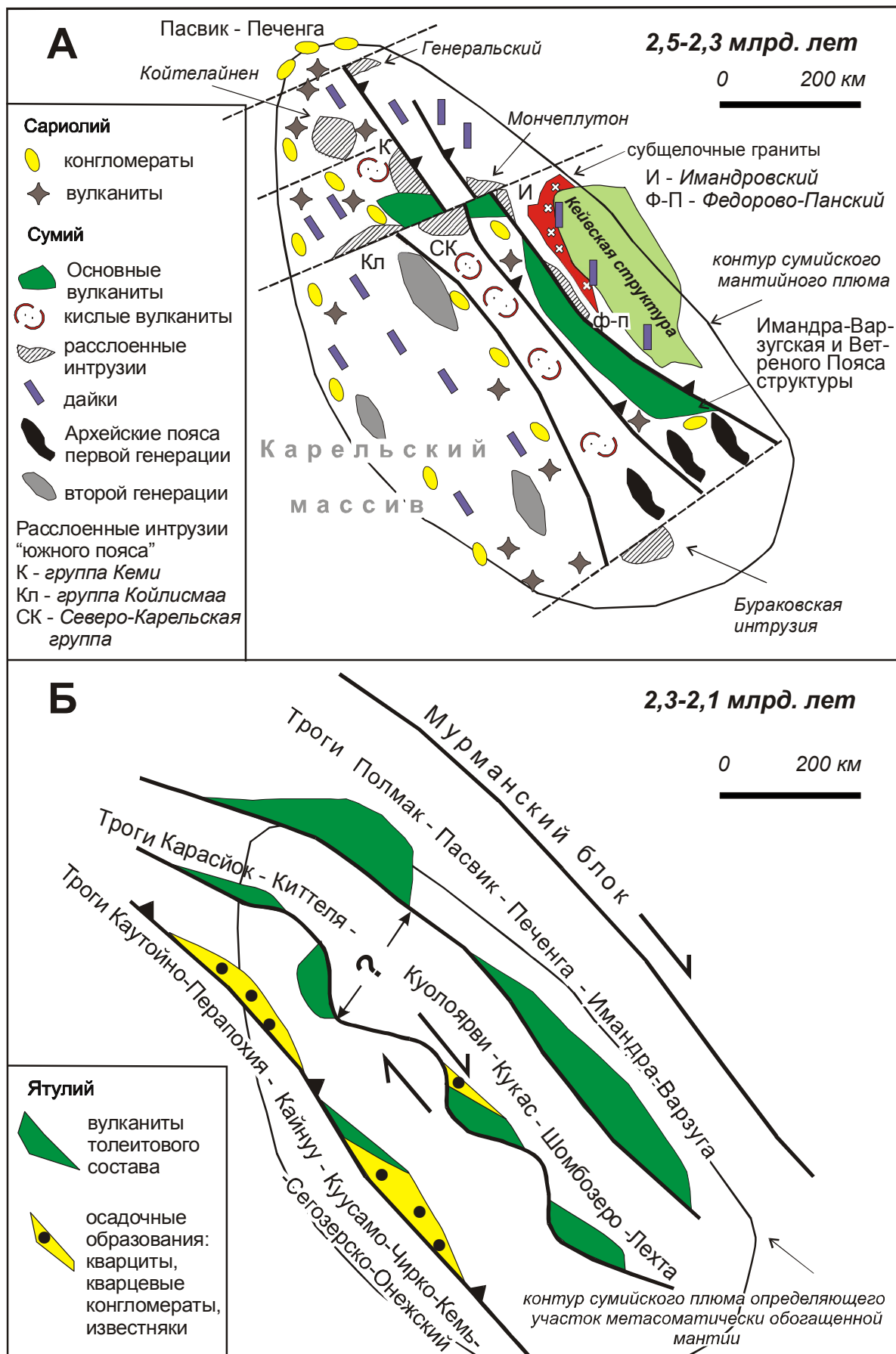


Рис. 3. Палеогеодинамическая реконструкция восточной части Балтийского щита. А – сумий-сариолийское (2,5-2,3 млрд. лет), Б – ятулийское (2,3-2,1 млрд. лет) время.

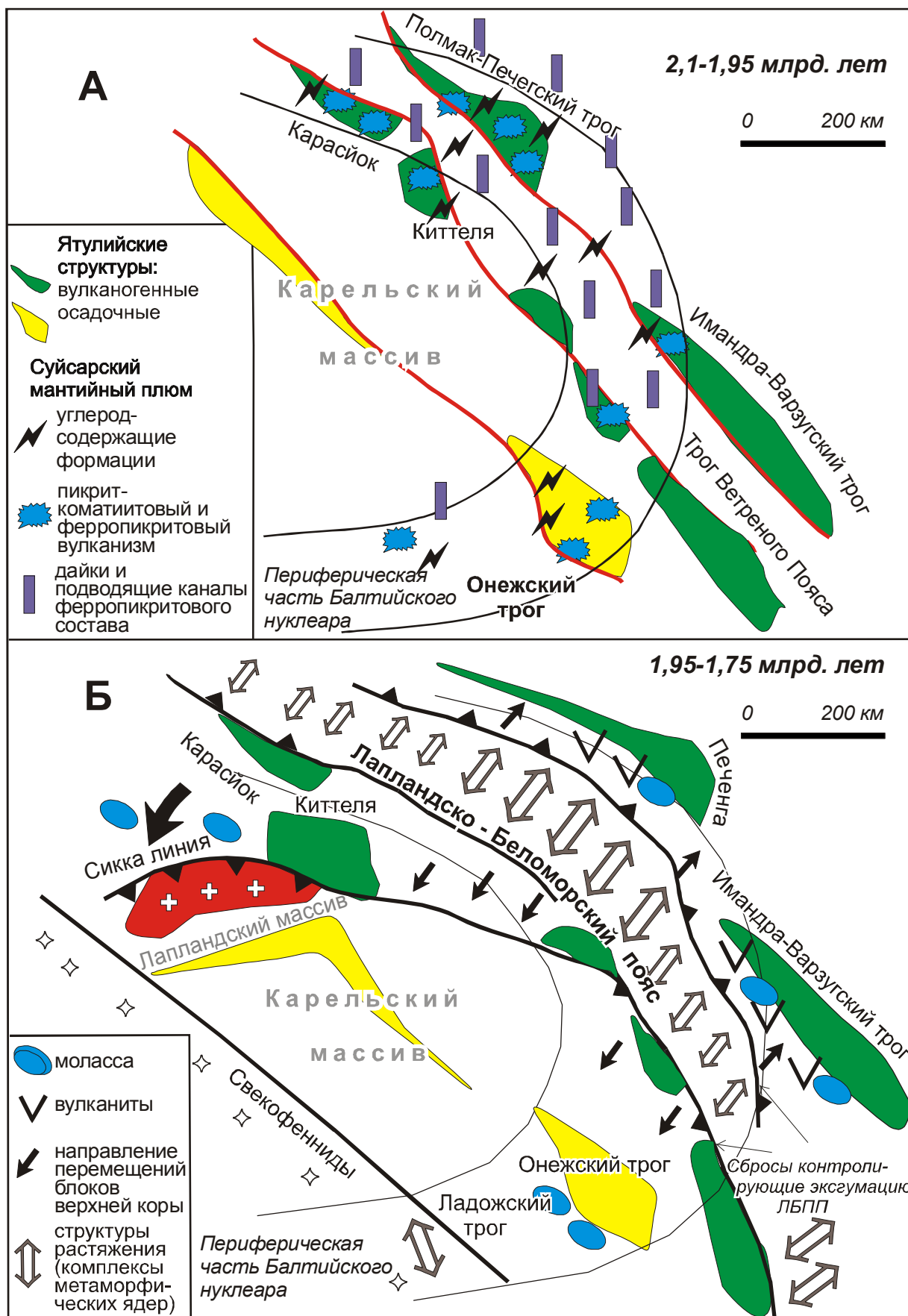


Рис. 4. Палеогеодинамическая реконструкция восточной части Балтийского щита. А – лудловийское (2,1-1,95 млрд. лет), Б – каледоний-варзугское (1,95-1,75 млрд. лет) время.

Это вулканыты Имандра-Варзугского трога и Ветреного пояса (2,5-2,45 млрд. лет) [Смолькин, 1992]. Порода этого возраста в северо-западной части региона нет, и разрез палеопротерозоя начинается с сариолийских конгломератов в Печенгском и ятулийских – в Карасей-окском трогах [Krill, 1985; Магматизм..., 1995; Rihjalgovsky, Terekhov, 1995]. Разрезы обеих ветвей карелид хорошо коррелируются, но есть и некоторые различия. Так, в Карелии развиты кислые вулканыты с голубым кварцем, которых нет в северной ветви. Важным различием является и большая роль осадочных пород в разрезах южной ветви.

Нет никаких свидетельств, что в начале палеопротерозоя породы ЛБПП находились вблизи поверхности Земли и могли размываться, а литологические исследования указывают на то, что в это время, место, где сейчас расположен Беломорский пояс, не являлось областью сноса [Негруца, 1967]. Это позволяет считать, что в тот момент ЛБПП являлся составным элементом средней-нижней коры, выше которой располагался разрез верхней коры, представленной архейскими породами. В начале протерозоя верхняя кора была разбита разломами, которые предопределили формирование трогов. Это дробление совпало с глобальным событием, которым оказался импульс мантийного магматизма (2,5-2,4 млрд. лет). Трoghi заполнились вулканытами, а в их обрамлении сформировались расслоенные интрузии, которые приурочены к тем же структурообразующим разломам (рис. 3А). Сами массивы часто представляют собой интрузивные пулл-апараты [Тевелев, Гороховская, 1999]. В одних случаях они прорывают наиболее древние карельские комплексы, а в других – залегают в основании их разреза [Смолькин, 1992; Шарков, 1997]. Традиционно деление расслоенных интрузий на два пояса: Северный и Южный, имеющих разные возрасты: 2,5-2,45 и 2,45-2,4 (2,35?) млрд. лет, соответственно [Минц и др., 1996], а их разделом является ЛБПП. Помимо расслоенных интрузий, количество которых достаточно ограничено (30-40 шт.), проявления этого магматизма, представлены сотнями даек габбро-диабазового состава. Дайки образуют рои, которые тяготеют к карельским трогам. В последние годы было показано, что расслоенные интрузии и дайки комагматичны вулканытам сумия, друзитам Беломорского и габбро-анортозитам Лапландского поясов [Балашов и др.,

1990; Шарков, 1997]. На основании геохимических данных можно предполагать, что в зависимости от наклона разлома, к которому приурочены магматические тела основного состава, мог меняться характер дифференциации исходного расплава (порядок кристаллизации). Так, массивы друзитов и расслоенные интрузии, приуроченные к круто ориентированным разломам, кристаллизовались по марианит-бонинитовой схеме, а к наклонным – по толеитовой [Терехов, Ефремова, 1998; Бычкова, Коптев-Дворников, 1999]. Толеитовый тренд, обусловленный резким сбросом давления, приводит к ранней, ненормальной кристаллизации плагиоклаза и образованию анортозитов. При этом происходит выброс флюидов, что способствует образованию чарнокитов и мангеритов, которые почти всегда ассоциируются с анортозитами, но имеют различные геохимические источники. К сумийскому этапу относятся чарнокиты западной части Беломорского пояса, комагматичные им калиевые граниты (нуоруненского типа) и порфиroidы с голубым кварцем в Северной и Центральной Карелии, а также значительная часть субщелочных гранитов Кольского полуострова [Пушкарев, 1990]. Эти кислые породы образовались при плавлении архейских гранито-гнейсов под влиянием тепла базитовых магм, которые образовывали расслоенные интрузии, друзиты и т.д. Сбросы могли играть важную роль в формировании и этих пород, так как они контролировали ненормальную, то есть раннюю кристаллизацию голубого кварца в чарнокитах, гранитах, порфиroidах. По мере раскрытия троговых структур, роль кислого корового вещества уменьшалась и андезит-базальтовый магматизм сменился толеит-базальтовым (трапповым) [Голубев и др., 2000]. Это привело к формированию ятулийских базальтовых покровов в трогам и долеритовых даек в их обрамлении, а в средней и нижней коре образовывались бескорневые интрузии коронитовых (гранатовых) габбро [Степанова, 2004] и основных гранулитов [Barbey et al., 1986]. В людиковии совместно с толеит-базальтовым начал функционировать более глубокий и обогащенный ферропикритовый источник [Смолькин, 1992; Куликов и др., 1999], что привело к формированию на разных уровнях комплементарных образований: вулканытов, даек, габбро, анортозитов. Таким образом, большая часть магматических пород верхней области коры из зоны карелид



Рис. 5. Геологическая схема Чулино-Луухинского участка Беломорского пояса. 1 – Центрально-Беломорская мафическая зона (ЦМБЗ), платинмитатиты и амфиболиты; 2 – керетьский комплекс (КК), гранито-гнейсы с эгидитом; 3 – хетоглабинский комплекс (ХК), митатиты и амфиболиты; 4 – чулинский комплекс (ЧК), кианит и гранатосодержащие породы; 5 – западный комплекс (ЗК), гранито-гнейсы с реликтами основных гранулитов; 6 – друзиты; 7 – пелматиты; 8 – границы комплексов (сбросы); 9 – разломы; 10 – структурные линии; 11, 12 – падения гнейсовидности и линейности.

имеет комлементарные аналоги в ЛБПП, а структурные и петрологические данные позволяют предполагать большую роль сбросов в эволюции карельских трогов и сопряженного с ними магматизма. Корреляция структурных событий в зоне карелид и ЛБПП является более сложной задачей, решение которой во многом зависит от интерпретации исходного состава протолитов глубинных зон земной коры.

Состав и возраст протолитов Лапландско-Беломорского подвижного пояса

Породы беломорского комплекса подвергались интенсивным структурно-вещественным преобразованиям, находясь в составе корневых зон карелид, а также при эксгумации, но архейский возраст их протолита, устанавливается довольно определенно. Амфиболиты и так называемые гнейсы «сухари» имеют возраста 3,0-2,8 млрд. лет [Бибикина и др., 1999; Каулина, Богданова, 2000]. Гранулитовый метаморфизм, реликты которого встречаются в основном в западной части пояса, происходил 2,75-2,7 млрд. лет назад [Лобач-Жученко и др., 1998]. Архейская структура Беломорского пояса представлена пакетом пластин разного состава, падающих на СВ. Долгое время эти пластины олицетворяли стратиграфическое расчленение Беломорского массива [Володичев, 1990]. В наиболее изученном Чупино-Лоухском районе выделялась западная, чупинская, хетолабинская и керетьская свиты или толщи, которые сложены гранито-гнейсами с реликтами гранулитов, глиноземистыми гнейсами, амфиболитами и гранито-гнейсами с эпидотом (рис. 5). Границы между этими толщами всегда картировались как тектонические [Чуйкина, 1975], но в последние годы все поля стратиграфических подразделений стали интерпретировать как покровы, а тектонику архейского этапа – как акреционно-коллизивную [Лобач-Жученко и др., 1998; Миллер, 2006]. Не вдаваясь в полемику об архейской истории эволюции Беломорского пояса, важно отметить, что к началу протерозоя его породы находились в условиях средней коры. Основанием для этого является то, что большинство друзитовых интрузий, равномерно распределенных по всей его площади и приуроченных к различным толщам, кристаллизовались при давлениях 7-9 кбар [Шарков и др., 1997], т.е. современный срез беломорид располагался на глубинах 30-20 км. Друзиты – это

каплевидные магматические тела, которые являлись подводными каналами для расслоенных интрузий и вулканов верхней части земной коры. Несмотря на то, что друзиты всегда являлись объектами пристального изучения, каких либо существенных структурных закономерностей их распределения выявить не удалось, отмечается лишь их количественное возращание в осевой части пояса [Шарков и др., 1997]. Парадоксальным является и тот факт, что для большинства пород беломорского комплекса этапы формирования друзитов (2,5-2,4 и 2,3-2,1 млрд. лет) плохо проявлены в радиологических возрастах [Володичев, 1990; Бибикина и др., 1999]. Изредка отмечаются лишь мигматиты и древние пегматиты этих возрастов [Каулина, Богданова, 2000]. Основные структурно-вещественные преобразования беломорского комплекса произошли при эксгумации его пород в интервале 1,9-1,75 млрд. лет [Бибикина и др., 1999]. Масштабы этих преобразований трудно переоценить. Помимо пегматитов мусковитовой и редкометально-мусковитовой формации было образовано большое количество основных и кислых метасоматитов, в том числе корундсодержащих, а также бластомилонитов и ортотектитов с положительной *Eu* аномалией, образовавшихся на начальной стадии процессов растяжения, при декомпрессионном выбросе восстановленных флюидов [Терехов, Ефремова, 2005; Терехов, 2007]. Важным структурным аспектом этого этапа явилось формирование лежащих складок, куполоподобных структур и мощной зоны расщепления (детачмента). Последняя падает под карелиды и контролировала эксгумацию пород ЛБПП (рис. 6). Плоскость детачмента не является единым разделом – это сложно построенная зона тектонического скольжения с широким развитием бластомилонитов и разнообразных метасоматитов. Мощность этой зоны достигает многих сотен метров и иногда она выделяется в качестве «переходного» комплекса [Колодяжный, 2003]. В настоящее время большинство исследователей рубеж 1,9 млрд. лет связывает с Лапландской коллизией, основываясь в основном на датировках по циркону, которые интерпретируются как этап сжатия [Тугаринов, 1980; Campbell, Griffiths, 1992; Бриджуотер и др., 1999; Каулина, Богданова, 2000], с чем автор категорически не согласен.

Проблема возраста и состава протолитов лапландского комплекса более сложная, так как

породы долгое время находились в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Гранулиты лапландского комплекса слагают две изолированных структуры: Лапландский пояс и Канда-лакша-Колвицкий массив (рис. 7). Последний первоначально рассматривался как расслоенная габбро-анортозит-норитовая метаинтрузия [Ви-

ноградов и др., 1980], а затем, благодаря велико-лепной полосчатости, в качестве эталонного стратиграфического разреза [Беляев, 1971]. Важным элементом этой структуры являются габбро-анортозитовые массивы, синхронные друзитам и расслоенным интрузиям с возрастом 2,5-2,4 млрд. лет [Каулина, Богданова, 2000;

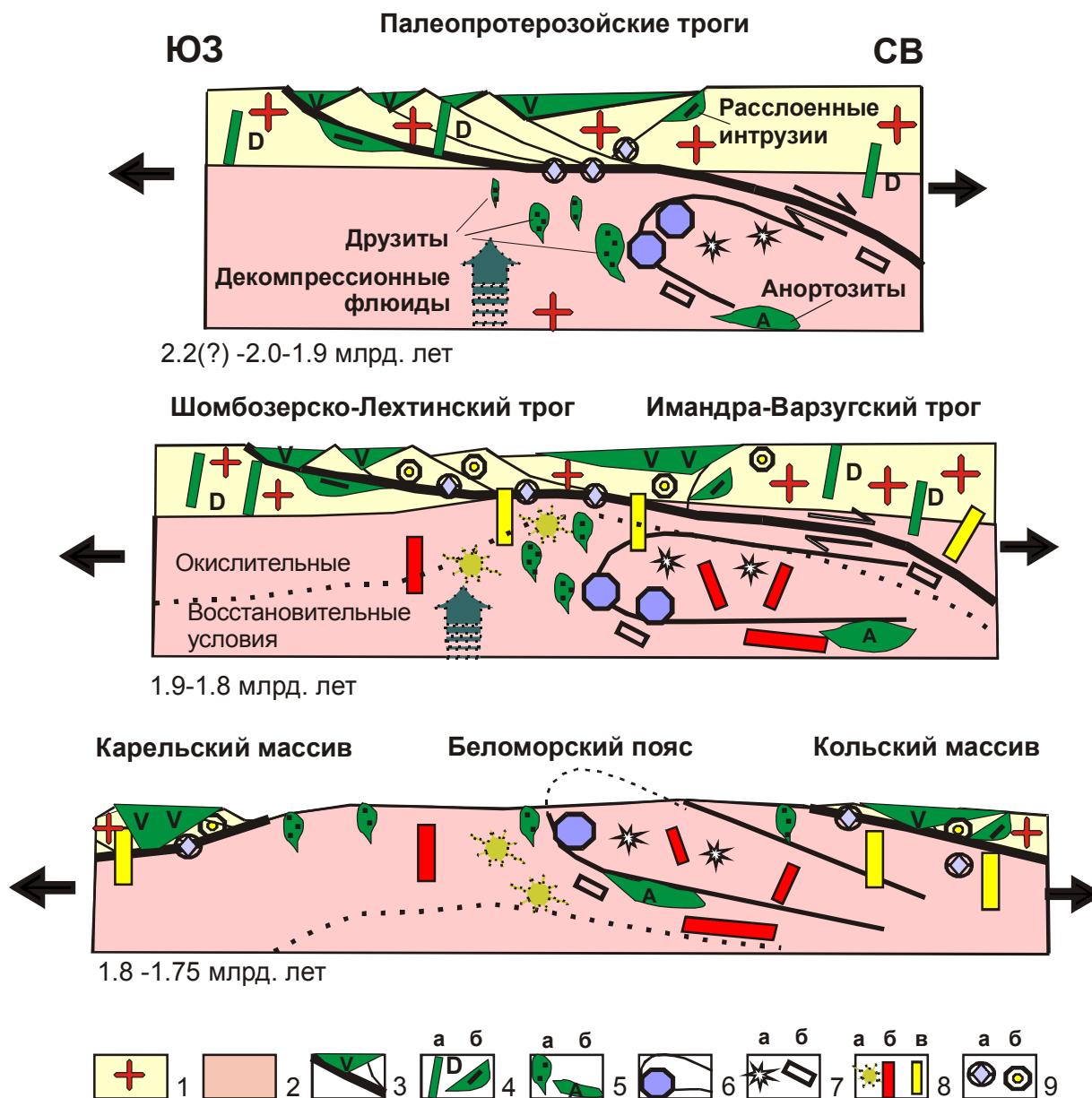


Рис. 6. Модель экзгумации среднекорковых пород Беломорского пояса (разрез).

1 – верхняя, хрупкая кора; 2 – средняя, хрупко-пластичная кора; 3 – пологий сквозькоровый сброс (жирная линия), сопряженные с ним разломы и карельские трюги; 4, 5 – интрузивные комагматы карельских вулканитов (2,45-1,95 млрд. лет): 4 – в зоне хрупких деформаций: дайки (а) и расслоенные интрузии (б); 5 – в зоне хрупко-пластичных деформаций: друзиты (а) и габбро-анортозиты (б); 6 – лежащая складка и основные метасоматиты (в том числе и корундсодержащие); 7 – ортогекситы (а) и бластомилониты (б); 8 – «диафориты» (гигантозернистые мусковитовые породы) (а), мусковитовые (б) и мусковит-редкометалльные (в) пегматиты; 9 – метасоматиты верхней коры: гранат-ставролит-кианит-мусковитовые (а), альбититы (б). 6-9 – масштаб увеличен.

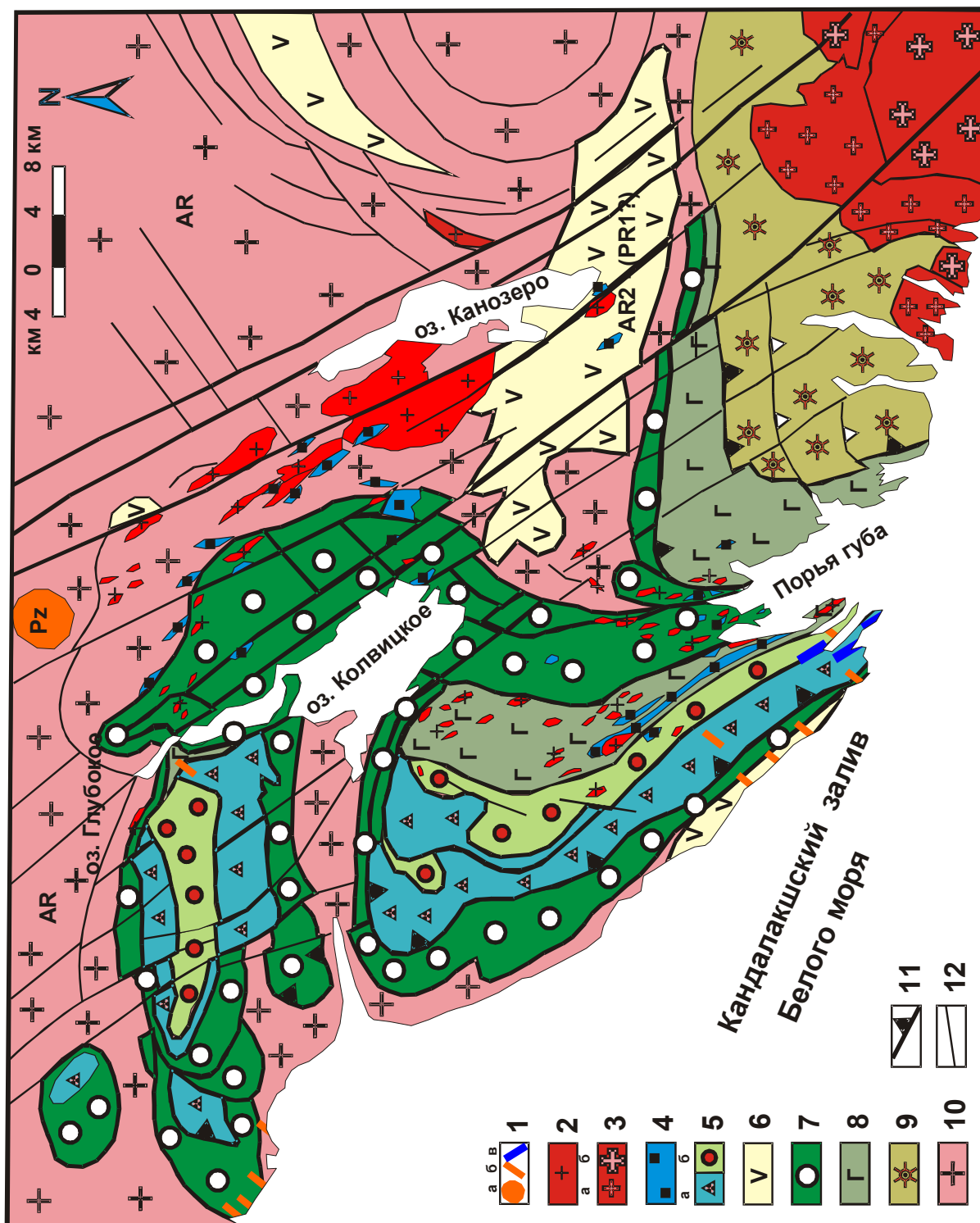
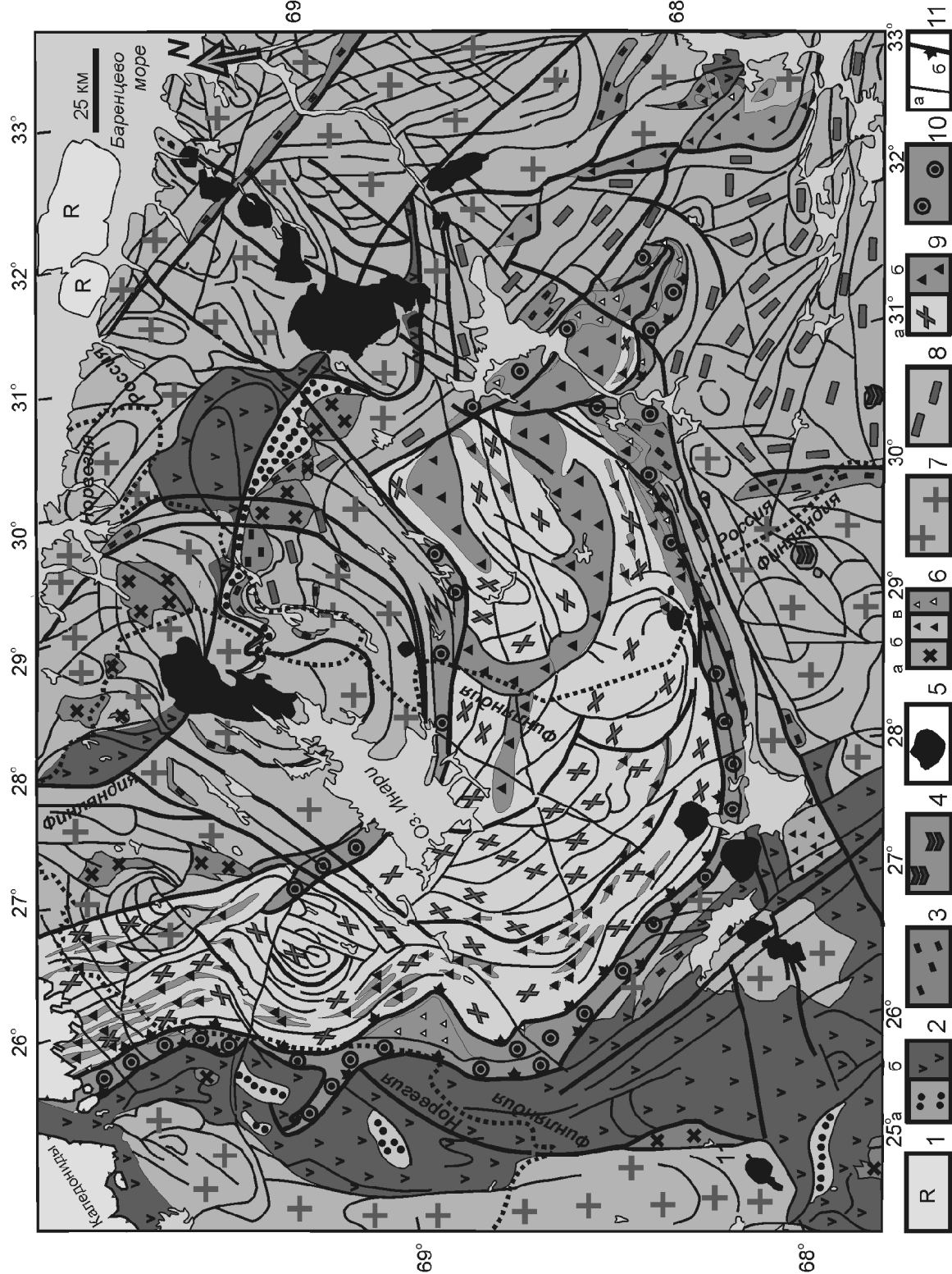


Рис. 7. Схема строения Кандалякша-Колвицкого массива.

1 – девонские интрузии (а) и дайки (б), рифейские дайки (в); 2 – субщелочные граниты; 3а – эндробиты, 3б – чарнокиты, 4 – габбро-клинопироксениты; 5а – анортозиты, 5б – эколито-подобные породы; 6 – архейские зеленокаменные пояса; 7 – гранатовые амфиболиты; 8 – основные гранулиты; 9 – кислые гранулиты; 10 – архейский гранито-гнейсовый комплекс (беломориды); 11 – основные разломы и направление их падения; 12 – разломы и структурные линии.

Рис. 8. Положение Лапландского гранулитового пояса в вихреобразной структуре Инари.

1 – рифейские образования; 2 – палеопротерозой (карелий): а – поздний, б – ранний; 3 – архейские зеленокаменные пояса; 4-6 – интрузии: 4 – щелочные палеозойские, 5 – пост-складчатые граниты и щелочные габбро; 6 – синклинальные палеопротерозойские: а – граниты, диориты, габбро, б – расслоенные интрузии, в – анортозиты; 7-10 – нестрагифицированные образования различных уровней земной коры: 7 – гранито-гнейсы (фундамент карелид) – верхняя кора, 8 – амфиболит-мигматовый (беломорский) комплекс – средняя кора, 9 – гранулитовый комплекс – средне-нижняя кора: а – кислые гранулиты, б – основные гранулиты, 10 – гранатовые амфиболиты – тектоно-метасоматический комплекс обрамления гранулитов; 11 – разломы, выявленные по дешифрированию космических и аэрофотоснимков: а – простые, б – главные.



Митрофанов, Нерович, 2003]. Везде в основании анортозитовых тел известны гранатовые амфиболиты. Среди них встречаются линзы порфиритоидов, гнейсов и конгломератов. Последние явились весомым аргументом для обоснования протерозойского возраста лапландской серии, лежащей на архейском «фундаменте» [Беляев, 1971]. Восточнее анортозитов развиты гранат-пироксеновые (эклогитоподобные) и гиперстен-плаггиоклазовые (основные гранулиты) породы. Согласно одной из версий, они являются метамагматическими образованиями единой с анортозитами расслоенной интрузии [Каулина, Богданова, 2004]. Эта интрузия кристаллизовалась в условиях нижней коры и при свекофеннской коллизии была выдавлена вверх [Минц и др., 1996]. Наши исследования показали, что только часть эклогитоподобных пород может быть комагматами анортозитов [Терехов, Левицкий, 1993]. Другие образовались по основным гранулитам, которые являлись рамой для габбро-анортозитовых интрузий. Данные радиологических измерений указывают на то, что основные гранулиты имеют архейский возраст [Суханов и др., 1987] и по ним развивались эндербиты с возрастом 2,6-2,5 млрд. лет [Каулина, Богданова, 2000]. Восточнее поля развития основных гранулитов встречаются кислые гранулиты (рис. 7) с ярко выраженной полосчатостью. Многие исследователи до сих пор считают ее осадочной и, благодаря этому, эти образования интерпретируются как метаосадки. Большая часть цирконов из этих пород имеет архейские возраста в интервале 3,75-2,5 млрд. лет, но они считаются детритовыми, а возраст осадконакопления 2,2-1,9 млрд. лет [Бриджуотер и др., 1999; Daly et al., 2001]. Подобный спектр возрастов от 2,85 до 1,75 млрд. лет был получен для цирконов из гранито-гнейсов фундамента карелид, значительная часть которых также имеет округлую форму [Суханов и др., 1987], естественно, что вопрос об их осадочной природе здесь не уместен. Кислые гранулиты, по мнению ряда исследователей, маркируют место «Кольского океана» и вся тектоника данного региона трактуется с позиции раскрытия и коллизионного закрытия этого океана [Daly et al., 2001]. Проблема кислых гранулитов требует специального рассмотрения. Но в рамках данной статьи можно сослаться на мнения исследователей, что это сложные метасоматические образования, часто развитые по основным породам [Прияткина, Шарков, 1979].

Их молодые радиологические возраста вероятнее всего отражают последние тектонические события (экзгумацию). Среди основных гранулитов в районе Порьей губы и Глубоких озер известны аналогичные породы, которые образуют мигматиты или слои, параллельные тектонической полосчатости. В этих местах метасоматическая природа кислых гранулитов весьма вероятна. В мощных же горизонтах кислых гранулитов постоянно встречаются реликты основных гранулитов. Обе разности кислых гранулитов близки по внешнему виду и химическому составу, что позволяет их считать метасоматитами тектонических зон.

Собственно Лапландский гранулитовый пояс протягивается в виде дуги из Норвегии, через Финляндию в Россию, где в районе хребта Сальные тундры происходит его синформное замыкание (рис. 8). По простиранию эта вроде бы единая структура характеризуется различным составом и строением, а различия методик геологического картирования в Скандинавских странах и бывшем СССР усугубили проблему расшифровки природы Лапландского пояса. Во внешней части дуги Лапландского пояса его породы полого залегают на разновозрастных образованиях беломорского комплекса, докарельского фундамента в том числе и зеленокаменных поясов, карельских трогов. Подошвой Лапландского покрова является толща, в основном представленная гранатовыми амфиболитами. В Скандинавии она известна как пояс Тана [Krill, 1985; Marker, 1985]. На Российской территории она картировалась как кандалакшская свита [Виноградов и др., 1980] или рассматривалась как контактовый ореол гранулитового покрова [Терехов, Левицкий, 1993; Минц и др., 1996]. В западной части пояса, где гранулиты надвинуты на породы Карасйокского трога, отмечается обратная метаморфическая зональность [Krill, 1985]. На Российской территории ситуация более сложная. Здесь кандалакшская толща залегает на гранито-гнейсах, которые содержат реликты основных гранулитов (р-н р. Вува – оз. Нявка) (рис. 9), но в нижней части ее разреза встречаются линзы, сложенные породами с признаками вулканогенно-осадочного генезиса. Это порфиритоиды, гнейсы, сланцы и карбонатные породы, мощностью в десятки метров и они согласно падают под гранулиты. Постепенно они сменяются гранатовыми амфиболитами, а выше появляются линзы анортозитового состава. Часть

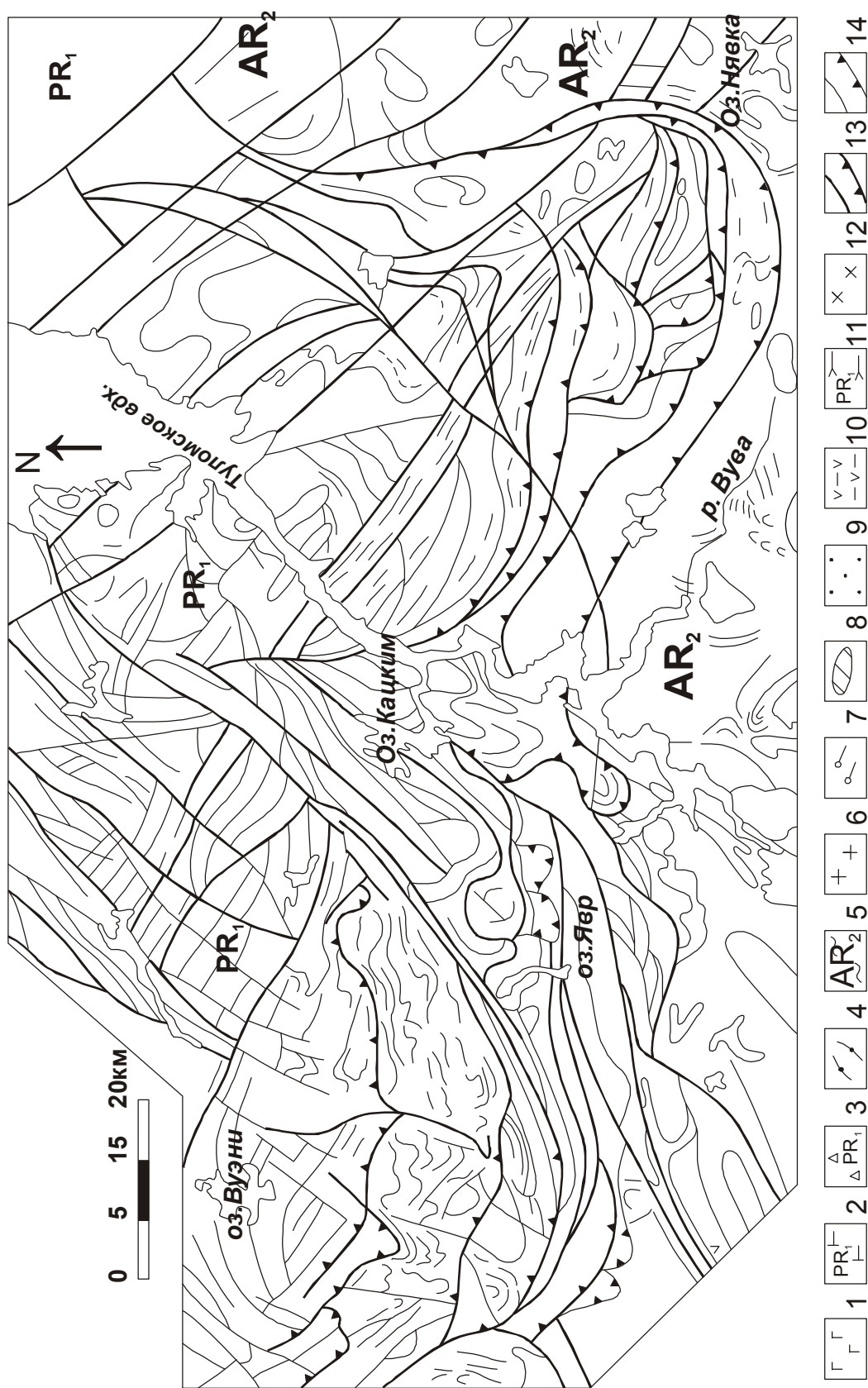


Рис. 9. Структурно-геологическая схема восточного замыкания Лапландского пояса.
 1 – габбро-верлиты (1,95 млрд. лет); 2 – основные гранулиты (высоких давлений); 3 – анортозиты; 4 – гранатовые амфиболиты; 5 – гранито-гнейсы белого комплекса и фундамента карелид; 6 – щелочные граниты (1,9 млрд. лет); 7 – кислые гранулиты; 8 – дуниты и перидотиты; 9 – кианитсодержащие породо-ды; 10 – мегавулканы архейских зеленокаменных поясов; 11 – мезократовые гранулиты (умеренных давлений); 12 – черно-эндербиты западного комплекса Беломорского пояса; 13, 14 – основные и прочие разломы.

их имеет палингенно-метасоматическую природу [Андреев, 1982], а более мощные – интрузивную. Анортозитовые тела восточной части пояса (район Сальных тундр), так же как и в Кандалакшко-Колвицком массиве, имеют возраст 2,45 млрд. лет, тогда как западнее Туломского водохранилища – 1,9 млрд. лет [Bernard-Griffiths et al., 1984; Митрофанов, Нерович, 2003]. Поражает, что столь разновозрастные образования приурочены к одной тектонической зоне – подошве гранулитового надвига, что указывает на то, что все это время этот раздел представлял собой долгоживущую зону скольжения, судя по Р-Т параметрам на уровне нижней коры. Здесь надо отметить, что образование анортозитов легче всего объяснить попаданием базальтового расплава в сбросовую зону, где имели место явления декомпрессии, что обеспечивает раннюю кристаллизацию плагиоклаза [Терехов, Ефремова, 1998]. Гранулитовый комплекс в разных частях пояса имеет различное строение. Восточная часть пояса – Туадаш-Сальнотундровская синформа (рис. 9) по составу и строению напоминает Кандалакша-Колвицкий массив. Большая её часть сложена гранулитами основного состава и к контакту с анортозитами приурочены эклогитоподобные породы. Кислые гранулиты слагают узкие вертикальные зоны и их метасоматическая природа здесь не вызывает сомнений. Основные гранулиты в ассоциации с анортозитами и эклогитоподобными породами прослеживаются к оз. Кацким и далее на юго-запад до Государственной границы. Другое поле основных гранулитов протягивается к западу от Туломского водохранилища, где они слагают полосу, со всех сторон окруженную кислыми гранулитами. В них появляется салит и, судя по Р-Т параметрам, породы становятся менее метаморфизованными [Перчук и др., 1999]. В Финляндии основные гранулиты слагают изолированные тела размером от первых метров до километров. По составу они меняются от ультраосновных до кислых – эндербитов и чарнокитов, часто сохраняя магматические текстуры и структуры. Их возраст 2,0-1,9 млрд. лет [Bernard-Griffiths, 1984; Varbey et al., 1986]. В западной части пояса количество основных гранулитов возрастает, и на контакте с Карасйокским трогом вновь появляется ассоциация: гранатовый амфиболит-анортозит-эклогит-основной гранулит-кислый гранулит. В отношении кислых гранулитов, слагающих до 70 % площади пояса,

ситуация сложная. Все радиологические датировки дают возраста в интервале 2,2-1,9 млрд. лет [Daly et al., 2001]. Выделяются рассланцованные и анатектические разности, те и другие считаются метаосадками [Marker, 1985]. Рассланцованные – это кварц-плагиоклазовые породы с гранатом и силлиманитом. Кварц ленточный. Породы четко полосчатые и полого залегающие. Плоскости полосчатости часто являются зеркалами скольжения, и в ряде случаев породы напоминают листоватые сланцы. На плоскостях между бороздами скольжения развит хлорит, что указывает на продолжение тектонических подвижек в низкотемпературных условиях. В тыловой части пояса развиты анатектические гранулиты – это крупнозернистые кварц-гранат-полевошпатовые породы с кордиеритом. Более лейкократовые и гигантозернистые разности слагают мигматитоподобную неосому с характерной дисгармоничной складчатостью, а слои палеосомы обогащены биотитом и гранатом. Зеркало складчатости конформно общему пологому залеганию. Помимо магматических тел чарнокит-норитовой ассоциации (основные гранулиты) среди кислых гранулитов встречаются будины основных пород, без каких либо реликтов дометаморфической природы. Это гиперстенсодержащие породы, напоминающие основные гранулиты Сальнотундровской структуры, а также явно метасоматические гигантозернистые образования: гранатиты, гиперстениты, роговообманковые и кордиеритовые разности. Среди кислых гранулитов нет никаких разностей со структурами, хотя бы отдаленно имеющими реликты вулканогенно-осадочных пород. Все палеопротерозойские структуры в регионе сложены преимущественно вулканитами, а осадочные разрезы чрезвычайно изменчивы, и в них довольно часто встречаются конгломераты, которые невозможно полностью уничтожить при метаморфизме. Бассейн гипотетического «Кольского океана», который превратился в поле развития кислых гранулитов, должен был заполняться такими осадками, которые не типичны не только для современных океанов, но и для палеопротерозойских трогов. Поэтому я считаю, что большая часть кислых гранулитов образовалась по гранито-гнейсам, аналогичным тем, которые сейчас обрамляют пояс с севера и известны как фундамент карелид. Причиной этого преобразования являлись тектоно-метасоматические процессы, проявившиеся в субгори-

зонтальных зонах тектонического скольжения на фоне явлений андерплейтинга.

Северное крыло гранулитового пояса принципиально отлично от южного. Породы ориентированы круто, почти вертикально, большинство их представлено диафторитами. Там, где встречаются гранатовые амфиболиты, в них есть реликты гранулитов. Минеральная линейность и структурные подвороты указывают на преобладание сбросо-сдвиговых подвижек. Особенно характерная структура, противоречащая надвиговой природе Лапландского пояса, известна в СЗ его части, где выделяется серия кольцевых структур, сопряженных со сдвигами (рис. 8).

Таким образом, Лапландский комплекс можно рассматривать как образования нижней коры, формирование которых в основном определялось двумя факторами: наращиванием коры в условиях андерплейтинга и тектонометасоматическими преобразованиями старых и новых комплексов. Эти процессы наилучшим образом проявляются в нижних частях рифтовых зон.

Структурно-вещественные аспекты эксгумации ЛБПП

В период эксгумации пород ЛБПП происходили важные структурно-вещественные преобразования [Терехов, Ефремова, 2005; Терехов, 2007]. Следует отметить некоторые из них, которые, на мой взгляд являются индикативными признаками обстановки растяжения, а раньше считались показателями условий сжатия. Обширные поля гранито-гнейсов, кианитсодержащих пород, амфиболитов и гранулитов сложены линейризованными разностями с ярко выраженной полосчатостью. Долгое время их стратифицировали и термины: метааркозы, метамергели, метавулканы были для них весьма обычны [Беляев, 1971]. В последние 10-15 лет их стали интерпретировать как зоны вязких разломов, а пологое положение гнейсовидности являлось важнейшим аргументом их надвиговой природы [Миллер, 2006]. Однако, вероятнее всего, – это сбросы или надвижки, образовавшиеся в обстановке растяжения. Последнее кажется парадоксальным, но в настоящее время известно много примеров, образования надвигов в обстановке растяжения [Иванюк и др., 1996; Platt et al., 1996]. Представляется, что для расшифровки кинематики пологих разло-

мов важную роль могут играть структурные наблюдения. Прежде всего, к ним относятся определения положения минеральной линейности, представленной зернами роговой обманки, пироксена, кварца, вытянутыми по падению пластов, что может считаться указанием на сброс. Кроме минеральной линейности в ЛБПП широко развита агрегатная линейность в виде борозд зеркал скольжения, мигматитовых неосом, метасоматических зон, интрузивных массивов, осей колчановидных и лежащих складок. Формирование лежащих складок долгое время связывалось с условиями сжатия [Миллер, 1997], но в последние годы эти представления кардинально изменились [Froitzheim, 1992]. Это касается и большей части послонных мигматитов и гранитов вообще, которые, по мнению всё большего числа исследователей, образуются в обстановке растяжения. Так, в основании гранулитовых покровов, олицетворяющих «Лапландскую коллизию» [Бриджутер и др., 1999], развиты позднекинематические субщелочные граниты, которые по геохимическим критериям относятся к А-типу [Терехов, Левицкий, 1994], индикаторам обстановки растяжения [Whalen et al., 1987]. Многие комплексы пород, ранее считавшиеся показателями обстановки сжатия, таковыми не являются. Это гранат-, силлиманит- и кианитсодержащие породы: эклогиты, гранатовые амфиболиты, кислые гранулиты. Для них устанавливается позднее развитие граната при декомпрессии [Король, 2006]. Появление стресс- или высокобарных минералов (муассонит, корунд, сапфирин, алмаз и т.д.) связывалось с высоким давлением, но в настоящее время появляется все больше данных об их образовании при низких давлениях или при эксгумации глубинных пород в обстановке растяжения на фоне потока декомпрессионных флюидов [Терехов, 2007; Шумилова, 2003].

Характерным структурным парагенезисом ЛБПП является сочетание синформной складки и крутого разлома (рис. 10). Масштаб этих структур меняется от первых сотен метров до сотен километров (весь Лапландский пояс). В модели сжатия – это крутой надвиг и лежащая складка в его основании. Однако если рассматривать этот парагенезис как результат процессов растяжения, то многие наблюдаемые факты лучше находят свое объяснение. Прежде всего – это линейность. Так, в зоне обрамления складки почти всегда отмечается минеральная линейность с падением по разлому, а

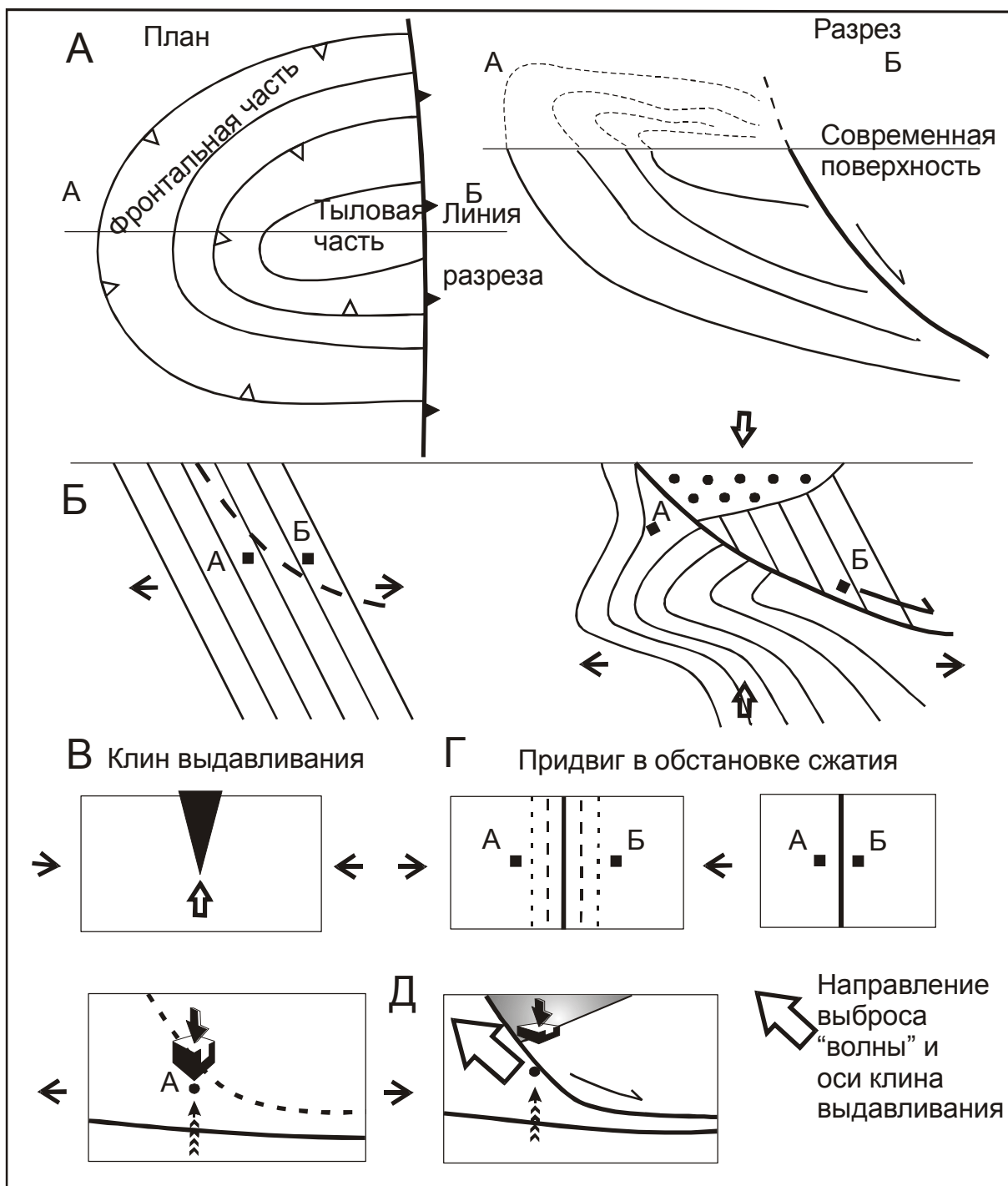


Рис. 10. Принципиальная схема строения и генезиса наиболее распространенного структурного парагенезиса ЛБПП – синформной складки и разлома (с использованием идей [Frotzheim, 1992; Platt et al., 1996; Иванюк и др., 1996; Скляров и др., 1997]).

А – план и разрез этого структурного ансамбля. Б-Д – модели и элементы его образования: Б – формирование складки вертикального сжатия в лежачем крыле сброса; В, Г – структуры сжатия, которые могут проявиться в лежачем крыле сброса; Д – принципиальная модель «выброса волны» в лежачем крыле сброса после шоковой декомпрессии.

это признак сброса [Скляров, 1997]. В синформе также отмечается линейность, как минеральная, так и агрегатная, направленная вдоль оси структур – по направлению растяжения.

Одним из важнейших аргументов сторонников сжатия является факт надвигания фронтальных частей синформ. Но здесь нет противоречий с идеей растяжения, так как всегда в лежачих

крыльях сбросов в той или иной степени образуются локальные надвиги и чем пластичнее породы, тем более эффектны эти структуры. Надо отметить, что фронтальные части синформ, как правило, сложены крупно-гигантозернистыми породами с высокими концентрациями щелочей и других элементов, не характерных для зон сжатия. Подобные синформы можно рассматривать как структуры всплывания, поэтому они часто похожи на гранито-нейсовые окаймленные купола с метасомати-

тами по периферии (гранатовые амфиболиты). Характерной чертой эпохи экзгумации пород ЛБПП явилось формирование высокоглиноземистых основных метасоматитов и кислых разностей с положительной Eu аномалией. Последние, на мой взгляд, являются каналами прорыва резко восстановленных флюидов к земной поверхности и могут рассматриваться как индикаторы обстановки растяжения [Терехов, 2007].

Многие из современных исследователей считают, что палеопротерозойский магматизм в

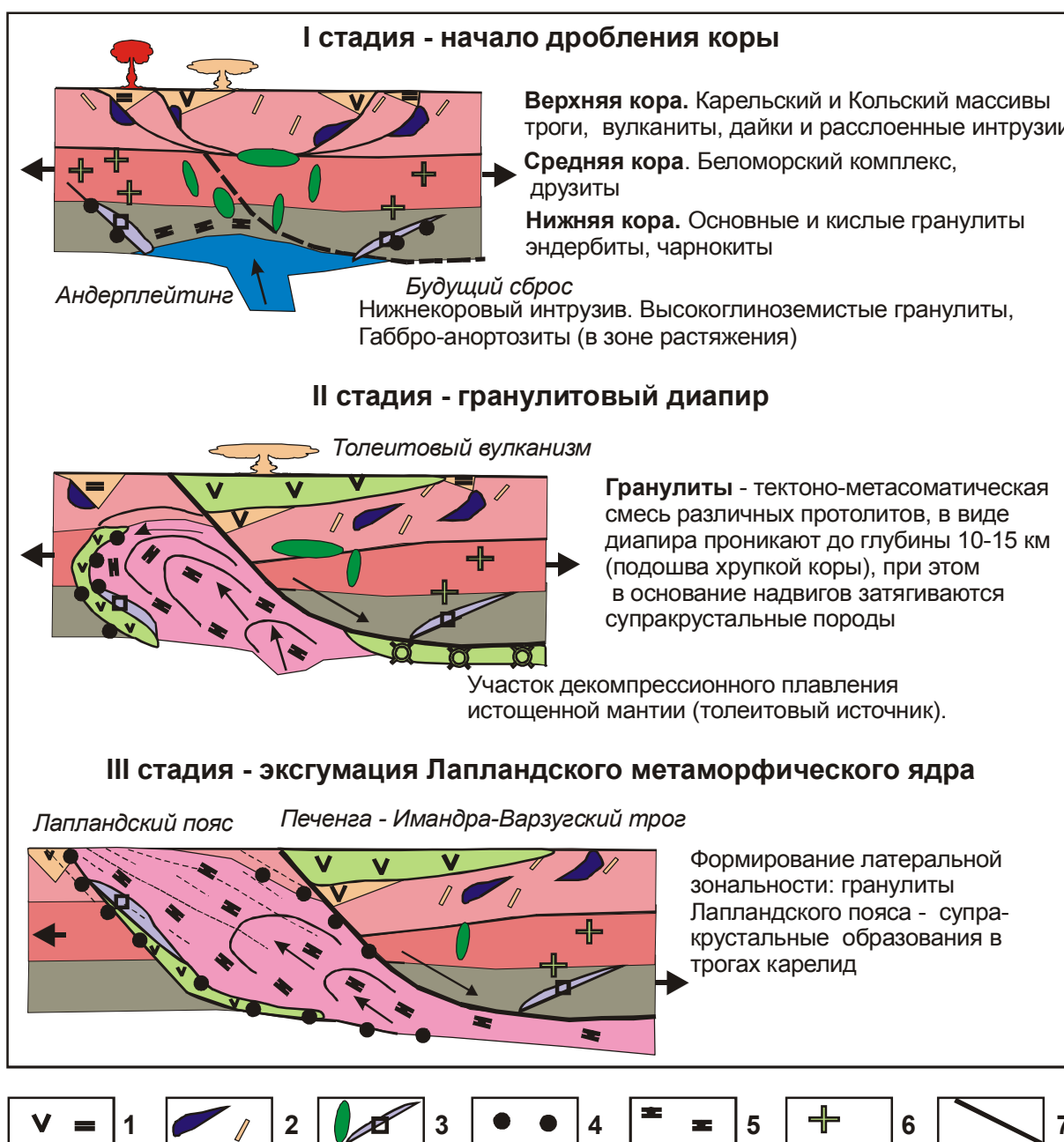


Рис. 11. Модель формирования Лапландского гранулитового пояса (разрез).

1 – основные и кислые вулканыты; 2 – расслоенные интрузии и дайки; 3 – друзиты и габбро-анортозиты; 4 – гранатовые амфиболиты; 5 – гранулиты; 6 – анатектические граниты; 7 – сброс.

регионе был обусловлен развитием двух метасоматически обогащенных источников плюмовой природы (2,5-2,35 и 2,1-1,95 млрд. лет) [Балашов и др., 1990; Смолькин, 1992; Шарков и др., 1997; Куликов и др., 1999; Голубев и др., 2000]. Их комагматические интрузии могли формироваться на разных глубинах, и только в результате процессов корового растяжения (рис. 6) они были выведены на один эрозионный уровень, то есть на поверхность Земли [Терехов, Ефремова, 1998]. К ним относятся: основные гранулиты и габбро-анортозиты в лапландском комплексе; амфиболиты и друзиты – в беломорском; расслоенные интрузии и дайки в зоне хрупких деформаций в пределах Карельского и Кольского массивов. В пространственном расположении проявлений магматизма наблюдается смещение с ЮВ на СЗ. Так в ЮВ части в Имандра-Варзугском и Ветреного Пояса трогах, развиты только вулканиты с возрастом 2,5-2,4 млрд. лет, а в СЗ части в Пасвик-Полмак-Печенга и Карасйокском трогах, встречаются вулканиты с возрастом 2,2-1,9 млрд. лет (рис. 3 и 4). То же можно сказать и про их глубинные комагматы. Так, в Кандалакшско-Колвицком массиве и восточной части Лапландского пояса анортозиты имеют возраст 2,45 млрд. лет, но в центральной и западной части пояса массивы Яврозерский, Васкоеки и другие, более мелкие тела, занимающие то же структурные положение (в подошве гранулитовых пластин), имеют возраста 2,0-1,9 млрд. лет. Глубинные комагматы вулканитов Печенгского трога с возрастом 2,0 млрд. лет в СЗ части Лапландского пояса представлены основными гранулитами, а в Кандалакша-Колвицком массиве они кристаллизовались уже в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, в виде интрузий клинопироксенитов района Порьей губы [Чащин, 1998] (рис. 7). То есть, к этому времени породы нижней коры в некоторых местах уже начали своё выдвижение к поверхности, что указывает на неравномерность во времени процессов эксгумации. Это хорошо иллюстрируется временем формирования синтетектонических щелочных гранитов в основании гранулитовых покровов. Судя по минеральным парагенезисам, эти граниты образовывались уже в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. В Колвицкой структуре в р-не Порьей губы они имеют возраст 2289 млн. лет, в р-не р. Явр (центральная часть Лапландского пояса) – 1930 млн. лет, а в западной части пояса – 1750 млн.

лет [Каулина, Апанасевич, 2000; Каулина, Богданова, 2000], что хорошо согласуется с тенденцией смещения вулканизма и в поверхностных структурах.

Можно с достаточной уверенностью говорить о том, что породы ЛБПП появились на земной поверхности или вблизи нее к рубежу 1,8-1,7 млрд. лет. В этот период были сформированы разнообразные постскладчатые интрузии, которые прорывали породы ЛБПП, уже находившиеся в зоне хрупких деформаций. Эксгумация ниже-, среднекоровых образований и фактически формирование современной структуры ЛБПП являлось сложным, многофакторным процессом и определялось сочетанием сбросов, сдвигов и ростом кольцевых вихреподобных структур, показанных на рис. 2, 8. В ходе этих процессов, кинематика которых во многом еще не изучена [Wernike, Axen, 1988; Склярков и др., 1997], верхняя кора Кольского и Карельского массивов раздвинулась, и более вязкие глубинные породы в виде диапира появились на поверхности Земли (рис. 4Б, 10). В ходе этого тектонического вскрытия никаких продуктов гигантской эрозии не образовывалось, а поверхностные соседние структуры разошлись на 200-1000 км. Более мелкими структурными элементами эпохи эксгумации являются купола, зоны бластомилонитов и лежащие складки. Можно предполагать, что эксгумация лапландского комплекса проходила в два этапа. На первом этапе, преимущественно диапировом всплывании, этот комплекс был выведен к подошве хрупкой коры, которая является известным динамическим барьером [Иванов, Русин, 1997]. Именно на этом этапе в основании гранулитовых покровов были вовлечены менее метаморфизованные породы: порфириты, гнейсы, конгломераты, мрамора (рис. 11). Дальнейшая эксгумация лапландского комплекса проходила совместно с беломорским за счет разрыва сплошности верхней хрупкой гранито-гнейсовой коры (рис. 6). С процессами эксгумации связаны и разнообразные вещественные преобразования как в глубинных породах, так и в перекрывающих, а затем и обрамляющих их комплексах (рис. 2, 6). Если приуроченность к структурам растяжения таких образований, как пегматиты, гранит-мигматиты, кварцевые жилы, разнообразные метасоматиты типа альбититов и березитов, не вызывает у большинства исследователей возражений, то в отношении многих других нужно еще преодолевать

стереотипы мышления. Оказывается, что целая группа так называемых «стресс-минералов» образуется на стадии эксгумации, когда под влиянием декомпрессии выделяется большое количество флюидов и на этой стадии формируются различные метасоматиты с корундом, гранатом, кианитом, силлиманитом, ставролитом, шпинелью, алмазом [Терехов, 2007]. На стадии эксгумации образуются и многие типы амфиболитов (особенно гранатовые), различные «гнейсы» в том числе кианит- и силлиманитсодержащие, гранатиты и эклогиты. Естественно, что они не имеют ничего общего с современными геодинамическими реперами обстановки сжатия за которые их часто принимают.

Постскладчатый магматизм

После того, как глубинные породы ЛБПП вышли к поверхности Земли, резко изменилась динамическая ситуация в верхней части коры. Всплытие квазипластичных пород в верхнюю часть зоны раздвига привело к созданию локальных условий сжатия вдоль всего ЛБПП и его ближайшего обрамления (рис. 6). Декомпрессионные флюиды, которые сопровождали эксгумацию глубинных пород, в новых условиях не могли спокойно выйти к поверхности и образовалась целая серия постскладчатых интрузий. Традиционно их считают магматическими комплексами, но многие структурно-текстурные и вещественные особенности этих образований не позволяют столь категорически приписывать им подобный генезис. Так, в отношении Лицко-Арагубских гранитов весьма распространена точка зрения об их метасоматическом генезисе. То же можно предполагать и в отношении Стрельнинского массива на востоке Кольского полуострова, который имеет постепенные контакты с породами рамы. А лампроиты Порьегубского комплекса с возрастом 1,71 млрд. лет, внедрились в хрупкие образования Колвицкой структуры таким образом, что обломки вмещающих пород практически не изменили своё местонахождение и ориентировку. Геохимические особенности кислых и основных постскладчатых образований имеют много общих черт, наследующих составы синэксгумационных метасоматитов. Это позволяет считать, что те и другие образовались под влиянием декомпрессионных флюидов, обогащенных некогерентными элементами.

Именно последние, определяют специфику составов палеозойских щелочных пород

этого региона. Возраст метасоматического обогащения источника этих интрузий равен 1,9-1,8 млрд. лет [Архангельская..., 1999], что совпадает с этапом эксгумации ЛБПП. Учитывая, что к осевой части ЛБПП приурочен Онежско-Кандалакшский палеорифт (авлакоген) рифейского возраста, можно утверждать, что палеопротерозойские процессы растяжения, сформировавшие ЛБПП, во многом определяют и дальнейшую эволюцию этого региона.

Таким образом, наблюдаемые региональные и локальные структуры и вещественные комплексы восточной части Балтийского щита можно объяснить с позиции сбросо-сдвиговой тектоники без привлечения процессов регионального сжатия. А одна из крупнейших структур Балтийского щита – Лапландско-Беломорский подвижный пояс – образовалась не за счет коллизии, а в результате растяжения хрупкой коры и эксгумации амфиболит-гранулитовых комплексов, которые первоначально являлись корневой зоной карельской троговой системы. Формирование палеопротерозойских подвижных поясов отражает один из этапов развития рифтовых систем и всей литосферы в целом, так как впоследствии они сменились авлакогенами в рифее и рифтами с океанической корой в фанерозое.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64848) и программы ОНЗ РАН № 14.

Список литературы

- Андреев В.П., Суханов М.К. Анортозиты Сальных тундр (Лапландский гранулитовый пояс Кольского полуострова) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1982. № 3. С. 14-26.
- Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.
- Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция СВ Балтийского щита: Террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16-28.
- Балашов Ю.А., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Е. Происхождение расслоенных основных интрузий // Геодинамические условия формирования, геохимические аспекты генезиса базитов и гипербазитов. Иркутск: ИГ СО АН СССР, 1990. С. 65-69.
- Балуев А.С., Терехов Е.Н. Разноглубинные ксенолиты из девонских интрузий Кольского полуост-

- рова – ключ к расшифровке палеодинамических условий проявления щелочного магматизма // Докл. РАН. 2006. Т. 406. № 5. С. 651-655.
- Беляев К.Д.* Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского п-ва // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 218-225.
- Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т.* Тектоно-термальная эволюция Земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным изотопного U-Pb исследования сфенов и рутилов // Геохимия. 1999. № 8. С. 842-857.
- Божко Н.А.* Тектонические обстановки локализации алмазоносных кимберлитов за пределами архейских кратонов // Руды и металлы. 2006. № 1. С. 31-41.
- Бриджсуотер Д., Скотт Д., Балаганский В.В. и др.* Природа раннедокембрийских мегаосадков в Лапландско-Кольском поясе по результатам $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -датирования единичных зерен циркона и Sm-Nd-изотопным данным // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 5. С. 664-668.
- Бычкова Я.В., Коптев-Дворников Е.В.* Типы родоначальных магм базит-гипербазитовых расчлененных интрузивов Фенноскандии как классификационный признак // Мат-лы конф. «Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия». Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1999. С. 20-21.
- Васильев Л.Н., Качалин А.Б., Моралев В.М., Терехов Е.Н.* Тектоническое районирование и фрактальные перколяционные кластеры в линеаментной сети Восточной части Балтийского щита // Докл. РАН. 1994. Т. 334. № 6. С. 718-722.
- Виноградов Л.А., Богданова М.Н., Ефимов М.М.* Гранулитовый пояс Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 208 с.
- Володичев О.И.* Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 248 с.
- Голубев А.И., Иваников В.В., Филиппов Н.Б.* Геохимия и Sr-Nd изотопный состав раннепротерозойских вулканитов Центральной Карелии // Мат-лы петрографического совещ. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ РАН, 2000. Т. 4. С. 252-254.
- Иванов С.Н., Русин А.И.* Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника. 1997. № 1. С. 6-19.
- Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Егоров Д.Г.* Введение в нелинейную геологию. Апатиты: КНЦ РАН, 1996. 188 с.
- Казак А.П., Зайцев В.С.* К проблеме полигенного происхождения базальных конгломератов раннего протерозоя севера Онежского прогиба // Мат-лы петрографического совещ. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ РАН, 2000. Т. 4. С. 262-256.
- Каулина Т.В., Апанасевич Е.А.* Микроклиновые граниты пояса Танаэльв: проблемы датирования / Геология и геоэкология Фенноскандии, Северо-Запада и Центра России // Мат-лы XI молодежной науч. конф. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2000. С. 28-30.
- Каулина Т.В., Богданова М.Н.* Основные этапы развития Северо-Западного Беломорья (по U-Pb изотопным данным) // Литасфера. 2000. № 12. С. 85-97.
- Колодяжный С.Ю.* Анализ кинематики Карельского массива в палеопротерозое // Геотектоника. 2003. № 3. С. 22-41.
- Король Н.Е.* Преобразования основных гранулитов Беломорского подвижного пояса в эклогитоподобные породы // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2006. С. 37-54.
- Кратц К.О.* Геология карелид Карелии // Тр. ЛАГЕД АН СССР. Вып. 16. 1963. 209 с.
- Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С. и др.* Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 1999. 96 с.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические ансамбли и некоторые особенности постархейской геодинамики Карельского массива (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 5. С. 19-44.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Степанов В.С. и др.* Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизийная зона Балтийского щита // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 2. С. 226-229.
- Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры // Ред. Ф.П. Митрофанов В.Ф. Смолькин. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 258 с.
- Миллер Ю.В.* Необычные пликативные формы в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 1997. № 4. С. 80-97.
- Миллер Ю.В.* Беломорский подвижный пояс Балтийского щита // Региональная геология. 2006. № 27. С. 5-14.
- Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 278 с.
- Митрофанов Ф.П., Нерович Л.И.* Время магматической кристаллизации и метаморфических преобразований автономных анортозитовых массивов Пыршин и Абварьский Лапландского гранулитового пояса // Петрология. 2003. № 4. С.381-390.
- Моралев В.М., Терехов Е.Н.* Структурные признаки сдвиговых деформаций в зоне Порьиташского разлома на Кольском п-ове // Докл. РАН. 1998. Т. 359. № 3. С. 379-382.
- Морозов Ю.А.* О роли транспрессии в формировании структуры свежикарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37-50.
- Негруца В.З.* Докембрийская формация кварцевых конгломератов Балтийского щита. Апатиты, 1990. 150 с.

- Негрусца Т.Ф.* Геологическое строение карелид юго-западного крыла Лехтинского синклинория // Вестн. ЛГУ. 1967. 18. Геология и география. Вып. 3. С. 103-115.
- Перчук Л.Л., Кротов А.В., Геря Т.В.* Петрология амфиболитов пояса Тана и гранулитов Лапландского комплекса // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 356-381.
- Прияткина Л.А., Шарков Е.В.* Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л.: Наука, 1979. 127 с.
- Пушкарев Ю.Д.* Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л., 1990. 217 с.
- Светов С.А., Голубев А.Н., Светова А.И.* Геохимия сумийских андезитобазальтов центральной Карелии // Геохимия. 2004. № 7. С. 729-739.
- Склярков Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГМ. 1997. 182 с.
- Смолькин В.Ф.* Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
- Степанова А.В.* Раннепротерозойские дайки долеритов северной части Карельского кратона: геология, геохимия, петрология // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: Кар.НЦ РАН, 2004. С. 34-43.
- Суханов М.К., Терехов Е.Н., Левицкий В.И.* Новые данные о строении и радиологическом возрасте образований Лапландского гранулитового пояса (Кандалакшский берег Белого моря) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 6. С. 1437-1440.
- Тевелев Арк. В., Гроховская Т.Л.* Тектонический режим становления раннепротерозойских расчлененных массивов Балтийского щита // Мат-лы совещ.: «Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма». М.: ГЕОС, 1999. С. 193-196.
- Терехов Е.Н.* О вихреобразной структуре Лапландского гранулитового пояса и механизме ее формирования // Вест. МГУ. Сер. геол. 1982. № 2. С. 30-36.
- Терехов Е.Н.* Опыт применения разномасштабных космических снимков для создания палеогеодинамической модели Балтийского щита // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1986. № 7. С. 5-18.
- Терехов Е.Н.* Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 2007. № 4. С. 411-428.
- Терехов Е.Н., Ефремова Л.Б.* Друзиты беломорского комплекса – индикаторы обстановки растяжения на Балтийском щите // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1998. № 5. С. 3-14.
- Терехов Е.Н., Ефремова Л.Б.* Эволюция содержания РЗЭ в породах восточной части Балтийского щита как отражение геодинамических обстановок // Геохимия. 2005. № 11. С. 1161-1174.
- Терехов Е.Н., Левицкий В.И.* Гранулиты Лапландского пояса: РЗЭ и проблемы петрогенеза // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1993. № 5. С. 3-17.
- Терехов Е.Н., Левицкий В.И.* Субщелочные граниты Лапландского пояса как индикаторы геодинамической обстановки формирования гранулитовых покровов // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 4. С. 506-510.
- Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С.* Механизм образования некоторых древних структур Балтийского щита // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 46-54.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 132 с.
- Филатова В.Т.* Численная модель формирования крупной коллизионной структуры при отсутствии явлений орогенеза (Лапландский гранулитовый пояс, Кольский полуостров) // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 2. С. 253-257.
- Харитонов Л.Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Наука, 1966. 360 с.
- Чащин В.В.* Геохимические особенности интрузий клинопироксенит-верлитовой формации Кольского полуострова // Геохимия. 1998. № 4. С. 350-361.
- Чуйкина Е.П.* Структура и пегматитоносность Северной Карелии // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 153-159.
- Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С.* Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород // Петрология 1997. Т. 5. С. 503-522.
- Шумилова Т.Г.* Минералогия самородного углерода. Екатеринбург: Изд-во УрОРАН, 2003. 315 с.
- Эскола П.* Докембрий Финляндии // Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967. С. 58-103.
- Barbey P., Bernard-Griffiths J., Convert J.* The Lapland charnockite complex: REE geochemistry and petrogenesis // Lithos. 1986. V. 19. P. 95-111.
- Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Postaire B.* Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland // Precambrian Res. 1984. V. 23. P. 325-348.
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al.* Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence for a trans-crustal suture in the Lapland-Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2001. V. 105. P. 289-314.
- Campbell I.H., Griffiths R.W.* The changing nature of mantle hotspots through time: Implication for the chemical evolution of the mantle // J. Geology. 1992. V. 100. P. 497-523.
- Froitzheim N.* Formation of the recumbent folds during synorogenic crustal extension (Austroalpine nappes, Switzerland) // Geology. 1992. V. 20. № 10. P. 923-926.

ЛАПЛАНДСКО-БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНОЙ ПОЯС КАК ПРИМЕР КОРНЕВОЙ ЗОНЫ

Gaal G., Gorbachov R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 15-22.

Karpuz, M.R., Roberts, D., Moralev V.M., Terekhov E.N. Regional lineaments of eastern Finnmark, Norway and the western Kola Peninsula, Russia // Nor. Geol. Unders. Special Publ. 7. Trondheim, 1995. P. 121-136.

Krill A.G. Svecokarelian thrusting with thermal inversion in the Karasjok-Levajok area of the northern Baltic Shield // Nor. Geol. Unders. Bull. 1985. № 403. P. 89-101.

Marker M. Early Proterozoic (c. 2000-1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: tectonic division and petrogenesis // Nor. Geol. Unders. 1985. V. 403. P. 55-74.

Melezhik V.A., Sturt B.A. General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra-Varzuga-East Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield // Earth-Science Reviews 1994. V. 36. P. 205-241.

Platt J.P., Soto J.I. Comas M.C. Decompression and high-temperature–low-pressure metamorphism in the exhumed floor of an extensional basin, Alboran Sea, western Mediterranean // Geology. 1996. V. 24. № 5. P. 447-450.

Prhijalgovsky E., Terekhov E.N. Karasjok-Belomorian parautochthon (2,2-1,9 Ga) and some aspects of structural and geochemical reworking of rock complexes // Nor. Geol. Unders. Special Publ. 7. Trondheim, 1995. P. 193-200.

Roberts M.P., Finger F. Do U-Pb zircons ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? // Geology. 1997. V. 25. № 4. P. 319-322.

Wernike B., Axen G. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems // Geology. 1988. V. 16. № 9. P. 848-851.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407-419.

Рецензент доктор геол.-мин. наук А.И. Русин