

На правах рукописи  
УДК 554.24 (470.21)

**БАЛАГАНСКИЙ Виктор Валентинович**

**ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ  
ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ  
СЕВЕРО-ВОСТОКА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА  
В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ**

Специальность 25.00.01  
Общая и региональная геология

***АВТОРЕФЕРАТ***  
*диссертации на соискание ученой степени  
доктора геолого-минералогических наук*

Санкт-Петербург  
2002

**Работа выполнена в Геологическом институте Кольского научного центра РАН**

Официальные оппоненты:

1. Доктор геолого-минералогических наук **Ильтезар Ильич  
Абрамович** (ВСЕГЕИ).
2. Доктор геолого-минералогических наук **Светлана Борисовна  
Лобач-Жученко** (ИГГД РАН).
3. Доктор геолого-минералогических наук **Михаил Вениаминович  
Мицц** (ГИН РАН, Москва).

Ведущая организация:

**Институт геологии Карельского научного центра РАН**

Защита состоится 29 апреля 2002 г. в 14=00 часов на заседании **Диссертационного совета Д.002.47.01 в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН** по адресу: 199034, С.-Петербург, наб. Макарова, д. 2.  
**Факс: (812) 328 4801; электронная почта: admin@ad.igpp.ras.spb.ru**

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института геологии и геохронологии докембрия РАН

Автореферат разослан \_\_\_\_\_ марта 2002 года.

Ученый секретарь Диссертационного совета,  
кандидат геолого-минералогических наук

Т.П. Щеглова

*Светлой памяти  
Владимира Леонтьевича ДУКА*

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

**Актуальность.** Тектоника архея существенно отличается от современных тектонических процессов, удовлетворительно описываемых тектоникой литосферных плит, которая в виде, близком современному, начала действовать с рубежа ~1.9 млрд. лет. Таким образом, период 2.5–1.8 млрд. лет тому назад, почти полностью отвечающий палеопротерозою, представлял собой эру переходного геотектонического режима, и тектоника палеопротерозоя именно из-за ее переходного характера остается дискуссионной. Поэтому изучение тектоники, осадконакопления, магматизма и метаморфизма палеопротерозоя как эры переходного геодинамического режима в последние годы входило в число приоритетных направлений работ РАН, и диссертация была направлена на решение этой фундаментальной проблемы геологии докембрия.

В региональном плане объектом исследования был Лапландско-Кольский ороген, являющийся одной из палеопротерозойских структур, которая играет ключевую роль как для правильного понимания эволюции архейской и палеопротерозойской литосферы Балтийского щита, так и для корреляции геологической истории щита с таковой других раннедокембрийских областей Северо-Атлантического региона. По этой причине ороген в 1996–2001 гг. был объектом целенаправленных мультидисциплинарных исследований в рамках проекта Европробы СВЕКАЛАПКО (СВЕкофеннский ороген – КАрельский кратон – ЛАПландско-КОльский подвижный пояс).

**Цель и задачи работы.** Главная цель заключалась в создании тектонической модели развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое, которая, кроме данных по палеопротерозойским рифтам, сложенным стратифицированными осадочно-вулканогенными комплексами, учитывала бы структуры, образованные 1.9–2.0 млрд. лет назад в условиях, принципиально иных, чем рифтогенные, а также особенности структурно-метаморфической переработки архейских структур. Для ее достижения необходимо было решить следующие задачи:

- установить характер строения реперных участков;
- собрать материалы по структурной эволюции реперных участков и реконструировать кинематику движений на главных этапах их развития;

- восстановить последовательность магматических и метаморфических событий с их привязкой к этапам деформации;
- выбрать и датировать объекты, определяющие возраст конкретных деформационных, метаморфических и магматических событий;

– по результатам исследований и литературным данным создать для каждой изученной структуры модель ее строения и развития в палеопротерозое;

– создать общую для них тектоническую модель и оценить возможность использования в качестве концептуальной основы тектоники литосферных плит;

– провести террейн-анализ северо-востока Балтийского щита и сделать окончательный выбор тектонической модели и геотектонической парадигмы;

– оценить и уточнить схемы корреляции Лапландско-Кольского орогена с аналогичными орогенами Северо-Атлантической области.

**Фактический материал** собран на 17 участках, расположенных в разных частях Беломорского пояса и Умбинского, Терского и Центрально-Кольского блоков. Это результаты картирования отдельных участков площадью от ~1000 кв.км до сотен квадратных метров, сведения об ориентировке структурных элементов (несколько тысяч замеров), микроструктурные данные, результаты изучения ~1500 шлифов, химические анализы (более 100), результаты изотопного датирования (U–Pb по циркону и Rb–Sr по образцам пород в целом, более 40 датировок), изотопно-геохимические данные (Sm–Nd- и Rb–Sr-системы, более 50 анализов).

В ходе работ автор принял участие в составлении Геологической карты Кольского региона масштаба 1:500 000, в результате чего им были проанализированы и обобщены материалы геологических съемок масштаба 1:200 000 и 1:50 000 по значительной части Кольского региона, а также литературные изотопные данные.

**Научная новизна.** Определен палеопротерозойский возраст Колвицкого пояса, Умбинского блока и западной части Терского блока.

Впервые для палеопротерозоя северо-востока Балтийского щита установлено, что начальная стадия рифтинга в период 2.5–2.4 млрд. лет происходила в условиях косоугольного растяжения (транстенсии), а завершающая стадия коллизии – в условиях косоугольного сжатия (транспрессии) ~1.9 млрд. лет тому назад; вывод о косоугольном рифтинге был включен в число достижений РАН в области геологии в 1996 г.

На северо-востоке Балтийского щита выявлена региональная система палеопротерозойских пластических сдвиговых зон, в которых основным механизмом деформации пород является сдвиг (shear), выделены

зоны растяжения с возрастом ~2.45 млрд. лет и сжатия с возрастом ~1.9 млрд. лет. Показано, что эти зоны разделяют главные блоки региона или их части, строение которых, в частности, определяется крупными складками продольного изгиба, некоторые из которых возникли одновременно со сдвиговыми зонами.

Впервые проведен террейновый анализ северо-востока Балтийского щита, который с учетом новых изотопных и структурных данных позволил выделить в составе палеопротерозойского Лапландско-Кольского орогена дисперсионные и аккреционные террейны, а также разделяющие их коллизионные меланжи.

Установлено, что в период 2.5–2.4 млрд. лет деформации и метаморфизм в Колвицком поясе протекали в условиях растяжения, и показано, что такие процессы происходили на всем северо-востоке щита. Тем самым установлено, что геодинамический смысл селецкого цикла, а именно ему отвечает период 2.5–2.4 млрд. лет, и свекофеннского цикла, пик которого приходится на рубеж ~1.9 млрд. лет, различен: первый отвечает распаду неоархейского континента в результате рифтинга, когда глубинные части коры испытали метаморфизм и деформации в условиях растяжения, а второй – периоду континентальной аккреции и коллизии. Показано, что палеопротерозойская история региона отвечает полному циклу Вильсона (мегациклу) длительностью ~700 млн. лет.

Получены новые данные, подтверждающие правомочность отнесения Лапландско-Кольского и других палеопротерозойских орогенов Северо-Атлантической области к единому палеопротерозойскому коллизионному поясу, сходному с современным Альпийско-Гималайским коллизионным орогеном.

**Защищаемые положения.** 1. Колвицкий вулканоплутонический пояс возник 2.5–2.4 млрд. лет тому назад на архейской коре. Глубинные породы пояса в процессе его заложения испытали деформацию и метаморфизм в условиях правостороннего косоугольного растяжения и являются примером деформаций растяжения глубинных уровней коры древних щитов, испытавших рифтогенез.

2. Образование Умбинского и Терского блоков связано с субдукционной и коллизионной стадиями развития Кольского региона в период 2.1–1.87 млрд. лет тому назад. Коллизия Умбинского блока и Колвицкого пояса преобразовала этот пояс в меланж, который иллюстрирует особенности строения глубинных частей палеопротерозойских коллизионных швов.

3. Коллизия в Лапландско-Кольском орогене 1.95–1.90 млрд. лет тому назад протекала в условиях правосторонней транспрессии и привела к образованию региональной системы сдвиговых зон. Сдвиговые зоны окаймляют блоки с крупными складками и отражают переме-

щение блоков во время коллизии вдоль северо-западного простирания орогена.

4. Лапландско-Кольский ороген является типичным палеопротерозойским орогеном Северо-Атлантического региона. Развитие орогена отражает распад и реставрацию суперконтинента в течение одного полного цикла Вильсона (мегацикла) длительностью ~700 млн. лет.

**Практическая значимость.** 1. Полученные результаты использованы при создании новой геологической карты Кольского региона м-ба 1:500 000, изданной в 1996 году, а также при составлении новой геологической карты Фенноскандии м-ба 1:2 000 000;

2. В результате проведенных исследований показано, что на северо-востоке Балтийского щита, кроме супракрустальных и плутонических пород классических рифтогенных поясов палеопротерозоя, развиты палеопротерозойские супракрустальные и магматические комплексы принципиально другого типа, а именно – островодужно-коллизионного, что значительно расширяет общую оценку палеопротерозойской металлогении региона;

3. Впервые выделена региональная система высокотемпературных сдвиговых зон раннедокембрийского возраста, которые на некоторых древних щитах являются золотоносными структурами; тем самым расширяются перспективы рудоносности Кольского региона;

**Личный вклад автора.** Геологические и структурные наблюдения, почти полностью являются авторскими. Картирование реперных участков и редактирование окончательных схем их строения проводилось автором, при этом тектонические модели являются только авторскими. Кинематические построения для участков и разработка общей модели сделаны автором (за исключением идеи об образовании Колвицкого пояса в условиях транспрессии). Выбор реперных объектов для изотопного датирования и интерпретация большинства датировок, полученных в ГИ КНЦ РАН, являются авторскими, в получении остальных датировок роль автора была ведущей или равноправной на стадии выбора и/или интерпретации, а в Sm–Nd-исследованиях автор принимал равноправное участие на стадии выбора. Террейновый анализ выполнен автором, за исключением анализа карт локальных аномалий потенциальных полей. Вывод о косоугольном рифтинге в период 2.5–2.4 млрд. лет принадлежит автору, и им же разработана модель палеопротерозойских региональных пластических сдвиговых зон. Общая тектоническая модель развития северо-востока щита наследует многие аналогичные модели, но отличается включением в нее новых разработок автора (прежде всего, структурных и кинематических) и значительно более детальной хронологией событий.

**Апробация результатов.** Результаты исследований, положенных в

основу работы, и концептуальные ее положения докладывались и обсуждались на различных совещаниях, конференциях и симпозиумах, среди которых следует выделить совещания по проектам IGCP 235 (1988, Ленинград), 275/304 (1991, Оулу, Финляндия) и 275/371 (1994, Ноттингем, Англия), совещание "Процессы деформации и строение литосферы" (1990, Потсдам, Германия), симпозиумы Европейского союза геологических наук (EUG-8, 1995, EUG-9, 1997, Страсбург, Франция), I конференцию "Геологическая корреляция Фенноскандии" (1996, С.-Петербург), совещания "Докембрий Северной Евразии" (1997, С.-Петербург), "Беломорский мобильный пояс: геология, геодинамика, геохронология" (1997, Петрозаводск), IV Всероссийский симпозиум по экспериментальной тектонике и структурной геологии и VI Всероссийскую структурную школу (1997, Москва), III Всероссийское совещание "Общие вопросы расчленения докембрия" (2000, Апатиты), а также рабочие совещания по проекту Европробы СВЕКАЛАПКО (1996, 1997, 1999, 2000, 2001, Ламми, Финляндия; 1998, Репино).

**Публикации.** Результаты опубликованы в 42 работах, включая 6 монографий и геологическую карту Кольского региона м-ба 1:500 000.

**Структура и объем.** Диссертация общим объемом 326 страниц состоит из введения, четырех глав, заключения, списка литературы из 550 наименований и включает 3 таблицы и 33 рисунка. Главы 1 и 2 посвящены соответственно Беломорскому подвижному и Лапландскому гранулитовому поясам, включая комплементарные им структуры, глава 3 обобщает данные по пластическим сдвиговым зонам, а в главе 4 строение и развитие северо-востока Балтийского щита рассматриваются с позиций концепций тектоностратиграфических террейнов и тектоники литосферных плит, и проводится корреляция главнейших структур региона в пределах как Балтийского щита, так и всего Северо-Атлантического региона.

**Благодарности.** Основой исследований являлись плановые научно-исследовательские работы ГИ КНЦ РАН при финансовой поддержке МНФ, РФФИ и Российского Правительства (гранты NM 1000 и NM 1300), Европейского научного фонда (трэвел-грант в 1995 г.), ИНТАС-РФФИ (грант 95-1330) и РФФИ (грант 00-05-65468). Работа является вкладом в проект Европробы СВЕКАЛАПКО.

Автор благодарен, прежде всего, Н.Е. Козловой за многолетнюю совместную работу и поддержку, а также В.Б. Алексею, Н.Л. Алексею, Ю.А. Балашову, И.Д. Батиевой, О.А. Беляеву, Е.В. Бибиковой, М.Н. Богдановой, С.В. Богдановой, А.Н. Виноградову, Л.Ф. Ганнибал, В.Н. Глазеву, В.А. Глебовицкому, М.М. Ефимову, В.Г. Загородному, Т.Ф. Зингер, А.А. Иванову, Т.В. Каулиной, Р.В. Кислицыну, Н.Е. Козлову, Н.М. Кудряшову, С.Б. Лобач-Жученко, Ю.В. Миллеру, М.В. Минцу,

Л.Г. Осипенко, В.П. Петрову, В.И. Пожиленко, Ю.Д. Пушкареву, А.Т. Радченко, М.К. Радченко, А.Б. Раевскому, Г.И. Рюнгену, Н.О. Сорохтину, Е.В. Шаркову и В.В. Эзу за помощь и обсуждение различных вопросов. Полевые дискуссии с М. Брауном и К. Гилленом в 1988 г. положили начало исследований автора на основе современных методов структурной геологии. На основной стадии работы очень плодотворным было сотрудничество с Дж.С. Дэйли, М.Я. Тиммерманом, Д. Бриджуотером, М. Маркером и Х. Хухмой. Особенно полезными были дискуссии на рабочих совещаниях по проекту СВЕКАЛАПКО. Конструктивные замечания О.А. Беляева, В.Г. Загородного, В.Р. Ветрина и В.Ф. Смолькина привели к значительному улучшению рукописи. Технические работы выполнялись М.П. Базановым, В.Е. Рявкиным, а также Л.И. Коваль, В.П. Марчаком, В.М. Рогозиным и их коллегами. Работа вряд ли могла быть завершена без доброжелательного отношения директора Геологического института КНЦ РАН, академика РАН, профессора Ф.П. Митрофанова; кроме того, она состоялась потому, что все время рядом с автором была его жена Лена.

Наконец, выводы, получившие высокую оценку коллег, удалось сделать благодаря тому, что автор следовал принципам научного исследования своего учителя, Владимира Леонтьевича Дука, которые, прежде всего, включают проведение любых исследований на основе картирования и безусловный приоритет фактов перед любыми теориями и авторитетными мнениями. Для Владимира Леонтьевича эти принципы были естественны, и он терпеливо прививал их автору до конца своей жизни.

## ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ

### Общая характеристика проблемы

Палеопротерозойский Лапландско-Кольский подвижный пояс или ороген (ЛКО) выделен в последнее десятилетие (*Глебовицкий, 1993, Bridgwater et al., 1992, Marker et al., 1993; Hjelt et al., 1996*) из-за возросшей оценки роли тектоники палеопротерозоя в преобразовании и наращивании земной коры региона. На СВ он ограничен Мурманским блоком, на ЮЗ – Карельским кратоном, и его основу слагают Беломорский подвижный пояс, Лапландский гранулитовый пояс (ЛГП) вместе с его аналогами на побережье Белого моря, а также Центрально-Кольский блок, включающий палеопротерозойский рифт Печенга-Имандра-Варзуга. Между всеми структурами ЛКО в палеопротерозое существовали причинно-следственные связи, что и привело к их объединению в тектоническую единицу высшего порядка. Одним из первых эту реально существующую и специфическую структуру выделил академик РАН Ф.П. Митрофанов, который назвал ее Кольским кол-

лизионом, и концепция коллизии с 1992 года (Mitrofanov, 1992) разрабатывается в ГИ КНЦ РАН (Mitrofanov и др., 1995, 1997; Буянов и др., 1996; Сейсмогеологическая..., 1997, 1998а, 1998б; Филатова, 2000). Альтернативные модели развиваются В.А. Глебовицким (1993, 1996; Глебовицкий и др., 1996), М.В. Минцем (Ранний..., 1996; Mints et al., 1999), Е.В. Шарковым и В.Ф. Смолькиным (Sharkov, Smolkin, 1997), Л.Л. Перчуком и его коллегами (Перчук, 1997; Геря, 1999; Perchuk et al., 1997) и другими исследователями.

Ведущая роль в образовании ЛГП горизонтальных движений очевидна давно (Полканов, 1939, Sahlstein, 1932), и результаты изучения ЛГП инициировали развитие плитотектонических моделей (Прияткина, Шарков, 1979, Barbey et al., 1984). ЛГП представляет собой пластину, которая вместе с подстилающим поясом Танаэля надвинута к югу на палеопротерозойский Центрально-Лапландский зеленокаменный пояс и архейские гранитогнейсы, почти везде перекрыта взброшенными архейскими и палеопротерозойскими породами блока Инари (рис. 1) и полого падает к СВ, выклиниваясь на глубине ~15 км (Буянов и др., 1996, Сейсмогеологическая..., 1997, Meriläinen, 1976, Gáal et al., 1989, Marker et al., 1990, Walther, Flüh, 1993; Pilipenko et al., 1999).

ЛГП как комплекс гранулитов возник ~1.9 млрд. лет тому назад при коллизии Кольской и Беломорской плит и маркирует зону коллизионного шва (Прияткина, Шарков, 1979, Глебовицкий, 1993, 1996; Буянов и др., 1996; Barbey et al., 1984; Hjelt et al., 1996; Daly et al., 2001). ЛГП является главной частью ядра ЛКО, в которое также входят пояса Танаэль и Колвицкий, Умбинский и Терский блоки (Balagansky, Daly, 2000) и частично блоки Инари и Стрельнинский.

В Финляндии (Meriläinen, 1976; Hörmann et al., 1980, Barbey et al., 1986, Barbey, Raith, 1990; Korja et al., 1996) к породам ЛГП относят кондалиты – гранат-кварц-полевошпатовые гранулиты, часто с силлиманитом и кордиеритом, и глиноземистые гнейсы. Состав подчиненных изверженных пород варьирует от гиперстенных плагиогнейсов до двупироксеновых плагиосланцев. Пояс Танаэля (Barbey et al., 1984) или Танаэль (Marker, 1985) сложен амфиболитами и основными гранулитами, и его объем мал по сравнению с ЛГП.

В районе Сальных тундр кондалиты выклиниваются, а объем базитов и габброанортозитов возрастает. Из-за близости их метаморфизма и пространственной связи, все они были объединены в единый комплекс, разрез которого начинается с амфиболитов и венчается кондалитами (Геология СССР, 1958; Беляев, 1971; Прияткина, Шарков, 1979; Виноградов и др., 1980; Крылова, 1983; Терехов и др., 1989; Козлов и др., 1990; Фонарев, Крейлен, 1995; Ранний..., 1996; Нерович, 1999; Geology..., 1995). Сходное строение имеет Колвицкий пояс на побережье



**Рис. 1.** Схема строения Лапландско-Кольского орогена. Составлена на основе данных в (Геологическая..., 1996; Балаганский и др., 1998а; Любавин и др., 1999; Geological..., 1987; Timmerman, 1996; Daly et al., 2001).

1 – нефелиновые сиениты (0.36–0.38 млрд. лет); 2 – гранитоиды (1.75–1.90 млрд. лет); 3 – островодужные эндербиты (1.91–1.94 млрд. лет); 4 – анортозиты (2.45 и 1.9 млрд. лет); 5 – каледониды; 6 – рифей; 7 – метаосадочные гранулиты (островодужные формации, 1.9–2.0 млрд. лет); 8 – рифтогенные супракрустальные комплексы (1.85–2.5 млрд. лет); 9 – тектоническая смесь мафических вулкано-плутонических комплексов (1.9–2.1 и 2.4–2.5 млрд. лет) и гранитогнейсов (~2.7 млрд. лет); 10 – гранитогнейсы и супракрустальные толщи (2.6–2.9 млрд. лет) с тектоническими пластинами островодужных образований (1.9–2.0 млрд. лет); 11 – гранитогнейсы и супракрустальные толщи (2.6–2.9 млрд. лет); 12 – главные надвиги с возрастом ~1.9 млрд. лет (границы террейнов); 13 – главные разломы (границы террейнов); 14 – надвиги с возрастом ~1.9 млрд. лет (границы блоков); 15 – разломы (границы блоков); 16 – предполагаемые границы между блоками. **Дисперсионные террейны** (фрагменты неархейского кратона): Мурманский, Центрально-Кольский, Инари и Беломорский. **Аккреционные террейны** (тектонические пакеты палеопротерозойских островодужных формаций): Лапландский и Умбинский гранулитовые, Терский. **Коллизионные меланжи**: пояса Танаэль и Колвицкий. КТБ и НБ – Каскамо-Тулумский и Нотозерский блоки.

Белого моря, породы которого перекрыты умбинскими кондалитами и вместе с ними включены в состав изолированной ЮВ-ветви ЛГП (Беляев, 1971; Прияткина, Шарков, 1979; Виноградов и др., 1980; Крылова, 1983; Терехов и др., 1989; Козлов и др., 1990). В итоге на российской территории образованиями ЛГП стали считаться основные и средние гранулиты, а кондалиты предлагалось вообще исключить из

состава ЛГП (Прияткина, Шарков, 1979; Виноградов и др., 1980), но эта крайняя точка зрения не получила признания.

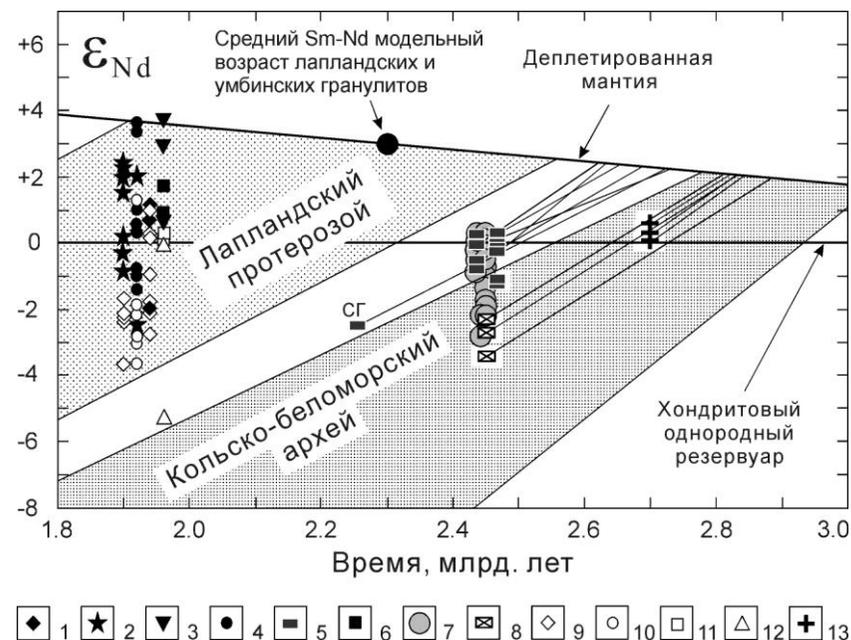
Мнение о первично-осадочной природе кондалитов основывается на реликтах слоистых текстур, наличии карбонатсодержащих и известково-силикатных пород (Meriläinen, 1976) и данных по редкоземельным, редким и главным элементам, органогенному углероду и изотопному составу кислорода, углерода и гелия (Петерсилъе и др., 1979; Козлов и др., 1990, Бибикина и др., 1993а, Аведисян и др., 1998; Вревский и др., 2000, Meriläinen, 1976; Hörmann et al., 1980, Barbey et al., 1984, Barbey, Raith, 1990; Korja et al., 1996). Возраст седиментации по Sm–Nd-данным и датировкам для детритовых цирконов и рвущих магматических пород лежит в интервале ~2.0–1.94 млрд. лет (рис. 2; см. обзор в (Балаганский, Глебовицкий, 2002)). Плагииосланцы (гранулиты) возникли преимущественно за счет средних и основных плутонических пород (Геология СССР, 1958; Barbey et al., 1984) с возрастом 1.94–1.92 млрд. лет (Бибикина и др., 1993а; Meriläinen, 1976; Huhma, 1996). По химическому составу кондалиты и плагииосланцы интерпретируются как островодужные образования (Козлов и др., 1990; Barbey et al., 1986).

Пояс Танаэля считается коллизионным меланжем (Глебовицкий, 1993; Ранний..., 1996; Gaál et al., 1989), в котором совмещены архейские и две группы палеопротерозойских пород, ~2.45 и 2.0–1.9 млрд. лет (Митрофанов и др., 1993; Каулина, 1999; Нерович, 1999; Meriläinen, 1976; Gaál et al., 1989; Marker et al., 2000). По геохимическим данным (Андреев, 1986; Козлов и др., 1990; Ранний..., 1996; Barbey et al., 1986; Barbey, Raith, 1990) среди палеопротерозойских пород распознаются образования островодужного и океанического типа; некоторые исследователи считают все их только островодужными (Козлов и др., 1990).

Высокобарические гранулитовые парагенезисы приурочены к породам пояса Танаэля на границе с ЛГП, и в них  $P$ – $T$ -параметры составляют 800–900°C и 10–12 кбар (Прияткина, Шарков, 1979; Фонарев, Крейлен, 1995; Козлова, Реженева, 1998; Перчук и др., 1999).

Перекрывающие кондалиты испытали три стадии метаморфизма: раннюю, синтетектоническую и ретроградную (Belyaev, Kozlov, 1997).  $P$ – $T$ -условия для ранней стадии составили 705°C и 6.85 кбар, для синтетектонической – 745–810°C и 6.7–12.1 кбар и для ретроградной – 580–710°C и 4.6–7.8 кбар; максимальное давление (12.1 кбар) выявлено в подошве ЛГП. Наложение высокобарических парагенезисов на менее высокобарические установлено и в районе Сальных тундр (Друзова, Скублов, 2000). Кондалиты в целом несут парагенезисы умереннобарического метаморфизма.

Современные интерпретации истории ЛГП и пояса Танаэля даны в



**Рис. 2.** Диаграмма  $\epsilon_{Nd}$  – время для пород Лапландско-Кольского орогена. Данные из (Балаганский и др., 1998б; Bernard-Griffiths et al., 1984; Huhma, Meriläinen, 1991; Timmerman, Daly, 1995; Amelin, Semenov, 1996; Timmerman, 1996; Huhma, 1996; Barling et al., 1997; Daly et al., 2001).

**Палеопротерозойские метаматические породы:** 1 – ЛГП, 2 – пояс Танаэль, 3 – блок Инари, 4 – Умбинский блок, 5 – Колвицкий пояс (СГ – субщелочные граниты), 6 – Терский блок, 7 – базит-гипербазитовые расслоенные интрузии Балтийского щита; **палеопротерозойские метаосадочные породы:** 8 – Колвицкий пояс, 9 – ЛГП, 10 – Умбинский блок, 11 – Терский блок, 12 – Стрельнинский блок; **архейский фундамент:** 13 – гранитоиды.

свете тектоники плит (Глебовицкий, 1993; Митрофанов и др., 1995, 1997; Ранний..., 1996; Сейсмогеологическая..., 1997; Barbey et al., 1984; Marker, 1985, 1988; Gaál et al., 1989; Gorbatshev, Bogdanova, 1993; Sharkov, Smolkin, 1997). Главными спорными вопросами в отечественной литературе являются возраст этих структур (архей или протерозой), их соотношения друг с другом (один или два комплекса), корреляция с гранулитами на побережье Белого моря, природа кондалитов (осадочные толщи, погруженные при коллизии на глубину, или же образования, первоначально возникшие в нижней коре), соотношения ЛГП и пояса Танаэля с палеопротерозойскими рифтами и, наконец, общая история развития всех этих структур в палеопротерозое.

## Обоснование 1-го и 2-го защищаемых положений

### Колвицкий пояс

**Вещественный состав.** Пояс развит на Кандалакшско-Колвицких тундрах, в районе губы Порья и включает: 1) амфиболиты кандалакшской толщи, 2) Колвицкий габброанортозитовый массив (включая кандалакшскую часть) и его дайковый комплекс, 3) основные гранулиты Порьей губы, 4) интрузии базит-гипербазитов, 5) пластины гранито-гнейсов, 6) среднемасштабный меланж порьегубских гранулитов и умбинских кондалитов. Все породы падают к СВ (на Кандалакшских тундрах в целом лежат горизонтально) и, за исключением гранито-гнейсов и кондалитов, тектонически вложенных в разрез, объединяются в колвицкий вулканоплутонический комплекс. По данным гравиметрии, мощность пояса не превышает 2.5–4 км (Беляев, 1971; Буянов и др., 1996).

**Кандалакшская толща** в районе мыса Пентельский отделена от гранито-гнейсов базальным горизонтом с конгломератами, что указывает на принадлежность этой толщи и гранито-гнейсов к разным комплексам (Богданова, Ефимов, 1975). Во всех остальных местах эта граница тектонизирована, и признаки ее первичной природы уничтожены.

**Колвицкий габброанортозитовый массив** является полифазным. Первая фаза представлена габброанортозитами, вторая – анортозитами, а третья включает несколько групп даек базитов и диоритов (*табл. 1*). Последовательность фаз установлена по секущим взаимоотношениям пород (Балаганский, 1986б; Balagansky et al., 2001).

**Порьегубские гранулиты** включают и полосчатые, и однородные плагиосланцы. Полосчатые разности очень редко содержат слои мраморов и кальцифиров (Беляев, 1971). **Меланж** гранулитов и кондалитов отделяет Колвицкий пояс от надвинутого на него Умбинского блока и установлен при картировании и по наблюдениям в обнажениях (Балаганский и др., 1986а).

**Гранито-гнейсы** испытали гранулитовый метаморфизм и мигматизацию, наложенные на ранние послонные мигматиты. Они насыщены дайками базитов, секущими ранние складчатые мигматиты и превращенными в гранулиты. Ранее гранулиты по гранито-гнейсам и дайкам выделялись как основные и кислые породы единого комплекса (Прияткина, Шарков, 1979; Виноградов и др., 1980; Крылова, 1983)

**Структурная эволюция.** В *кандалакшской толще* установлены две группы мелких, сжатых до изоклиальных складок с горизонтальными шарнирами СЗ-простираения и осевыми поверхностями, падающими к СВ (Балаганский и др., 1986а). Шарнирам параллельны вытянутые за счет деформации гальки, минеральная и агрегатная линейность. Складкам F<sub>2</sub> отвечают крупные складки, в которые в районе мыса Пен-

тельский смята граница амфиболитов с *гранито-гнейсами*. В последних выявлены обе группы этих складок, в которые смяты ранние мигматиты и складки, развитые только в гранито-гнейсах (Балаганский и др., 1986а). Эти данные подтверждают вывод о том, что гранито-гнейсы были деформированы и метаморфизованы до накопления конгломератов. Главные складки рассматриваются как структуры продольного изгиба и связываются с этапом сжатия.

История становления *Колвицкого массива* представляет собой череду импульсов магматизма и эпизодов деформации и высокотемпературного метаморфизма. Согласно данным в *табл. 1*, все активные события протекали 2.46–2.43 млрд. лет тому назад, и каждая последующая порция расплавов внедрялась в уже рассланцованные породы предыдущей порции.

Деформации между импульсами магматизма выразились в развитии зон сдвиговых деформаций (*рис. 3*) или тектонического течения (Лукьянов, 1991). Для них реконструируется общее растяжение вдоль линии З–В или ЗЮЗ–ВСВ и укорочение в направлении С–Ю или ССЗ–ЮЮВ при правосторонних движениях (Balagansky et al., 2001). В единичных случаях выявлены деформации, протекавшие в момент внедрения расплавов, и для них установлена такая же кинематика. Структуры "дайка в дайке" и развитие автомагматических брекчий, в которых обломки сложены вмещающими породами и не несут признаков тектонического скупивания, а цемент местами переходит во вмещающие породы, указывают на растяжение в течение всего периода становления Колвицкого массива. Сделан вывод, что магматические породы внедрялись по сдвиговым зонам и после солидификации сразу же рассланцовывались в условиях непрерывного растяжения коры (Balagansky et al., 2001).

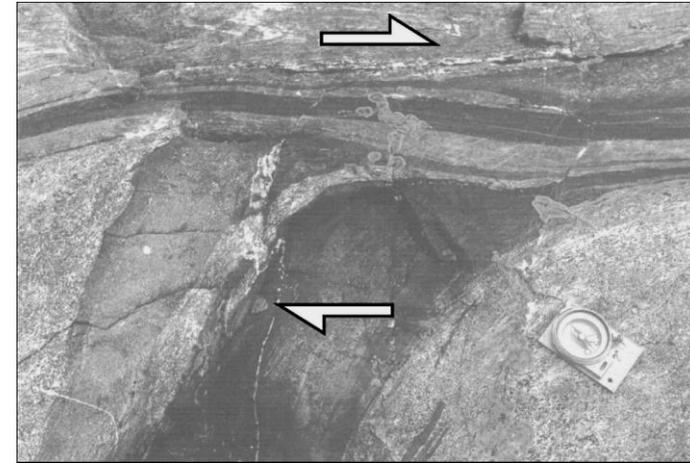
**Порьегубские гранулиты** несут признаки деформаций как растяжения, так и сжатия. В одном случае был выявлен кинематический план сдвиговых деформаций растяжения, который оказался идентичен таковому в Колвицком массиве. Пластина *гранито-гнейсов* несет признаки двух периодов деформаций. Ранние складки и мигматиты сопоставляются с таковыми в гранито-гнейсах фундамента, а поздние мигматиты и линейность наложены на них и на дайки базитов. Наблюдались следы плавления гранито-гнейсов под влиянием дайки, и асимметричная форма выплавов указывает на их образование в условиях поля напряжений, кинематический план которого совпадает с таковым в Колвицком массиве и порьегубских гранулитах.

Таким образом, глубинные породы колвицкого комплекса образовались в условиях растяжения коры в направлении В–З или ВСВ–ЗЮЗ, причем направление растяжения оказывается косым относительно структур растяжения ЗСЗ-простираения. Такая ситуация известна как ко-

**Таблица 1.** Последовательность событий в Колвицком полифазном габброанортозитового массиве, кандалакшской толще и ее фундаменте

Магматизм, метаморфизм, деформация		Возраст (млн. лет)
Остывание ниже 600°C		1889 ± 30, 1884 ± 28 <sup>a</sup> (Alexejev et al., 1999)
Термальные события (кристаллизация метаморфического циркона)	1905 ± 26 <sup>b</sup> (Фриш и др., 1995); 1919 ± 18 <sup>b</sup> (Каулина, Богданова, 2000)	
D <sub>8</sub> . Очень слабые локал. пластич. деформации		
Внедрение пегматитов		2387 ± 4 <sup>b</sup> (Кислицын, 2001)
D <sub>7</sub> . Слабые пластические деформации; термальные события (кристаллизация метаморфического циркона)	2394 ± 14 <sup>b</sup> (Балаганский и др., 1998б), 2423 ± 3 <sup>b</sup> (Митрофанов и др., 1993)	
Горнблендиты и связанный с ними метасоматоз (дайки базитов 4-й генерации; 3-я фаза)		2431 ± 3 <sup>b,в</sup> (Богданова и др., 1993)
D <sub>6</sub> . Рассланцевание (амфиболитовая фация), пологая СЗ-линейность, складки с шарнирами параллельно линейности		
Дайки диоритов (3-я фаза массива)	2436 ± 6 <sup>b</sup> (Каулина, Богданова, 2000)	
D <sub>5</sub> . Рассланцевание (амфибол. фация)		
Габбро (дайки базитов 3-й генерации; 3-я фаза), структуры "дайка в дайке"; автомагмат. брекчии		
D <sub>4</sub> . Рассланцевание (амфиболитовая фация)		
Габбро, габбропорфириты (дайки базитов 2-й генерации; 3-я фаза), структуры "дайка в дайке"; автомагматические брекчии		
D <sub>3</sub> . Рассланцевание (амфиболитов. фация)		
Гранатовые габбро (дайки базитов 1-й генерации; 3-я фаза массива)		
D <sub>2</sub> . Рассланцевание (амфиболитовая фация), изоклин. складки с пологими СЗ-шарнирами		
Анортозиты (2-я фаза массива)	2450 ± 10 <sup>b</sup> (Митрофанов и др., 1993); 2462+7/-6 <sup>b</sup> (Фриш и др., 1995)	
D <sub>1</sub> . Рассланцевание (амфиболитовая фация), изоклин. складки с пологими СЗ-шарнирами	2465 ± 4 <sup>b</sup> (Балаганский и др., неопубликован. данные)	
Габброанортозиты (1-я фаза массива)		
Магматические протолиты кандалакшской толщи с базальными конгломератами		2467 ± 3 <sup>b</sup> , 2497 ± 50 <sup>г</sup> (Балаганский и др., 1998б)
Эрозия		
Деформация, метаморфизм, мигматизация		
Магматич. протолиты гранитогнейсов	2708 ± 10 <sup>b</sup> (Балаганский и др., 1998б)	

**Примечания:** <sup>a</sup> – Sm–Nd-датирование по гранату; <sup>b</sup> – U–Pb-датирование по циркону; <sup>в</sup> – М.Н. Богданова и др. (1993) считают горнблендиты метасоматическими породами; <sup>г</sup> – Rb–Sr-датирование по образцам пород в целом.



**Рис. 3.** Зона правосторонних пластических сдвиговых деформаций в Колвицком массиве, участок Кочинный (горизонтальный срез; темное – дайки базитов, вмещающие породы – габброанортозиты; компас ориентирован на север; линейность в рассланцованных породах субгоризонтальна).

сое растяжение или транстенсия (Harland, 1971). Морфология сдвиговых зон (рис. 3) и другие индикаторы характера сдвиговых деформаций, возникших при растяжении, указывают на правосторонние движения (Balagansky et al., 2001).

Деформации меланжа гранулитов и умбинских кондалитов связываются с надвиганием Умбинского блока на Колвицкий пояс к ЮЗ (Балаганский и др., 1986а); надвигообразование неоднократно отмечалось в литературе (Пряткина, 1974; Пряткина, Шарков, 1979; Виноградов и др., 1980; Крылова, 1983). Линзы окаймлены бластомилонитами, в которых параллельно региональной субгоризонтальной северо-западной и юго-восточной линейности расположены ортопироксен и силлиманит (Козлова, Балаганский, 1989). Эта ассоциация указывает на почти максимальные здесь условия высокотемпературного метаморфизма (Крылова, Пряткина, 1976; Козлова и др., 1991; Алексеев, 1997). Асимметрия линз и другие индикаторы говорят о формировании линейности при движениях вдоль СЗ-простирающихся структур сжатия. Движения по простирающимся типичны для случаев, когда общее сжатие ориентировано косо относительно фронта сжатия, и такая ситуация названа косым сжатием или транспрессией (Harland, 1971).

**Возраст и происхождение.** Гранитогнейсы фундамента оказались

неоархейскими (*табл. 1*). Цирконы, представляющие собой смесь магматических ядер и метаморфических кайм и имеющие возраст 2.52 млрд. лет (*Каулина, Богданова, 2000*), были выделены из гранитогнейсов тектонической пластины в Порьей губе. По Sm–Nd-данным эти породы отвечают гранитогнейсам фундамента пояса, а также всего кольско-беломорского архея (*рис. 2*).

Колвицкий вулканоплутонический комплекс возник 2.47–2.43 млрд. лет тому назад (*табл. 1*), оказался разновозрастным базит-гипербазитовым расслоенным интрузиям с возрастом 2.44 млрд. лет (*Balashov et al., 1993; Amelin et al., 1995*) и на диаграмме  $\epsilon_{Nd} - I_{Sr}(t)$  образует единый с ними тренд (*Балаганский и др., 1998б*). На диаграмме  $\epsilon_{Nd} - \text{время}$  он также совпадает с этими интрузиями (*рис. 2*). Все это указывает на общность их магматических источников. Тем самым было подтверждено предположение В.А. Глебовицкого, В.Л. Дука и Е.В. Шаркова о сумийском возрасте кандалакшской толщи (*Земная..., 1978*). Колвицкий комплекс возник в условиях растяжения, и в таких же условиях формировались расслоенные интрузии (*Магматизм..., 1993; Geology..., 1995*). Согласно (*Ashwal, 1993*), условия растяжения и рифтинга являются одними из обстановок, в которых формируются габброанортозиты.

По Sm–Nd-характеристикам колвицким породам идентичны калиевые граниты Порьей губы, которые иногда называют субщелочными. Их возраст равен 2.28 млрд. лет (*Каулина, Богданова, 2000*), а по геохимическим особенностям они интерпретируются как анорогенные, внутриплитные образования (*Терехов, Левицкий, 1995*).

Общая структура пояса представляет собой серию тектонических пластин комагматических пород колвицкого комплекса, более древних гранитогнейсов и более молодых кондалитов (см. *табл. 2*). При этом установлена гетерогенность структурной истории пластин, сложенных породами комплекса, и усиление переработки вверх по структурному разрезу пояса, что ранее отмечалось Л.А. Прияткиной (*1974*).

### Умбинский и Терский блоки

Умбинский блок сложен кондалитами и рвущими их породами эндербитовой, чарнокитовой и гранитной серий (*Виноградов, Виноградова, 1975*).

Кондалиты идентичны кондалитам ЛГП; известны данные об их первично-осадочной природе (*Виноградов, Виноградова, 1975; Петерсилье и др., 1979; Козлов и др., 1990*). Также надо упомянуть спектр возрастов цирконов, варьирующих в одном образце от 1.9 до 3.7 млрд. лет (*Бриджвотер и др., 1999*) – такие вариации известны только в осадках (например, *Goldstein et al., 1997*).

Сланцеватость в кондалитах близка к горизонтальной, а линейность

очень полого погружается как к СЗ, так и к ЮВ.

В кондалитах установлены два метаморфических события. Более раннее отвечает умереннобарическому метаморфизму гранулитовой фации (625–750°C, 5–7.5 кбар, *Виноградов, Виноградов, 1975; Богданова, Ефимов, 1976; Прияткина, Шарков, 1979*), верхний предел которого равен 1944 млн. лет (*табл. 2*). При приближении к меланжу устанавливается локальное наложение высокобарического гранулитового метаморфизма (*Богданова, Ефимов, 1976; Прияткина, Шарков, 1979*). P–T-параметры, близкие 850°C и 8 кбар (*Алексеев, 1997*), автор склонен связывать с наложенным высокобарическим метаморфизмом вблизи меланжа.

В меланже кондалиты метаморфизованы при максимальных P–T-условиях (по разным данным, T варьирует от 825 до 1000°C, а P – от 9 до 11 кбар), при этом ассоциация гранат+шпинель+кварц говорит о T > 900°C (*Алексеев, 1997*). Возраст этого высокобарического шовного метаморфизма лежит в интервале 1912–1944 млн. лет (*табл. 2*).

Нижний возрастной предел образования протолитов кондалитов определяется Sm–Nd-модельными возрастными. Самый молодой из них равен 2.1 млрд. лет и близок усредненному возрасту детритовых цирконов 2.17 млрд. лет. Верхний предел вводится возрастом Пирьгубского массива эндербитовой серии, равным 1944 ± 19 млн. лет (*табл. 2*).

Возрастные соотношения между сериями умбинских гранитоидов определены по геологическим данным (*Виноградов, Виноградова, 1975*) и подтверждены датировками (*табл. 2*). По современным геохимическим данным (*Glebovitsky et al., 2001*), эндербитовая серия является производной субдукционного, чарнокитовая – коллизионного, и гранитная – постколлизионного магматизма. Согласно Sm–Nd-данным в (*Daly et al., 2001*), эндербитовая серия произошла из источника с величинами  $\epsilon_{Nd}$ , равными 0.56÷1.24 (1944 млн. лет), чарнокитовая серия – 3.24÷3.57 (1912 млн. лет), и гранитная серия – –1.14÷–1.64 (1887 млн. лет). Таким образом, умбинские гранитоиды образовались в течение ~50 млн. лет в трех разных тектонических обстановках. Внедрение чарнокитовой серии после пика высокобарического метаморфизма подтверждается находкой в них ксенолита с ортопироксен-силлиманитовой ассоциацией (*Виноградова, Владимиров, 1990*).

В Терском районе известна зона надвигов, делящая его на две части. В ЮВ-части при устойчивом СЗ-простираии и падении к ЮЗ развиты метаосадки и метавулканы серговской толщи, чередующиеся с пластинами гранитогнейсов, а в СВ-части залегание варьирует, как варьирует и состав толщ. Аналоги расслоенных интрузий с возрастом 2.4–2.5 млрд. лет развиты только в СВ-части. Такое деление района под-

**Таблица 2.** Последовательность геологических событий в Умбинском и Терском блоках, а также в западной части Стрельнинского блока

Магматизм, метаморфизм, деформация	Изотопный возраст (млн. лет)
Остывание ниже 500°C (Тзакр. Rb–Sr-системы в плагиоклазе и амфиболе, Ar–Ar-системы – в амфиболе) и ниже 600°C (Тзакр. Sm–Nd-системы в гранате): (1) умбинские гранитоиды (2) умбинские кондалиты (3) стрельнинские гранитогнейсы (4) супракруст. породы серговской толщи	(1) 1889 ± 9 <sup>a</sup> , 1882 ± 15 <sup>b</sup> (Cliff et al., 1997) (2) 1891 ± 8 <sup>b</sup> (Alexejev et al., 1999) (3) 1904 ± 3 <sup>a</sup> (Daly et al., 2001) (4) 1875 ± 3 <sup>a</sup> , 1902 ± 3 <sup>a</sup> (Daly et al., 2001)
Постколлизийные дайки гранитов в Умбинском блоке Гранитная серия умбинских гранитоидов (постколлизийный магматизм)	1887 ± 8 <sup>f</sup> (Alexejev et al., 2001)
Поздние деформации	
Позднеколлизийная лейкосомма в меланже Позднеколлизийная лейкосомма в Терском блоке	1912 ± 2 <sup>f</sup> (Кислицын, 2001) 1906 ± 9 <sup>f</sup> , 1920 ± 7 <sup>f</sup> (Daly et al., 2001)
Рассланцевание, линеаризация	
Чарнокитовая серия умбинских гранитоидов (коллизийный магматизм)	1912 ± 8 <sup>f</sup> (Glebovitsky et al., 2001)
Рассланцевание, линеаризация, высокобарич гранулит. метаморфизм в меланже Лейкосомма в гранитогнейсах Стрельнинского блока	1941 ± 13 <sup>f</sup> (Daly et al., 2001)
Эндербитовая серия умбинских гранитоидов (субдукционный магматизм)	1944 ± 19 <sup>f</sup> (Кислицын, 2001)
Умереннобарический гранулитовый метаморфизм Умбинского блока; зональный амфиболитов. метаморфизм Терского блока	
Вулканы серговской толщи Терского блока (субдукционный магматизм)	1961 ± 9 <sup>f</sup> (Daly et al., 2001)
Накопление осадочных протолитов кондалитов Умбинского блока и метаграувакков Терского блока	Нижний возрастной предел: 2167 <sup>f</sup> (Каулина, Богданова, 2000), 2100–2200 <sup>a</sup> (Балаганский и др., 1998б; Daly et al., 2001)
Деформация, метаморфизм амфиболитовой фации и мигматизация гранитогнейсов Стрельнинского блока	
Магматические протолиты гранитогнейсов Стрельнинского блока	2695 ± 23 <sup>f</sup> , 2722 ± 18 <sup>f</sup> (Daly et al., 2001)

**Примечания:** <sup>a</sup> – Ar–Ar-датирование по амфиболу; <sup>b</sup> – Rb–Sr-датирование по плагиоклазу и амфиболу; <sup>c</sup> – Sm–Nd-датирование по гранату; <sup>f</sup> – U–Pb-датирование по циркону; <sup>a</sup> – Sm–Nd-модельные возраста.

тверждается геофизическими данными. Анализ всей информации показал, что с зоной надвигов совпадает главнейшая тектоническая граница на юго-востоке Кольского региона, представляющая собой ЮВ-продолжение коллизийного шва между Беломорской и Кольской плитами (Балаганский и др., 1998а). К ЮЗ от нее находится самостоятельный **Терский блок**, сложенный супракрустальными породами *серговской толщи и гранитогнейсами*, а к СВ находится Стрельнинский блок как компонент Центрально-Кольского мегаблока.

В Терском блоке выделяется два типа линейности. Одна из них пологая северо-западная или юго-восточная, а другая – наклонная юго-западная.

Время накопления осадочных протолитов серговской толщи совпадает с таковым для кондалитов, а первое определение возраста вулканизма дало значение 1961 ± 9 млн. лет, близкое возрасту эндербитовой серии (**табл. 2**). Серговская толща и пространственно связанные с ней гранитогнейсы интерпретируются как островодужные образования (Иванов, 1987) и возникли за счет палеопротерозойского ювенильного материала (Daly et al., 2001; Дэйли, Балаганский, неопубл. данные). По этим параметрам, породы обоих блоков идентичны друг другу (**табл. 2, рис. 2**).

На сходство блоков указывают данные по метаморфизму. В Терском блоке существует обратная метаморфическая зональность, варьирующая от средней ступени амфиболитовой фации на границе со Стрельнинским блоком до высокой ступени вблизи Умбинского блока (Беляев и др., 1977). Она включает умереннобарический гранулитовый метаморфизм Умбинского блока и ее возраст лежит в интервале 1.96–1.92 млрд. лет; оба блока 1.90–1.87 млрд. лет тому назад остыли до T ≈ 500°C (**табл. 2**).

Отличительной чертой осадочных пород блоков является то, что в бассейны седиментации материал с архейских берегов поступал в ограниченном количестве, а основу осадочных протолитов составлял детритус палеопротерозойского ювенильного материала. Такая обстановка удовлетворительно объяснима только в случае островодужного бассейна (Балаганский и др., 1998а; Бриджуотер и др., 1999; Daly et al., 1996, 2001). Базальные метаосадки Колвицкого пояса, наоборот, возникли за счет гранитогнейсов фундамента и поэтому идентичны им по Sm–Nd-данным (**рис. 2**), что согласуется с заложением исходного для пояса прогиба на архейской коре.

Наблюдаемое совместное нахождение Умбинского блока и Колвицкого пояса обусловлено коллизийной тектоникой, наиболее ярко проявленной в разделяющем эти структуры среднемасштабном меланже, который возник в условиях высокобарического гранулитового

метаморфизма и в котором чередуются тектонические пластины и линзы островодужных метаосадочных и метамагматических пород с возрастом 2.0–1.9 млрд. лет и основных пород с возрастом 2.5–2.4 млрд. лет, образовавшихся в период растяжения и рифтогенеза.

Все сказанное позволяет изложить 1-е и 2-е защищаемые положения:

1. *Колвицкий вулканоплутонический пояс возник 2.5–2.4 млрд. лет тому назад на архейской коре. Глубинные породы пояса в процессе его заложения испытали деформацию и метаморфизм в условиях правостороннего косоугольного растяжения и являются примером деформаций растяжения глубинных уровней коры древних щитов, испытавших рифтогенез.*

2. *Образование Умбинского и Терского блоков связано с субдукционной и коллизионной стадиями развития Кольского региона в период 2.1–1.87 млрд. лет тому назад. Коллизия Умбинского блока и Колвицкого пояса преобразовала этот пояс в меланж, который иллюстрирует особенности строения глубинных частей палеопротерозойских коллизионных швов.*

### Обоснование 3-го защищаемого положения

Особенностью поясов Танаэля и Колвицкий, ЛГП и Умбинского блока является широкое развитие бластомилонитов и отсутствие крупных складок. И если кондалиты слагают однородные толщи, то пояса Танаэль и особенно Колвицкий содержат протяженные маркирующие толщи, на фоне которых крупные складки не могли остаться незамеченными. При наличии таких толщ яркая асимметрия Колвицкого пояса исключает вероятность того, что внутри его разреза находятся крупные и полностью раздавленные изоклиналильные складки.

Данная черта указанных структур становится понятной при анализе особенностей деформации Колвицкого пояса. Породы Колвицкого массива испытали интенсивные пластические сдвиговые деформации в линейных зонах, в результате чего они приобрели ярко выраженную структурную анизотропию и псевдостратификацию (Лукьянов, 1991) и стали благоприятными для складкообразования объектами. Тем не менее, все последующие деформации массива не привели к развитию крупных складок, а выразились в развитии новых аналогичных зон. На **рис. 3** показана южная краевая часть одной из таких зон, которые, согласно (Ramsay, Huber, 1987), следует интерпретировать как сдвиговые зоны (shear zones). Эти структуры представляют собой плоские или слабо изогнутые зоны, в которых породы имеют большие величины деформации (причем как хрупкой, так и пластической) при отношении их длины к ширине более чем 5 к 1, а сами они граничат с породами,

обнаруживающими меньшие величины конечной деформации. Образно говоря, сдвиговые зоны представляют собой трехмерные разломы. В отечественной литературе такие зоны обычно отмечались как зоны расщепления (например, Дук и др., 1975).

Сдвиговые зоны в Колвицком массиве образовались в условиях растяжения (Balagansky et al., 2001), и аналогичные зоны сейчас известны на полигоне Воче-Ламбина (Балаганский, Козлова, 1997; Кислицын и др., 2000). Гораздо более широко распространены сдвиговые зоны сжатия, и одной из таких зон является гранулитовый меланж, разделяющий порьегубские основные гранулиты и умбинские кондалиты. Данные по ЛГП, поясу Танаэль, а также Колвицкому поясу и Умбинскому блоку показывают, что все эти структуры, слагающие ядро ЛКО, являются зонами линейаризованных бластомилонитов с большой величиной деформации. Поэтому орогенное ядро, совпадающее с зоной коллизионного шва (Прияткина, Шарков, 1979; Балаганский и др., 1998а; Barbey et al., 1984; Daly et al., 2001) следует интерпретировать как сдвиговую зону высшего порядка, возникшую при коллизии раннедокембрийских Кольской и Беломорской плит. Авторские и литературные материалы показывают, что эта сдвиговая зона зародилась при сближении плит в направлении СВ–ЮЗ, т.е. перпендикулярно ее СЗ-простираению, а окончательно сформировалась в условиях транспрессии и при движениях вдоль простираения как зоны, так и всего орогена (Докембрийская..., 1992). Эти движения отражаются (суб)горизонтальной линейностью в ядре орогена, параллельной его общему СЗ-простираению.

Анализ результатов картирования северо-западного Беломорья (Балаганский и др., 1986а) показал, что сдвиговые зоны развиты как внутри Беломорского подвижного пояса, так и на его границе с Карельским кратоном (Докембрийская..., 1992) и оказываются комплементарными некоторым крупным складкам, развитым в окаймляемых этими зонами блоках. Соответственно в пределах Беломорского пояса выделяются участки двух типов строения – складчатого и линейного. Образцами складчатого строения является район Княжая–Валас-ручей (Балаганский и др., 1984а, 1986а), а также гор Небло (Алексеев, 1989б) и Канда (Эз, 1970). Повсеместно развитыми оказываются мелкие складки с осевыми поверхностями и шарнирами, под углами 10–30° падающими к северу, из-за чего эти субширотные в целом складки часто называются лежащими. Вследствие большой сжатости субширотные складки определяют падение в обнажениях плоскостных текстов в северных румбах. Они трактовались как складки продольного изгиба и связывались с этапом вертикального раздавливания (Эз, 1970; Земная..., 1978), были наложены на ранние

крупные изоклинальные структуры и местами были смяты в картируемые прямые северо-северо-восточные складки. Шарниры всех этих складок субпараллельны друг другу.

Примером строения линейного типа служит Серякская зона амфиболитов. Она имеет выдержанное СЗ-простираие, отличается статистически горизонтальной линейностью и под средними углами падает к СВ (*Балаганский и др., 1986а*). В пределах этой зоны широко развиты blastsilonитовые структуры с ярко выраженной линейностью, вследствие чего по структурному узору серякские амфиболиты идентичны амфиболитам кандалакшской толщи и порьегубским гранулитам, что послужило поводом для необоснованного отнесения всех этих пород к единому структурно-вещественному комплексу (*Балаганский и др., 1986а*). Высокая степень деформации серякских амфиболитов по сравнению с окружающими гнейсами стала основанием для выделения Серякской сдвиговой зоны, для которой в работе доказывается правосторонний характер движений.

По структурному узору Серякской структуре идентична Кукас-Челозерская сдвиговая зона, разделяющая Беломорский пояс и Карельский кратон. На участках СЗ-простираия этой зоны устанавливается правосторонний ее характер, что также отмечалось в литературе (*Пржиялговский, Басанин, 1989; Бабарина, 1998*), а на участках ВСВ-простираия – левосторонний (*Бабарина, 1998*), что отвечает трансpressивному характеру общего сжатия в направлении ССВ–ЮЮЗ.

Детальное картирование переходных зон между участками складчатого и линейного строения показало, что шарниры субширотных лежащих складок плавно меняют свое наклонное положение при погружении к СВ в складчатых участках на статистически горизонтальное при их СЗ-простираии в линейных участках, т.е. в сдвиговых зонах. Следовательно, все эти структуры являются разновозрастными и отражают разную, но одновременную деформацию складчатых участков и обтекающих их линейных сдвиговых зон. В ядре ЛКО эти деформации отражают коллизию в период 1.95–1.90 млрд. лет назад, а в районе оз. Кукас они наложены на калевийские отложения, что согласуется с изотопными данными.

Формирование сдвиговых зон сжатия связывается с трансpressивным характером коллизии на рубеже ~1.9 млрд. лет в условиях преобладания правосторонних движений (*Балаганский и др., 1998а; данная работа*). Правосторонние движения в период коллизии выявлены в Свекофеннской провинции Балтийского щита (*Морозов, 1999; Luukkonen, 1989; Park, 1991*)

Теоретическое рассмотрение механизма трансpressии показало, что он включает в себя компоненты простого и чистого сдвига (*Sanderson,*

*Marchini, 1984*). Простой сдвиг действует в горизонтальном направлении параллельно шву между блоками, а чистый – в вертикальном направлении при однородном характере деформации. Развитие этой модели (*Jones, Tanner, 1995*) привело к выводу, что в зоне трансpressии деформации простого и чистого сдвига пространственно отделены друг от друга, и в целом общая деформация является неоднородной. Простой сдвиг с субгоризонтальными движениями вдоль простираия структур сжатия развивается в нижней коре, а чистый сдвиг реализуется в верхней коре, где материал выжимается вверх и образуется крутая линейность.

Авторские и литературные материалы по сдвиговым зонам в Кольском регионе согласуются с моделью трансpressии в (*Jones, Tanner, 1995*). Почти все зоны сжатия с субгоризонтальными движениями по простираию развивались в условиях гранулитовой фации или высоких степеней амфиболитовой фации при высоких давлениях, т.е. в средней или нижней коре. В тоже время вдоль южного обрамления рифтов Имандра-Варзуга и Печенга, которые метаморфизованы в условиях низких степеней амфиболитовой фации и эпидот-амфиболитовой фации (*Эндогенные..., 1990; Петров, 1999*), развита крутая линейность (*Имандра-Варзугская..., 1982; Козлова, Балаганский, 1995; Daly et al., 2001*). При этом в южной зоне Печенги наблюдается и крутая, и пологая линейность (*Козлова, Балаганский, 1995*). Трехмерный анализ этой линейности показывает, что ее крутые, наклонные и пологие ориентировки объясняются взбрасыванием южной зоны Печенги к северу и симметричным растеканием взброшенных пород к СЗ и ЮВ.

На основании этих материалов формулируется 3-е защищаемое положение:

3. Коллизия в Лапландско-Кольском орогене 1.95–1.90 млрд. лет тому назад протекала в условиях правосторонней трансpressии и привела к образованию региональной системы сдвиговых зон. Сдвиговые зоны окаймляют блоки с крупными складками и отражают перемещение блоков во время коллизии вдоль северо-западного простираия орогена.

#### Обоснование 4-го защищаемого положения

Все данные по северу и северо-востоку Балтийского щита суммированы в *табл. 3* и проанализированы с позиций тектоностратиграфических террейнов. Автор вслед за рядом исследователей (*Парфенов и др., 1999; Coney et al., 1980; Jones et al., 1983; Saleeby, 1983*) под тектоностратиграфическим террейном или просто террейном понимает

ограниченный разломами фрагмент земной коры, который характеризуется присущей только ему геологической историей, отличающейся от таковой смежных террейнов (Балаганский, 2002). На севере щита террейны как структуры, интерпретируемые в рамках тектоники плит, впервые были выделены М. Маркером и его соавторами, однако результаты их работы были опубликованы в тезисной форме (Marker et al., 1993). Террейн-анализ был проведен автором (Балаганский и др., 1998a) и получил развитие в данной работе на основе концепции литосферных плит.

Основой для анализа стала Геологическая карта Кольского региона масштаба 1:500 000 (1996), которая вместе с геофизическими данными позволила переосмыслить все тектонические границы и обновить схему тектонических блоков региона (Балаганский и др., 1998a). Как видно на *рис. 1*, почти все выделенные блоки близки давно известным тектоническим единицам, отождествляемым с типовыми структурами разных концепций. Эти блоки отвечают определению террейна и завершили свое развитие в конце палеопротерозоя. Результаты террейн-анализа сводятся к следующему.

Кольский регион состоит из дисперсионных и аккреционных террейнов. Дисперсионные террейны сложены архейскими породами, на которых развиты палеопротерозойские рифтогенные пояса, и представляют собой фрагменты неархейского кратона, расколотого в результате рифтогенеза. Эти структуры представлены Мурманским, Центрально-Кольским, Инари и Беломорским террейнами. Разделение кратона на блоки при рифтогенезе подчеркивалось в (Gorbatshev, Bogdanova, 1993; Geology..., 1995). Аккреционными являются Лапландский гранулитовый террейн, который соответствует Лапландскому гранулитовому поясу, а также Умбинский гранулитовый и Терский террейны. Отличительной чертой этих террейнов является то, что протолиты их метаосадочных пород возникли в основном за счет детритуса палеопротерозойского ювенильного материала, отделяемого от мантии практически во время седиментации (Балаганский и др., 1998b; Бриджютер и др., 1999; Huhma, Meriläinen, 1991; Timmerman, 1996; Daly et al., 2001). Палеопротерозойский ювенильный материал также доминирует в магматических породах Лапландского и Умбинского террейнов и в метавулканитах Терского террейна (Daly et al., 2001). Пространственная связь этих образований с коллизионным швом вместе с приведенными выше данными указывает на то, что они представляют собой тектонические пакеты супракрустальных толщ, скупенных при коллизии Беломорской и Кольской плит.

Синтез доступных данных по палеопротерозойской истории всех террейнов на основе проведенного исследования позволяет наметить следующий тектонический сценарий.

Палеопротерозой на северо-востоке Балтийского щита начался с заложения в период 2.5–2.4 млрд. лет тому назад рифтогенных поясов и синхронного базит-гипербазитового плутонизма (Загородный, Радченко, 1983; Магматизм..., 1993; Geology..., 1995). Современные модели связывают этот процесс с подъемом нескольких гигантских мантийных плюмов, которые породили серию импульсов базит-гипербазитового магматизма (Шарков и др., 1996; Amelin, Semenov, 1996; Lobach-Zhuchenko et al., 1998). Согласно (Балаганский 1998a; Balagansky et al., 2001), этот магматизм протекал в условиях косоуго растяжения (транстенсии). Моноклиная симметрия транстенсии не согласуется с ромбической или осевой симметрией поля напряжений, возникающим над поднимающимся плюмом. Парадокс был разрешен в (Tommasi, Vauchez, 2000). Моделирование подъема плюма показало, что над плюмом в астеносфере зарождается симметричное поле напряжения. Если литосферная мантия и кора были бы структурно изотропны, то и в них также было бы создано симметричное поле напряжений с образованием сводового поднятия коры и раскалывания последней с развитием рифтов, что и предполагалось для рифта Печенга-Имандра-Варзуга (Загородный, Радченко, 1983). Если же литосферная мантия и кора структурно анизотропны, а именно это сейчас подтверждается многими наблюдениями, то симметричное поле растягивающих напряжений астеносферы будет преобразовано в асимметричное косоуго растяжение в литосфере и коре.

Структурных данных, строго увязанных с датировками, для периода 2.4–2.1 млрд. лет почти нет. Материалы по рифтогенным структурам и дайковым роям в архейских породах между ними (Имандра-Варзугская..., 1982; Магматизм..., 1993; Vuollo, 1994) предполагают сохранение условий растяжения.

Существование Лапландско-Кольского океана связывается с рубежом около 2.0 млрд. лет, что следует из очень короткой коровой истории самых молодых базитов с возрастом 1.9–2.0 млрд. лет в поясе Танаэля (Bernard-Griffiths et al., 1984), а также всех пород Лапландского и Умбинского террейнов (Балаганский и др., 1998b; Huhma, Meriläinen, 1991; Daly et al., 2001) и супракрустальных пород Терского террейна (Daly et al., 2001). Предполагаемая связь с этим океаном пород пояса Танаэль с возрастными 2.06–2.04 млрд. лет (Marker et al., 1999) представляется вполне вероятной. Реликты океанической коры в ядре ЛКО пока не обнаружены, тем не менее вывод о существовании океана 2.1–2.0 млрд. лет тому назад вытекает из следующих фактов.

Прежде всего, единственным бассейном, в котором накапливаются осадки за счет продуктов разрушения ювенильного материала, отделяемого от мантии практически во время осадконакопления, является

Таблица 3. Палеопротерозойская корреляция

Лапландско-Кольский ороген и смежные районы	Финляндия
Серия мантийных плюмов (2.5–2.4). генерация косого растяжения в коре симметричным полем напряжения в астеносфере над плюмами. Правостороннее косое растяжение (транстенсия) при общем растяжении по линии ЗЮЗ–ВСВ. Транскоровые сдвиговые зоны растяжения. Рифты (2.5–2.4). Колвицкий пояс (2.47–2.39). Базит-гипербазитовые расслоенные интрузии (2.50, 2.44) с анортозитами (2.45), габброанортозитовые расслоенные интрузии (2.46–2.45), друзиты (2.46–2.36), базитовые дайки (2.45–2.43).	Правосторонняя транстенсия при общем растяжении по линии ЗЮЗ–ВСВ. Рифты (2.5–2.4). Базит-гипербазитовые расслоенные интрузии (2.44), базитовые дайки (2.45, 2.38).
Термальная переработка нижней коры (~2.4).	
Перманентное растяжение и рифтинг коры (2.4–2.1), калиевые граниты в Колвицком поясе (2.28) с геохимич. чертами внутриплитн. анороген. пород.	Растяжение и рифтинг до раскрытия океанов (2.4–2.1), дайки базитов (2.2, 2.1).
Лапландско-Кольский океан (2.1–2.0) с детритусом палеопротерозойского ювенильного материала. Трансформация Печенгского рифта в рифт красноморского типа (?) (1.99–1.97). Закрытие Лапландско-Кольского океана. Субдукционный магматизм: вулканиты Терского района (1.96), чарнокитовый комплекс Лапландии (1.94–1.91), диориты района Инари (1.94), умбинская эндербитовая серия (1.94). Умереннобарический метаморфизм от гранулитовой до амфиболит. фации	Внутрикратонный рифт в структуре Оутокумпу (2.1–2.06) Океанические бассейны: серпентинитовый пояс Нуттио с офиолитами (~1.97), офиолиты Йормуа (1.95). Субдукция, аккреция (1.93–1.89), островодужный магматизм (1.89).
Коллизия (1.945–1.900). Правостороннее косое сжатие (транспрессия). Движения вдоль простирания орогена. Умбинская чарнокитовая серия (1.91). Высоко-Т и высоко-Р гранулитовый метаморфизм в зоне коллизионного шва, позднеколлизионные мигматиты (1.92–1.90). Постколлизионный магматизм: дайки гранитов (1.89), умбинская гранитная серия. Остывание до 500°C (1.89–1.86).	Коллизия, правосторонняя транспрессия (~1.87). Орогения в Свекофеннской провинции (1.89–1.78). Умереннобарический метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фации. Движения вдоль орогена.
Посторогенные граниты наттанен (1.79–1.76), включая лицо-арагубские граниты.	Самое последнее событие (~1.7).

**Литература:** Балаганский и др., 1997, 1998а, 1998б; Баянова и др., 1994, 1995, 1999; Беляев и др., 1977; Беляев, 1980; Бибикина и др., 1993а, 1993б, 1999; Богданова и др., 1993; Бриджуотер и др., 1999; Буйко и др., 1995; Ветрин, 1998; Виноградов, Виноградова, 1975; Виноградов и др., 1980; Ефимов, Каулина, 1997; Иванов, 1987; Каулина, 1999; Каулина, Богданова, 2000; Каулина и др., 2000; Кислицын, 2001; Козлов и др., 1990; Крылова, 1983; Кудряшов, 1996; Кудряшов и др., 1999; Латылов, 1995; Левченко и др., 1994, 2000; Магматизм..., 1995; Митрофанов и др., 1993; Нерович, 1999; Пряткина, Шарков, 1979; Пухтель и др., 1991; Пушкарев, 1990; Ранний докембрий..., 1996; Савицкий и др., 1988; Суханов и др., 1987; Терехов, Левицкий, 1993, 1995; Терехов и др., 1989; Тугарин, Бибикина, 1980; Фриш и др., 1995; Чен и др., 1998; Шарков и др., 1996; Alexejev et al., 1999, 2000, 2001; Amelin, Semenov, 1996; Amelin et al., 1995; Aspler, Chiarenzelli, 1997; Attfield, 1987; Balagansky et al., 2001; Balashov et al., 1993; Barbey, Raith, 1990; Barbey et al., 1984; Barling et al., 1996, 1997; Belyaev, Kozlov, 1997; Bernard-Griffiths et al., 1984; Bogdanova, Bibikova, 1993; Bridgwater et al., 1976, 1982, 1994, 1995, 2001; Cliff et al., 1997; Corfu et

в Северо-Атлантическом регионе (млрд. лет)

Сев.-зап. Шотландия	Гренландия	Северная Америка
Активизация древних сдвиговых зон в условиях растяжения. Правосторонняя транстенсия при растяжении по линии З–В или ЗЮЗ–ВСВ. Скаурийские дайки базитов (2.48, 2.42–2.38), пегматиты (2.49–2.47)	Сдвиговые зоны растяжения. Транстенсия.  Базитовые дайки (2.5–2.4)	<u>Сев.-зап. территории, Сьюперриор, Вайоминг</u> Серия мантийных плюмов (2.5–2.4). Общее растяжение коры. Рифты 2.5–2.45). Габброанортозитовые расслоенные интрузии (2.49–2.48). Дайки базитов Матачеван (2.47) и Хэст (2.45).
Термальная переработка коры (2.52–2.48)		Термальная переработка коры (2.52–2.40)
Растяжение и рифтинг до раскрытия океанов, дайки базитов (2.10–1.98)	Перманентное растяжение и рифтинг коры до раскрытия океанов	Перманент. растяжение и рифтинг. Раскрытие океана (~2.15). Сжатие (1.95–1.85).
Накопление в океаническом бассейне протолитов группы Лох Мейри (2.10–1.90) за счет детритуса палеопротерозойских ювенильных пород. Субдукция, аккреция. Островодужный магматизм: протолиты ортогейсов Ард (1.90).	Накопление в океаническом бассейне (2.10–1.94) детритуса палеопротерозойских ювенильных пород. Субдукция, аккреция. Островодужный магматизм: чарнокиты (1.94–1.90).	<u>Ороген Торнгат</u> Океан между областями Рей и Нейн. Накопление (1.94–1.89) детритуса палеопротероз. ювенил. пород. Субдукция, аккреция. Островодужн. магматизм: чарнокитов. серия (1.89, 1.86–1.84). Коровые лейкограниты (1.87–1.86)
Коллизия. Правосторонняя транспрессия (~1.87). Движения вдоль простирания орогена. Высоко-Т метаморфизм. Постколлизионные пегматиты (1.75).	Коллизия. Глубокий метаморфизм, плавление коры, рассланцевание (1.84–1.80, 1.78). Транспрессия. Высоко-Т метаморфизм. Движения вдоль простирания орогена.	Коллизия (1.87–1.82). Высоко-Р и высоко-Т гранулитовый метаморфизм, обратная метаморфическая зональность. Транспрессия, движения вдоль простирания орогена.
Последние события (1.69–1.67).		Остывание. Хрупкие деформации (1.79–1.73).

al., 1994; Coward, 1990; Coward, Park, 1987; Daly et al., 2001; de Jong et al., 1998; Frick et al., 1996a, 1996b; Front et al., 1989; Gaál et al., 1989; Geology..., 1995; Glebovitsky et al., 2001; Hanski et al., 1996; Heaman, 1997; Heaman, Tamey, 1989; Hjelt et al., 1996; Hörmann et al., 1980; Huhma, 1996; Huhma, Meriläinen, 1991; Humphries, Cliff, 1982; Kalsbeek et al., 1993, 1996; Kinny, Friend, 1994; Korsman et al., 1999; Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Luukkonen, 1989; Manninen, Huhma, 2001; Marker, Kaulina, 2000; Marker et al., 1999, 2000; Melezhih, Sturt, 1994; Mengel et al., 1991; Meriläinen, 1976; Moser, Heaman, 1997; Niamatullah, Park, 1990; A.F. Park, 1991; R.G. Park, 1994; Park et al., 1987, 2001; Rivers et al., 1996; Roscoe, Card, 1993; Scott, 1995; Scott, Machado, 1995; Scott, Gauthier, 1996; Slabunov et al., 1999; Sorjonen-Ward et al., 1994; Thériault, Ermanovics, 1997; Timmerman, Daly, 1995; Timmerman, 1996; Tuisku, Huhma, 1999; Turchenko et al., 1991; van Kranendonk, Wardle, 1997; Vuollo, 1994; Vuollo et al., 1999; Waters et al., 1990; Wheeler, Windley, 1987; Whitehouse et al., 1997; Zhu et al., 1997; Zinger et al., 1996, 1999.

ся островодужный бассейн. Магматические породы, близкие по возрасту этим осадкам, имеют геохимические черты островодужных и коллизионных образований (Иванов, 1987; Козлов и др., 1990; Barbey et al., 1986; Glebovitsky et al., 2001). Если признается островодужная обстановка, то следует говорить и об океанической коре: дуг без океанов не бывает. Наконец, ядро ЛКО отличается высокобарическим гранулитовым метаморфизмом шовного типа (Глебовицкий и др., 1972, Прияткина, Шарков, 1979) и участками обнаруживает обратную метаморфическую зональность (Беляев и др., 1977). Именно такое проявление метаморфизма типично для зон коллизионных швов (Сейферт, 1991).

Данные по умбинским гранитоидам и другим магматическим породам ядерной части орогена ограничивают субдукцию и аккрецию рубежами ~2.0 и 1.945 млрд. лет, коллизию – 1.945 и 1.90 млрд. лет, постколлизионный этап – 1.90 и 1.86 млрд. лет (табл. 3). Самые поздние постколлизионные граниты внедрялись в период 1.79–1.76 млрд. лет назад (Чен и др., 1998; Front et al., 1989).

Данные по финской территории Балтийского щита, а также другим раннедокембрийским областям Северо-Атлантического региона, приведенные в табл. 3, полностью согласуются с предложенным тектоническим сценарием. Начало палеопротерозоя везде отвечает периоду 2.5–2.4 млрд. лет, и региональное растяжение было косым. На Балтийском щите и ряде других областей синхронно с рифтогенезом нижняя кора испытывала термальную переработку в условиях гранулитовой фации. Существование океанов также было недолгим и относится к интервалу времени примерно 2.1–1.95 млрд. лет тому назад. Период закрытия океанов, как и в Лапландско-Кольском океане, был относительно коротким и все активные события завершились к рубежу ~1.8 млрд. лет, а самые последние события произошли ~1.7 млрд. лет назад. Для коллизии характерным было косое сжатие (транспрессия) и движения вдоль простирания орогенов.

Приведенные данные на качественно новом уровне подтверждают правильность корреляций палеопротерозойских структур в Северо-Атлантическом регионе, единство их развития и возможную принадлежность единому крупному палеопротерозойскому коллизионному поясу, сходным с современным Альпийско-Гималайским подвижным поясом (Bridgwater et al., 1992; Park, 1994; Whitehouse et al., 1997). В этой связи обращают на себя внимание два обстоятельства. Во-первых, нетрудно видеть, что вся палеопротерозойская история фрагментов этого пояса включает рифтогенез, распад континента с образованием относительно небольших океанов (не шире, чем 2000 км в Северной Америке, Roscoe, Card, 1993) в период примерно 2.1–2.0 млрд. лет тому назад и

реставрация этого континента в процессе субдукции, аккреции и коллизии в течение 200–300 млн. лет. Последовательность этих событий хорошо известна как цикл Вильсона. Во-вторых, палеомагнитные данные показывают, что к началу рифтогенеза как первой стадии распада континентов и вскоре после их реставрации они находились в пределах одного полушария вблизи друг друга, что наводит на мысль о существовании суперконтинентов ~2.45 млрд. лет и 1.83 млрд. лет тому назад (Piper, 1982; Mertanen, Pesonen, 2000).

Все это говорит в пользу развиваемой многими геологами идеи о том, что известная мегацикличность развития Земли отражает распад и реставрацию суперконтинента в течение одного полного цикла Вильсона длительностью сотни миллионов лет. В отечественной литературе одно из первых обобщений по этой проблеме было сделано В.Е. Хаином и Н.А. Божко (1988) и позднее было развито В.Е. Хаином (1995, 2000). Такие представления подкрепляются теоретическими расчетами о характере мантийной конвекции, ее причинах и последствиях (например, Лобковский, Котелкин, 2000).

Все это позволяет сформулировать 4-е защищаемое положение:

4. Лапландско-Кольский ороген является типичным палеопротерозойским орогеном Северо-Атлантического региона. Развитие орогена отражает распад и реставрацию суперконтинента в течение одного полного цикла Вильсона (мегацикла) длительностью ~700 млн. лет.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ результатов проведенного исследования и литературных данных приводит к выводу, что палеопротерозойские образования ЛКО представлены не только рифтогенными супракрастальными и плутоническими комплексами, как считалось долгие годы, но и принципиально иными комплексами, возникшими в субдукционно-коллизионных обстановках. Изотопные датировки показывают, что рифтогенные комплексы формировались за счет импульсов базит-гипербазитового магматизма в период ~2.5–2.1 млрд. лет тому назад, тогда как субдукционно-коллизионные комплексы образовались ~2.0–1.9 млрд. лет тому назад. Предполагаемый Лапландско-Кольский океан существовал не более 100 млн. лет, и по возрасту ему близки реликты океанической коры в комплексе Йормуа (1.95 млрд. лет) и в серпентинитовом поясе Нуттио (~1.97 млрд. лет) в Финляндии. Тогда же в течение некоторого времени пояс Печенга-Имандра-Варзуга мог представлять собой рифт красноморского типа с океанической корой. Выделение палеопротерозойских комплексов двух типов обуславливает необходимость корректировки представлений о тектонике палеопротерозоя, но не за счет отрицания рифто-

генных моделей, а путем включения в них тектонических построений, объясняющих появление больших объемов островодужных осадков и тесно связанных с ними магматических пород субдукционного и коллизионного типа, а также коллизионный высокобарический гранулитовый метаморфизм шовного типа. Аналогичная история устанавливается для всех раннедокембрийских областей Северо-Атлантического региона, и в целом Лапландско-Кольский подвижный пояс является типичным палеопротерозойским орогеном этого региона. Все эти данные вместе с палеомагнитными реконструкциями свидетельствуют о том, что палеопротерозойская история как ЛКО, так и всего Северо-Атлантического региона отвечает распаду и реставрации суперконтинента в течение одного полного цикла Вильсона длительностью около 700 млн. лет.

## СПИСОК ПУБЛИКАЦИЙ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

### МОНОГРАФИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ

1. Геология и пегматитность беломорид. Авт.: Салье М.Е., Батузов С. С., Душейко С. И., Алексеев В.Б., Котов А.Б., Абрамов А.В., Абрамов М.В., **Балаганский В.В.**, Зингер Т.Ф., Козлова Н.Е., Коренкова В.С., Левицкая Г.Н., Синельникова И.М., Саморукова Л.М. Л.: Наука. 1985. 248 с.
2. **Балаганский В.В.**, Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Структурно-метаморфическая эволюция северо-западного Беломорья. Авт.: Апатиты: Изд. КФ АН СССР. 1986а. 100 с.
3. Эндеогенные режимы метаморфизма раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита). Авт.: Петров В.П., Беляев О.А., Волошина З.М., **Балаганский В.В.**, Глазунков А.Н., Пожиленко В.И. Л.: Наука. 1990. 184 с.
4. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1: 500 000). Авт.: Радченко А.Т., **Балаганский В.В.**, Виноградов А.Н., Голионко Г.Б., Петров В.П., Пожиленко В.И., Радченко М.К. СПб.: Наука. 1992. 112 с.
5. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000. Авт.: Радченко А.Т., **Балаганский В.В.**, Басалаев А.А., Беляев О.А., Пожиленко В.И., Радченко М.К. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 1994. 96 с.
6. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Авт.: Смолькин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А., Балашов Ю.А., **Балаганский В.В.**, Борисов А.Е., Борисова В.В., Волошина З.М., Козлова Н.Е., Кравцов Н.А., Негруца В.З., Мокроусов В.А., Петров В.П., Радченко А.Т., Скуфьин П.К., Федотов Ж.А. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 1995. 256 с.
7. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1:500 000. Гл. ред. Ф.П. Митрофанов. Отв. ред.: А.Т. Радченко и К. Гиллен. Авторы: **Балаганский В.В.**, Басалаев А.А.,

Беляев О.А., Пожиленко В.И., Радченко А.Т., Радченко М.К. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. 1996.

### СТАТЬИ

8. **Балаганский В.В.**, Ефимов М.М., Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Эволюция базит-гипербазитового (друзитового) магматизма северо-западного Беломорья // Магматические комплексы докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд. КФ АН СССР. 1983. С. 54–65.
9. **Балаганский В.В.**, Козлова Н.Е. Структурная эволюция глиноземистых пород северо-западной части беломорского комплекса // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Изд. КФ АН СССР. 1984. С. 4–19.
10. **Балаганский В.В.**, Богданова М.Н. К вопросу об условиях метаморфизма ранних этапов развития беломорид северо-западного Беломорья // Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты: Изд. КФ АН СССР. 1984. С. 58–68.
11. **Балаганский В.В.**, Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Строение и структурная эволюция беломорид северо-западного Беломорья // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты: Изд. КФ АН СССР. 1984. С. 63–72.
12. **Балаганский В.В.**, Богданова М.Н., Ефимов М.М., Козлова Н.Е. Соотношения гранито-гнейсового и амфиболито-кристаллосланцевого комплексов Колвицкой зоны и их возможные аналоги в северо-западном Беломорье // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты: Изд. КФ АН СССР. 1984. С. 72–78.
13. **Балаганский В.В.**, Козлов Н.Е., Козлова Н.Е., Алексеев В.Б. Об эруптивных соотношениях между лабрадоритами и лейкогаббро Колвицкого расчлененного массива // Докл. АН СССР. 1986б. Т.291. № 5. С. 1186–1188.
14. **Балаганский В.В.** Последовательность деформаций в ирингорской свите лопия Северной Карелии // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 1987. С. 59–62.
15. **Балаганский В.В.**, Козлова Н.Е. О природе беломорид и их месте в разрезе докембрия Карело-Кольского региона // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 1987а. С. 18–25.
16. **Балаганский В.В.**, Козлова Н.Е. Дайковый комплекс базитов мыса Кочинный и его место в истории развития Колвицкой зоны // Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского полуострова. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 1987б. С. 55–62.
17. Козлова Н.Е., **Балаганский В.В.** Микроструктурная ориентировка гиперстена и силлиманита в гранулитах Порьей губы (Кольский полуостров) // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: 1989. Наука. С. 187–193.
18. **Балаганский В.В.**, Бибикина Е.В., Богданова С. В., Кирнозова Т.И., Макаров В.А., Сумин Л.В. U-Pb геохронология беломорид района Тупой губы оз. Ковдозеро (северная Карелия) // Изв. АН СССР. 1990. Сер. геол. № 6. С. 40–51.

19. **Balagansky V.V.** Application of symmetry principles to some migmatites formed in situ // *Geologicky zbornik. Geologica Carpathica*, Bratislava: 1990. V. 41. No. 6. P. 595–604.
20. Объяснительная записка к тектонической карте северо-восточной части Балтийского щита м–ба 1:500000. Авт.: Радченко А.Т., **Балаганский В.В.**, Виноградов А.Н., Голионко Г.Б., Загородный В.Г., Мележик В.А., Митрофанов Ф.П., Петров В.П., Пожиленко В.И., Радченко М.К. Апатиты: Изд. КФ АН СССР. 1990. 32 с.
21. **Балаганский В.В.**, Козлова Н.Е. Последовательность образования структурных форм в супракомплексе - толщи I, II, III, IV // *Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова*. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 1991. С. 29–37.
22. **Балаганский В.В.** Особенности кинематического плана этапа D<sub>5</sub> в супракомплексе // Там же. С. 37–40.
23. **Балаганский В.В.**, Козлова Н.Е., Королева Л.Н. Последовательность образования структурных форм в инфракомплексе // Там же. С. 40–44.
24. **Балаганский В.В.** Корреляция геологических событий в инфра- и супракомплексах // Там же. С. 44–45.
25. Митрофанов Ф.П., **Балаганский В.В.**, Балашов Ю.А., Пожиленко В.И., Предовский А.А., Королева Л.Н. Элементы геодинамического режима формирования полигона // Там же. С. 184–187.
26. Козлова Н.Е., **Балаганский В.В.**, Богданова М.Н., Реженева С. А. Структурно-петрологическое изучение ортопироксен-силлиманитовой ассоциации лапландских гранулитов // *Изв. АН СССР*. 1991. Сер. геол. № 4. С. 66–76.
27. Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., **Balagansky V.V.** New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // *Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian Region and Finland*. Apatity: KSC RAS Publ. 1992. P. 13–34.
28. Митрофанов Ф.П., **Балаганский В.В.**, Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгенен Г.И. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // *Докл. АН*. 1993. Т. 331. № 1. С. 95–98.
29. Mitrofanov F.P., **Balagansky V.V.**, Balashov Yu.A., Dokuchaeva V.S., Gannibal L.F., Nerovich L.I., Radchenko M.K., Ryungenen G.I. U-Pb age of gabbro-anorthosite massifs in the Lapland Granulite Belt // *Nor. Geol. Unders. Special Publ.* 7. 1995. P. 179–183.
30. **Балаганский В.В.**, Кудряшов Н.М., Балашов Ю.А., Апанасевич Е.А., Ганнибал Л.Ф., Левкович Н.В. О возрасте друзитового массива Жемчужный, северо-западное Беломорье: U-Pb изотопные данные и геологические следствия // *Геохимия*. 1997. № 2. С. 158–168.
31. **Балаганский В.В.**, Козлова Н.Е. Крупномасштабные высокотемпературные пластические сдвиговые зоны в раннедокембрийских породах Кольского региона и их структурный парагенезис // *Структурные парагенезисы и их ансамбли*. М.: Геос. 1997. С. 11–13.

32. **Балаганский В.В.**, Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // *Геотектоника*. 1998а. № 2. С. 16–28.
33. **Балаганский В.В.**, Тиммерман М.Я., Кислицын Р.В., Дэйли Дж.С., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Шерстенникова О.Г., Рюнгенен Г.И. Изотопный возраст пород Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса), Кольский полуостров // *Вестник Мурманск. гос. техн. университета*. 1998б. Т. 1. № 3. С. 19–32.
34. Кудряшов Н.М., **Балаганский В.В.**, Апанасевич Е.А., Рюнгенен Г.И. U-Pb возраст габброанортозитов массива Жемчужный: следствия для палеопротерозойской истории развития Беломорского подвижного пояса // *Геохимия*. 1999. № 3. С. 324–327.
35. Бриджуотер Д., Скотт Д., **Балаганский В.В.**, Тиммерман М.Я., Маркер М., Бушмин С. А., Алексеев Н.Л., Дэйли Дж.С. Природа раннедокембрийских метаосадков в Лапландско-Кольском поясе по результатам <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb датирования единичных зерен циркона и Sm-Nd изотопным данным по породам в целом // *Докл. АН*. 1999. Т. 366. № 5. С. 664–668.
36. **Балаганский В.В.**, Глазнев В.Н. Прогнозный геолого-геофизический профиль // *Прогнозная модель глубинного строения района заложения геофизического профиля "2" на востоке Кольского полуострова*. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2000. С. 33–39.
37. Кислицын Р.В., **Балаганский В.В.**, Манттари И., Ганнибал Л.Ф., Пожиленко В.И. U-Pb возраст цирконов из габброанортозитов и габброанортозитов полигона Воче-Ламбина, Кольский полуостров // *Вестник Мурманск. гос. техн. университета*. 2000. Т. 3. № 2. С. 307–314.
38. Daly J. S., **Balagansky V.V.**, Timmerman M.J., Whitehouse M.J., de Jong K., Guise P., Bogdanova S., Gorbatshev R. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola orogen, northern Baltic Shield // *Precambrian Res.* 2001. V. 105. Nos. 2-4. P. 289–314.
39. **Balagansky V.V.**, Timmerman M.J., Kozlova N.Ye., Kislitsyn R.V. A 2.44 Ga old mafic dyke swarm in the Kolvitsa Belt, Kola Peninsula, Russia: implications for the early Palaeoproterozoic tectonics in the northern Fennoscandian Shield // *Precambrian Res.* 2001. V. 105. Nos. 2–4. P. 269–287.
40. Bridgewater D., Scott D.J., **Balagansky V.V.**, Timmerman M.J., Marker M., Bushmin S.A., Alexeyev N.L., Daly J.S. Age and provenance of Early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland-Kola Belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data // *Terra Nova*. 2001. V. 13. No. 1. P. 32–37.
41. **Балаганский В.В.** Тектоностратиграфический террейн-анализ как основа для тектонического районирования // *Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова*. Т. 1. Геология, геохронология, геодинамика. Апатиты: Полиграф. 2002. С. 44–56.
42. **Балаганский В.В.**, Глебовицкий В.А. Лапландский гранулитовый пояс и комплементарные структуры // *Ранний докембрий Балтийского щита*. Л.: Наука. 2002 (в печати).