

**Российская академия наук  
Геологический институт**

*На правах рукописи*



Колодяжный Сергей Юрьевич

**СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ  
КАРЕЛЬСКОГО МАССИВА И  
БЕЛОМОРСКО-ЛАПЛАНДСКОГО ПОЯСА  
В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ  
(БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)**

Специальность: 25.00.03 -  
геотектоника и геодинамика

Автореферат  
диссертации на соискание ученой степени  
доктора геолого-минералогических наук

Москва 2004

**Работа выполнена в Геологическом институте РАН, г. Москва.**

**Научный консультант:**

доктор геолого-минералогических наук Леонов Михаил Георгиевич  
(Геологический институт РАН, г. Москва)

**Официальные оппоненты:**

доктор геолого-минералогических наук Минц Михаил Вениаминович  
(Геологический институт РАН, г. Москва)

доктор геолого-минералогических наук Талицкий Василий Георгиевич  
(Геологический факультет МГУ, г. Москва)

доктор геолого-минералогических наук Мазукабзов Анатолий Муталибович  
(Институт Земной коры СО РАН, г. Иркутск)

**Ведущая организация:**

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск

**Защита состоится 11 ноября 2004 г. в 14<sup>30</sup> часов на заседании**  
диссертационного совета Д 002.215.01 по общей и региональной геологии,  
геотектонике и геодинамике при Геологическом институте РАН.  
Адрес: 119017 Москва, Пыжевский пер., 7, ГИН РАН  
Факс: (095) 9510443, (095) 9530760

С диссертацией можно ознакомиться в Отделении геологической  
литературы БЕН РАН по адресу: 119037 Москва, Старомонетный пер., д. 35.  
ИГЕМ РАН.

Автореферат разослан 27 сентября 2004 г.

Ученый секретарь  
диссертационного совета Д 002.215.01  
кандидат геолого-минералогических наук



М.В.Лучицкая

## **ВВЕДЕНИЕ**

***Актуальность темы диссертации.*** Реконструкция условий тектонической эволюции литосферы в раннем докембрии является одной из наиболее сложных задач современной геологии. Появление новых геофизических, радиоизотопных и геохимических данных позволило использовать актуалистический подход для геодинамических построений в архее и палеопротерозое. Вместе с тем, одни и те же первичные материалы интерпретируются с разных позиций: теории тектоники плит, внутриплитных моделей эволюции коры и представлений о механизмах формирования мантийных плюмов. В связи с этим актуальным становится применение методов, дающих дополнительную информацию для решения спорных вопросов. В частности, привлечение данных структурно-кинематического анализа, отражающих характер и направления тектонических перемещений геомасс, существенно дополняет иные геологические материалы и позволяет строить более адекватные геодинамические модели. Актуальность данного исследования состоит в том, что на основе оригинальных материалов автора, полученных с помощью современных методов структурно-вещественного и кинематического анализов, предпринята попытка реконструировать эволюцию южной части Карело-Кольской провинции Балтийского щита в палеопротерозое.

***Цель и задачи исследования.*** Главная цель работы состоит в построении для палеопротерозойского этапа структурно-кинематической модели эволюции двух крупнейших геоструктур Балтийского щита: Карельского массива (КМ) и Беломорско-Лапландского пояса (БЛП). Цели второго порядка: изучение характера сопряженного развития Карельской гранит-зеленокаменной области и Беломорско-Лапландского гранулито-гнейсового пояса, выявление механизмов эксгумации глубинных метаморфических комплексов, а также особенностей эволюции структурно-вещественных парагенезов разных глубинных уровней континентальной коры. Для достижения поставленных целей решались следующие задачи: 1) изучение структурно-вещественных парагенезов и структур – кинематических индикаторов в пределах различных тектонических зон; 2) детальное картирование ключевых участков; 3) анализ характера тектонического размещения магматических и вулканогенно-осадочных комплексов; 4) выявление особенностей метаморфических преобразований; 5) анализ геофизических, литостратиграфических, геохимических и радиоизотопных данных.

***Фактический материал и методы исследований.*** В основу работы положен фактический материал, собранный автором в процессе работ на Балтийском щите за период с 1993 по 2003 год. Работы проводились в рамках исследований лабораторий Тектоники консолидированной коры ГИН РАН (рук. М.Г.Леонов), а также по тематике проектов, поддержанных РФФИ (гранты: 93-05-9125, 96-05-64412; 99-05-65366; 01-05-64281; научная школа: 96-04243, 00-15-98531) и 6-м конкурсом-экспертизой проектов молодых исследователей (грант № 303). Фактический материал получен в 1500 точках наблюдений, в пределах которых проводились структурно-кинематические исследования. Составлялись также петроструктурные разрезы с отбором и изучением прозрачных шлифов (350 шт.). В лаборатории Радиоизотопных исследований ГИН РАН (рук. В.И.Виноградов) были изучены 20 проб и получены K-Ag и Rb-Sr изотопные возрасты вторичных преобразований в тектонитах ряда сдвиговых зон. Для 10 ключевых участков Карело-Кольского региона составлены оригинальные геолого-структурные карты в масштабе 1:25000, 1:50000 и 1:200000. При составлении карт использовались методы дешифрирования аэро-космоснимков и способы "послойной" компьютерной систематизации геолого-съемочной информации на базе

программы CorelDraw11. Все картографические материалы дополнены детальными схемами и зарисовками обнажений, разрезами и стереографическими проекциями статистической обработки структурных данных. Описание глубинного строения территории основано на использовании сейсмопрофилей (МОВ ОГТ) 1-ЕВ и 4В. Составлены обобщающие структурно-кинематические схемы КМ и юго-восточной части БЛП.

**Личный вклад автора.** В работе отражены авторские результаты структурно-кинематических исследований для обширных территорий КМ и БЛП. Обобщающие геодинамические модели данной области построены с использованием данных других исследователей (В.В.Балаганский, Е.В.Бибикова, О.И.Володичев, В.А.Глебовицкий, К.О.Кратц, В.С.Куликов, С.Б.Лобач-Жученко, М.Г.Леонов, Ю.В.Миллер, М.В.Минц, Ю.А.Морозов, В.З.Негруца, А.И.Слабунов, А.П.Светов, В.А.Соколов, В.С.Степанов, Ю.Й.Сыстра, Е.Н.Терехов, В.В.Травин, Е.В.Шарков и мн. др.), но практически вся кинематическая информация в этих реконструкциях является оригинальной. Существенный вклад автора состоит также в детальной характеристике структурно-вещественных парагенезов Карело-Кольского региона и в выявлении структурных ансамблей зон сдвиговых дислокаций и покровно-надвиговых систем.

**Научная новизна.** Разработана оригинальная геодинамическая модель эволюции КМ и БЛП в палеопротерозое, основанная на совокупном рассмотрении структурно-кинематических, геолого-геофизических и радиоизотопных данных. Модель позволяет судить о характере перемещений геомасс в пределах данной территории и отражает многообразие форм тектогенеза, свойственных активизированным внутриплитным областям древних платформ. Подробная характеристика структурно-вещественных парагенезов, связанных с различными тектоническими обстановками внутриплитных областей, выявление динамических особенностей и геологических следствий взаимодействия различных уровней земной коры составляют существенный вклад в теорию внутриплитной тектоники. Важными результатами являются обоснование ротационно-сдвигового и вихревого характера перемещений в пределах КМ, а также выявление субгоризонтальной прорезии в юго-восточной части БЛП.

**Публикации и апробация результатов работы.** Результаты исследований автора в пределах Карело-Кольского региона отражены в 36 публикациях (3 коллективных монографии, 27 статей в рецензируемых журналах и сборниках). Помимо этого, более 15 работ посвящено методическим аспектам и апробации методик структурно-вещественного и кинематического анализов. Материалы работы докладывались на тектонических коллоквиумах ГИН РАН (1995, 1998, 2004), а также на Всероссийских и Международных совещаниях: "XXXII, XXXIII, XXXV, XXXVI Тектонические совещания" (Москва, 1999, 2000, 2002, 2003); "Тектоника и метаморфизм" (Москва, 1994); "Тектоника фундамента" (Потсдам, Германия, 1994); "Корреляция геологических комплексов Фенноскандии" (Санкт-Петербург, 1996); "Протерозойская эволюция Северной Атлантики" (Лабрадор, США, 1996); "Структурные парагенезы и их ансамбли" (Москва, 1997); "Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур северной Евразии" (Москва - Санкт-Петербург, 1999); "Ранний докембрий: генезис и эволюция континентальной коры" (Москва, 1999); "Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков" (Москва, 2002); "Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон" (Петрозаводск, 2002).

**Практическое значение.** Геолого-структурные карты, составленные автором,

и сведения о структурно-вещественных и кинематических парагенезах могут быть использованы при крупно- и мелкомасштабном геологическом картировании, а также при поисках полезных ископаемых. Выявленные в пределах КМ зоны сдвиговых дислокаций (их компрессионно-декомпрессионные сегменты) могут рассматриваться как перспективные участки для концентрации руд метасоматического и магматического генезиса. Предложенная структурно-кинематическая модель эволюции Карело-Кольского региона, отражающая высокую подвижность геомасс, может быть осмысlena с позиций динамически обусловленных перемещений рудонесущих флюидных потоков.

***Объем и структура работы.*** Работа имеет объем 305 страниц текста (Введение, 5 глав, Заключение), 148 рисунков, 3 таблицы. Список литературы включает 488 источников. В 1-ой главе рассмотрена методика структурно-кинематического анализа метаморфических комплексов. Во 2-ой главе приведены сведения о тектоническом районировании Балтийского щита и некоторые современные представления о геодинамике Карело-Кольского региона. В главах 3 и 4, составляющих 70% объема работы, содержится фактический материал по геологическому строению БЛП и КМ, рассмотрены структурно-вещественные и кинематические парагенезы различных тектонических зон, для которых предложены частные геодинамические модели. В главе 5 имеющиеся данные обобщены в виде единой системы и итоговой модели эволюции КМ и БЛП. В "Заключении" сформулированы основные выводы и обсуждаются ключевые положения работы.

***Основные защищаемые положения.*** На основании структурно-кинематических исследований предложена модель сопряженного развития Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое. Она представлена в виде серии палеотектонических схем, а ее ключевые моменты отражены в следующих защищаемых положениях.

1. Палеопротерозойские структурные парагенезы верхнекорового слоя Карельского массива формировались в связи с процессами эволюции зон сдвиговых дислокаций на фоне следующих палеотектонических обстановок. (1)Рассеянный рифтогенез (селецкий цикл ~ 2,5 - 2,0 млрд. лет): формирование транстенсионных сдвигов, контролировавших накопление вулканогенно-осадочных комплексов в структурах типа пулл-апарт, в областях веерообразной виргации сдвиговых зон и развития листрических сбросо-сдвигов. (2) Внутриплитная коллизия (свекофенский цикл ~ 1,95–1,7 млрд. лет): становление зон транспрессионных сдвигов, в пределах которых палеопротерозойские бассейны испытали неравномерные деформации и приобрели морфологию пальмовых структур.

2. Структурно-кинематические данные показывают, что зоны сдвиговых дислокаций Карельского массива образуют вихревую мегаструктуру, формирование которой было связано с дифференцированным вращением разноранговых доменов по часовой стрелке. Ротационные эффекты проявились с наибольшей интенсивностью в процессе свекофенских коллизионных событий. Они обусловили развитие левосдвиговых перемещений в краевых частях массива, а также способствовали сегментации сдвиговых зон на комплементарные области продольного выжимания и нагнетания в результате ротационно-инденторного воздействия доменов, испытавших вращение.

3. Палеопротерозойские структурные парагенезы Беломорско-Лапландского пояса отражают процессы тектонической эксгумации нижних и средних уровней земной коры в связи со следующими палеотектоническими обстановками.

(1) Общее растяжение и объемное течение глубинных слоев коры (селецкий цикл): формирование зон субгоризонтального течения и тектонической деламинации, складок продольного течения и систем пологих сбросов. Эти явления в соответствии с моделью простого сдвига способствовали формированию в верхней коре листрических сдвигово-сбросов и рифтогенных впадин.  
(2) Внутриплитная коллизия (свекофенский цикл): развитие Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии в результате транспрессионного выдавливания в верхние уровни коры глубинных метаморфических комплексов.

4. Карельский массив и Беломорско-Лапландский пояс составляли в палеопротерозое единую геодинамическую систему – внутриплитную область с тектонически расслоенной корой континентального типа. Важными элементами ее кинематической эволюции являлись процессы неоднородного горизонтального течения на уровне нижней – средней коры, которые контролировали объемные сдвиговые дислокации верхнекорового слоя, сохранившегося в пределах Карельского массива. Многообразие форм тектогенеза этой системы отражает суммарное действие внешних и внутренних факторов ее развития: воздействие мантийных плюмов и коллизионных процессов, появление локальных сил, связанных с перераспределением напряжений и дискретным характером деформаций в реологически неоднородной раннедокембрийской коре.

**Благодарности.** Неоценимую теоретическую и моральную поддержку, без которой данная работа была бы просто невозможна, оказал М.Г.Леонов, который творчески способствовал этим исследованиям на протяжении 1993 – 2004 гг. Автор благодарит за помощь в исследованиях своих коллег и соратников по полевым работам: Д.С.Зыкова, В.И.Виноградова, М.Л.Сомина, В.В.Травина, А.И.Ивлиева, А.В.Полещук, С.Ю.Орлова, Э.Н.Лишневского, Р.М.Юркову, И.И.Бабарину. Глубокую признательность за консультации автор выражает сотрудникам ОИФЗ РАН – М.Л.Сомину, Ю.А.Морозову, В.В.Эзу; ИГГД РАН – Ю.В.Миллеру, С.Б.Лобач-Жученко, ГИН РАН – А.В.Лукьянову, М.Л.Коппу, Ю.Г.Леонову, М.В.Минцу, В.С.Федоровскому, Н.П.Чамову, А.И.Ивлиеву, Е.Н.Терехову, С.Д.Соколову, А.В.Романько, М.И.Буякайте; МГУ – Н.А.Божко, В.Г.Талицкому; Геологической службы Австралии – Р.Рутланду. Автор благодарит сотрудников ГИ КарНЦ РАН за первые вводные экскурсии по Карелии и последующие консультации: Ю.Й.Сыстру, А.И.Светову, С.А.Светова, А.Д.Лукашева, В.С.Куликова, В.В.Травина, О.И.Володичева, Л.В.Кулишевич.

## Глава 1. Методика структурно-кинематического анализа

В основе структурно-кинематического метода исследований лежат основные положения теории деформации твердых тел (Гзовский, 1975; Лукьянов, 1980, 1991; Riedal, 1929 и др.), сведения о структурах – кинематических индикаторах (Ramsay et al., 1970, 1983, 1987; Hanmer et al., 1991; Ramberg, 1975; Cobbold et al., 1980, 1987; Passcher, 1987; Shimamoto, 1989 и др.), экспериментальные и эмпирические исследования в области учения о структурных парагенезах и рисунках (Лукьянов, 1965, 1980, 1991; Паталаха, 1985; Бондаренко, 1991; Буртман и др., 1963; Казаков, 1976; Копп, 1997; Леонов, 1988, 1993; Милеев, 1978; Морозов и др., 1997; Расцветаев, 1987; Талицкий, 1994, 1998, 1999, 2002; Тевелев, 2002 и др.). В работе в систематизированном виде рассматриваются базовые понятия структурно-кинематического анализа, а также ряд структур – кинематических индикаторов, использованных автором в процессе исследований (рис. 1).

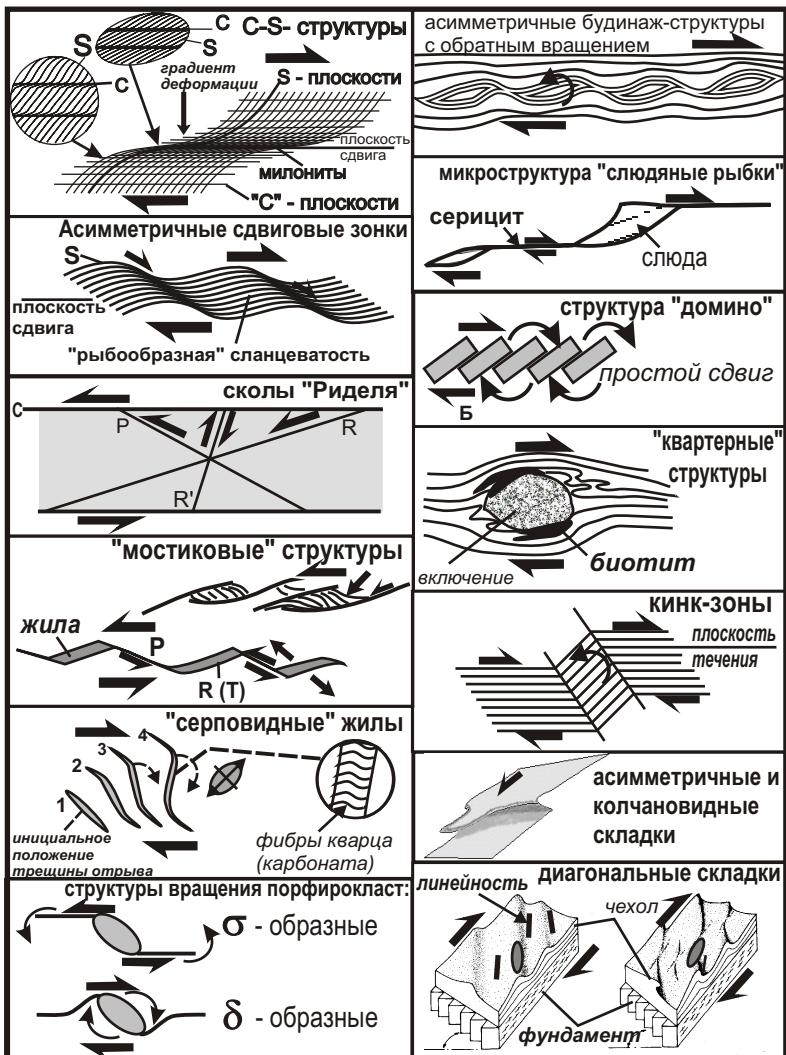


Рис. 1. Некоторые примеры структур - кинематических индикаторов.

При изучении структурно-кинематических парагенезов большое значение имеет их связь с синкинематическими вещественными преобразованиями, датированными радиоизотопными методами. При наличии такой связи правомерно говорить о едином *структурно-вещественном парагенезе*, имеющем обоснованные пространственно-временные характеристики. Порода, обладающая определенным структурно-вещественным парагенезом деформационного происхождения, рассматривается в этой работе как *тектонит*. Изучение структур тектонитов в конкретных точках позволяет выявлять направления тектонических перемещений, выносить их на карты и составлять структурно-кинематические схемы, служащие основой для геодинамических реконструкций.

## **Глава 2. Тектоническое районирование раннедокембрийской коры восточной части Балтийского щита**

В строении центральной и восточной части Балтийского щита принято выделять две провинции: Карело-Кольскую и Свекофеннскую.

**Карело-Кольская провинция** состоит из ряда тектонических элементов, крупнейшими из которых являются Карельский гранит-зеленокаменный и Кольский гранулито-гнейсовый массивы, а также разделяющий их Беломорско-Лапландский гранулито-гнейсовый пояс. Данная область была кратонизирована в конце архея (2,7 – 2,6 млрд. лет) в результате коллизионных событий, обусловивших формирование первого в истории Земли суперконтинента Пангеи-0 (Минц и др., 1996; Рундквист и др., 1999). Сформировавшаяся при этом континентальная кора явилась фундаментом для палеопротерозойских комплексов (*карелиды*), которые с несогласием и глубоким размывом в основании перекрыли кристаллический цоколь. Карельский и Кольский массивы состоят из ряда доменов и поясов, имевших самостоятельное тектоническое значение преимущественно в архее; в палеопротерозое, согласно данным палеомагнитных исследований, они не были существенно разобщены (Арестова и др., 1997; Mertanen et al., 1999).

**Свекофennская провинция** в настоящее время рассматривается в качестве палеоокеанической структуры, испытавшей кратонизацию в результате аккреционно-коллизионных процессов в конце палеопротерозоя. В ее строении участвуют ювенильные вулканогенно-осадочные комплексы, формировавшиеся в условиях островных дуг и задувовых бассейнов в интервале времени 2,2 – 1,75 млрд. лет при максимальной вулканической активности в период 1,9 – 1,87 млрд. лет (Gaal et al., 1987; Gorbatschev et al., 1993; Nironen et al., 1997). В процессе свекофеннской орогении (1,9 – 1,7 млрд. лет) островодужные комплексы были аккрециированы и надвинуты на окраину Карело-Кольского протократона.

## **Глава 3. Тектоника Беломорско-Лапландского пояса (БЛП)**

### ***3.1. Основные черты геологического строения***

БЛП представляет собой одну из важнейших структурных зон Балтийского щита, по поводу строения которой существует немало различных мнений (Балаганский, 2002; Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Миллер и др., 1995, 2002; Минц и др., 1996; Терехов, 2003). Он расположен между Кольским и Карельским кратонами и имеет северо-западное простиранье. По характеру структурно-вещественных преобразований БЛП сильно отличается от смежных тектонических областей и представляет собой классический пример гранулито-гнейсового пояса, тектонически активного на протяжении длительного времени. В его составе обособлены две тектонические единицы: *Беломорский амфиболито-гнейсовый* и *Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс*.

**Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс (ЛКП)** состоит из двух сегментов: Лапландского и Колвицко-Умбинского. Согласно геолого-геофизическим данным он имеет покровно-надвиговое строение; для его северо-западной части – Лапландского покрова – устанавливается перемещение в ЮЮЗ направлении не менее, чем на 100 км. Время формирования покровов оценивается по возрасту синкинематического метаморфизма (1,95 – 1,91 млрд. лет) (Кислицин, 2001; Минц и др., 1996; Прияткина и др., 1979; Glebovitsky et al., 2001). В строении пояса принимают участие основные и кислые гранулиты, эндербиты, тоналиты и чарнокиты. Данные изотопного датирования Sm-Nd модельным и U-Pb изохронным методами показали, что в составе ЛКП

преобладают палеопротерозойские породы, субстрат которых формировался в интервале времени 2,28 - 1,95 млрд. лет (Бибикова и др., 1993; Balagansky et al., 2001; Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001). Модельные Sm-Nd возрасты и положительные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  гранулитов показывают, что они содержат доминирующий ювенильный компонент. Этот факт, а также геохимические особенности гранулитов позволяют предполагать, что их протолит образовался в процессе субдукции, обусловившей формирование островодужных вулканических и плутонических серий, а также продуктов их перемыва и отложения в междугловых бассейнах (Козлов и др., 1990; Barbey et al., 1984, 1990; Bernard-Griffiths et al., 1984; Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001).

В поднадвиговой зоне гранулитовых альлохтонов залегают крупные пластины метагаббро-анортозитов и подстилающие их комплексы пород Танаэль-Кандалакшской зоны (рис. 2). Изотопные данные свидетельствуют о длительной эволюции пород поднадвиговой области: от 2,5 млрд. лет до 1,9 – 1,85 млрд. лет (Митрофанов и др., 1993; Bernard-Griffiths et al., 1984). Структурно ниже залегают неоархейские гнейсы и амфиболиты беломорской серии.

Термобарометрические исследования различных членов "разреза" гранулитов позволили выявить "однородность теплового поля" данной области метаморфизма, чем она резко отличается от зональных метаморфических комплексов в обрамлении БЛП (Минц и др., 1996). При изучении метаморфических процессов в гранулитах были выявлены регressiveные реакционные структуры, отражающие следующие обстановки: 1) декомпрессионное охлаждение ( $\text{Гр} + \text{Кв} \rightarrow \text{Крд} + \text{ОПр}$ ), 2) субизобарическое охлаждение ( $\text{Корд} \rightarrow \text{Гр} + \text{Сил} + \text{Кв}$ ) и 3) реакции гидратации -diafтореза (Glebovitsky et al., 2001; Perchuk et al., 2000). Реакции субизобарического охлаждения характерны только для краевых частей гранулитовых покровов. В поднадвиговой области гранулитов в пределах Танаэль-Кандалакшской зоны отмечается опрокинутая метаморфическая зональность и реконструируются Р-Т-т-траектории, образующие узкие петли, организованные по часовой стрелке. Это позволило предположить, что породы Танаэль-Кандалакшской зоны были пододвинуты под гранулиты, которые, вступив в контакт с "холодными" геомассами, подверглись изобарическому охлаждению. Эти события проходили при 600 – 700°C на глубинах порядка 20 км (Perchuk et al., 2000).

**Беломорский пояс (БП)** сложен преимущественно неоархейскими супра- и инфракомплексами, имеющими черты сходства с гранит-зеленокаменными ассоциациями КМ (Володичев, 1990; Зеленокаменные..., 1988). Удачным решением вопросов геологии беломорий являются разработки сотрудников ИГГД РАН (Глебовицкий и др., 1996; Миллер и др., 1995, 2002), согласно которым БП состоит из серии сложно смятых тектонических пластин (рис. 2). Среди них выделены следующие покровы (комплексы): 1) *Ковдозерский* - биотитовые тоналитогнейсы, гнейсограниты, вулканиты Тикшозерского зеленокаменного пояса, составляющие краевую часть КМ; 2) *Чупинский* - глиноземистые гнейсы различного минерально-структурного типа; 3) *Хетоламбинский* – амфиболовые тоналитогнейсы, крупные скиалиты ортоамфиболитов, реликтовые "мафическими зоны" (метабазиты и ультрабазиты); 4) *Керетский покров* – биотитовые тоналитогнейсы; 6) *Ориярвинский покров* - биотит-амфиболовые тоналитогнейсы; 5) *Риколатвинский покров* - биотитовые и амфиболовые тоналитогнейсами с пластовыми телами ортоамфиболитов.

На основании структурных, литолого-геохимических и изотопных исследований была предложена субдукционно-коллизионная модель эволюции

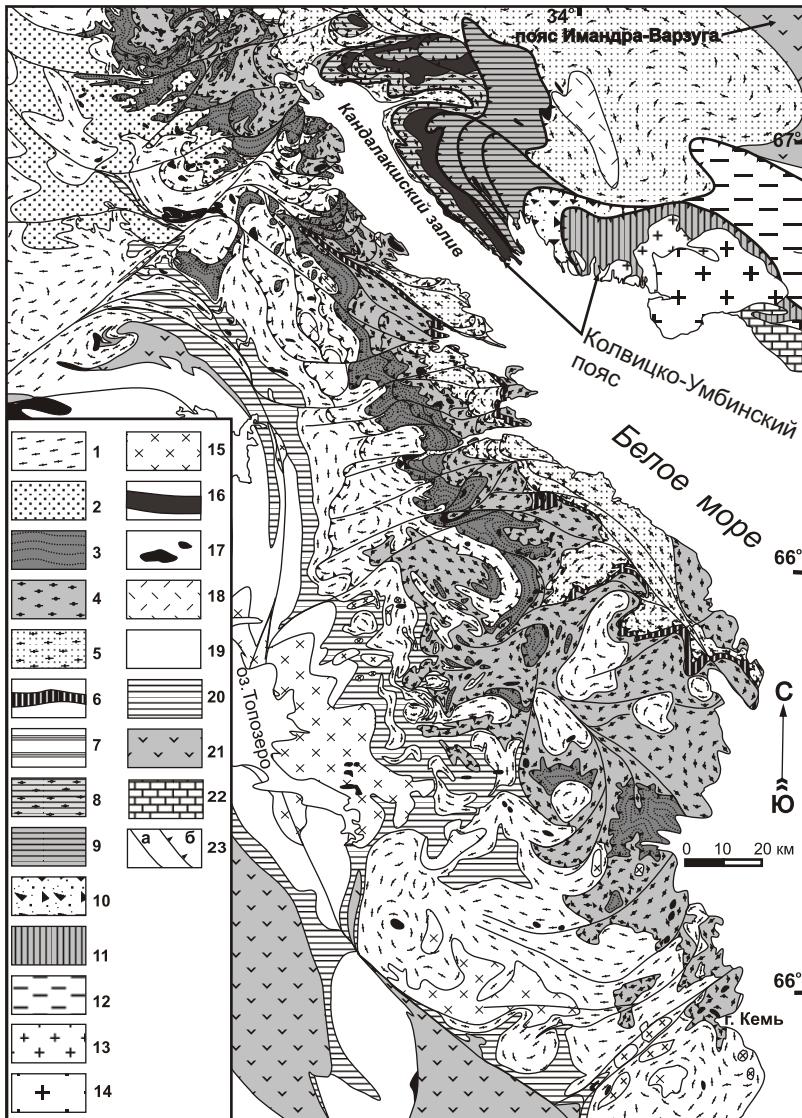


Рис. 2. Схема геологического строения юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса.

Составлено с использованием данных (Балаганский и др., 1986; Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Миллер и др., 1995, 2002; Пожиленко и др., 2002; Слабунов, 1993; Терехов, 2003; Фондовые и авторские материалы).

1 – 7 – неоархейские образования Беломорского пояса: 1 – Ковдозерский покров; 2 – Ориярвинский покров, 3 – Чупинский покров, 4 – Хетоламбинский покров, 5 – Керетский покров, 6 - "мафические зоны", 7 – Риколатвинский покров, 8 – 14 – палеопротерозойские образования Колвицко-Умбинского пояса: 8 – Танаэльв-Кандалакшская зона, 9 – порьбугский комплекс, 10 – зона меланжа, 11 – умбинский комплекс, 12 – терский комплекс, 13 – эндербит-чарнокиты, 14 – порфировидные граниты; 15 – 18 – интрузивные образования: 15 – эндербит-чарнокиты (неоархей – 2,4 млрд. лет), 16 – габбро-анортозиты (2,45 - 2,46 млрд. лет), 17 – массивы мафит-ультрамафитов (в том числе друзиты: 2,45 - 2,35 млрд. лет), 18 – субщелочные граниты (2,3 – 1,9 млрд. лет?); 19 – 20 – неоархейские образования фундамента Карельского массива: 19 – гранитогнейсы, 20–зелено-каменные комплексы; 21 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные образования; 22 – рифейский осадочный чехол; 23 – разрывы: крутопадающие (а) и пологие (б).

беломорид в неоархее (Миллер и др., 2002). На субдукционной стадии развивались процессы поддвига океанической плиты (Хетоламбинский покров) и перекрывающих ее осадков (чулинские гнейсы) под аккреционно-островодужную окраину Карельской гранит-зеленокаменной области (Ковдозерский покров). Время проявления субдукции принимается в соответствии с возрастом островодужных комплексов Тикшозерского зеленокаменного пояса и раннего метаморфизма (2880 – 2820 млн. лет) (Бибикова и др., 1999, 2003; Щипанский и др., 2001). Последующая коллизия обусловила опрокидывание ранних систем покровов и их обдутию на краевую часть Карельской аккреционной области, что сопровождалось высокобарическим метаморфизмом и формированием поздних тоналитов (2740 – 2690 млн. лет) (Глебовицкий и др., 1996, 2000; Лобач-Жученко и др., 1993; Миллер, 2002; Володичев, 2002). Коллизия завершилась развитием разноориентированных складок и мигматит-гранитных куполов. В результате к концу архея оформился коллизионный ороген, сочленявший Карельский и Кольский кратоны.

**Раннепалеопротерозойские магматические образования** в пределах восточной части Балтийского щита составляют единую колонну (сверху вниз): сумийские вулканиты – расслоенные интрузии мафит-ультрамафитов – комплекс друзитов – габбро-анортозиты. Из этой вертикальной последовательности Беломорско-Лапландскому поясу соответствует комплекс друзитов (перцолит-габбронориты, диориты, гранатовые габбро, габбро-анортозиты), с которым генетически связаны чарнокитоидные граниты. Данные образования слагают мелкие интрузивные тела с возрастом 2,45 – 2,35 млрд. лет (Володичев, 1990; Слабунов и др., 2001; Степанов, 1981; Терехов, 2003; Bogdanova, 1996). Характерная черта этих пород – наличие коронарных (друзитовых) структур, формирование которых отражает глубинную кристаллизацию расплавов (при  $P = 6 – 12$  кбар) и последующие процессы высокобарического метаморфизма (Володичев, 1990; Слабунов и др., 2001; Степанов, 1981; Bogdanova, 1996; Lobach-Zhuchenko et al., 1998). Среди друзитов наиболее распространен комплекс перцолит-габброноритов. По особенностям геохимического состава данные образования сходны с одновозрастными вулканитами рифтовых трогов и расслоенными интрузиями краевых частей Карельского и Кольского массивов (Слабунов и др., 2001; Степанов, 1981; Шарков и др., 1997). По высокому содержанию  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$  данные породы сопоставимы с бонинитами, но существенно отличаются от них отношениями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}$  и более низким содержанием  $\text{TiO}_2$ . Изотопный состав кислорода друзитов указывает на их кристаллизацию из "сухой" магмы, что вместе с обогащением данных образований ЛРЗЭ и высоким содержанием Ni противоречит бонинитовой модели их формирования. В целом состав мафит-ультрамафитовых пород комплекса друзитов наилучшим образом объясняется моделью ассилиационно-фракционной кристаллизации (Lobach-Zhuchenko et al., 1998). Среди образований комплекса друзитов встречаются габбро-анортозиты, участвующие в строении расслоенных массивов и образующие отдельные пластинообразные тела. Согласно данным (Терехов и др., 2002), эти породы являются индикатором процессов растяжения и развития пологих сбросов.

В целом совокупность раннепалеопротерозойских магматических пород БЛП составляет бимодальную серию мафит-ультрамафитовых и гранитоидных образований, характеризующих особенности проявления континентального рифтогенеза в нижних уровнях коры. Данный магматизм был связан с процессами

формирования мантийного диапира, осевая часть которого проецировалась на Беломорскую провинцию (Рыбаков и др., 2000; Слабунов и др., 2001; Терехов, 2003; Шарков и др., 2000; Lobach-Zhuchenko et al., 1998).

**Особенности метаморфических преобразований** в пределах БЛП наряду со структурными данными характеризуют важный информативный элемент геодинамики этой области – **тектонометаморфический цикл**. Основываясь на ряде публикаций (Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Миллер и др., 2002; Пожиленко и др., 2002) в работе предлагается следующая последовательность тектонометаморфических циклов: 1) ребольский цикл, представленный субдукционной (2,88–2,82 млрд. лет) и коллизионной (2,74 – 2,53 млрд. лет) стадиями, 2) селецкий цикл, связанный с рифтогенезом (2,45 – 2,35 млрд. лет), 3) свекофенний коллизионный цикл (1,94 – 1,75 млрд. лет).

**Ребольский цикл** предопределил главные особенности метаморфических комплексов беломорид и становление метаморфической зональности, отражающей нарастание степени метаморфизма от окраины КМ к северо-востоку (Глебовицкий и др., 1996).

**Селецкий рифтогенный цикл** охарактеризован син- и постмагматическими минеральными реакциями в породах комплекса друзитов (2,45 – 2,35 млрд. лет). Ранние метаморфические процессы обусловили развитие на границах оливина и плагиоклаза кайм орто- и клинопироксена (результат субсолидусной реакции:  $\text{Ол} + \text{Пл} = \text{ОПр} + \text{КПр} \pm \text{Шп}$  при  $P > 8$  кбар,  $T = 700 – 800^\circ\text{C}$ ). Позднее проявились гранатсодержащие и амфиболовые каймы (Слабунов и др., 2001; Степанов, 1981). В друзитах отмечены минеральные парагенезисы, формировавшиеся при  $P = 7 – 9$ ;  $11 – 12$  кбар,  $T = 570 – 620^\circ\text{C}$ ;  $700 – 710^\circ\text{C}$  (Володичев, 2002; Bogdanova, 1996).

**Свекофенний коллизионный цикл** обусловил формирование зональности, в пределах которой степень и интенсивность метаморфических преобразований в целом нарастает в северо-восточном направлении к осевой части БЛП (Глебовицкий, 1996). В пределах большей части Беломорского пояса свекофенний метаморфизм проявился неравномерно вдоль зон пластических деформаций в условиях кианит-мусковитовой субфации фации альмандиновых амфиболитов ( $T = 590 – 630^\circ\text{C}$ ,  $620 – 720^\circ\text{C}$ ;  $P = 5,8 – 7,5$  кбар) (Глебовицкий и др., 1996; Ручьев, 1998, 2001; Седова и др., 1996). Области относительно равномерно проявленного метаморфизма пространственно сближены с аллохтонными гранулитами ЛКП. Они отделены от них узкими зонами высокоградиентного метаморфизма, рассмотренными выше на примере Таңаэлв-Кандалакшского пояса. Свекофенние метаморфические преобразования имели регressiveную направленность и проходили на фоне снижения температуры и давлений до  $4,5 – 3,6$  кбар (Володичев, 1990; Пожиленко, 2002). В пределах БЛП отмечается последовательный ряд зон метаморфизма с различными U-Pb возрастами титанита: 1) область однородного метаморфизма, охватывающая гранулитовые аллохтоны и беломорские комплексы поднадвиговой зоны, - 1940 – 1870 млн. лет; 2) область дискретного метаморфизма, занимающая центральную часть БП, - 1870 – 1815 млн. лет; 3) область зонального метаморфизма, развитая вдоль границы КМ и БП, - 1780 – 1750 млн. лет (Bibikova et al., 2001). Это закономерное омоложение зон метаморфизма можно было бы объяснить последовательным перемещением "горячих" гранулитовых аллохтонов с северо-востока на юго-запад. Однако возможен и другой вариант. U-Pb возраст титанита характеризует время закрытия его изотопной системы при остывании пород ниже  $600^\circ\text{C}$ .

U-Pb возраст метаморфогенного циркона чаще показывает более древние цифры, а датировки относительно "низкотемпературного" рутила ( $450^{\circ}\text{C}$ ) оказываются наиболее молодыми (Bibikova et al., 2001). Другими словами, датированные минералы отражают регрессивную последовательность метаморфических процессов. Следовательно, эти возрастные интервалы характеризуют не прогressive, а регрессивные стадии метаморфизма и должны рассматриваться в связи с экзгумацией и перемещением глубинных пород в более низкотемпературные уровни коры.

***Геофизические данные.*** Материалы по субмеридиональному профилю 1-ЕВ (МОВ ОГТ) характеризуют продольное сечение БП. Анализ данного профиля позволил выделить три слоя (сверху вниз): А – слой с сильно дифференцированным волновым полем и интенсивными отражениями (мощность 6 – 14 км); Б – слой слабых отражений (мощность 11 – 22 км); В – слой отражений средней интенсивности, рассматриваемый как коромантийная смесь (кровля слоя расположена на глубинах 25 – 27 км) (Андреев и др., 1999). Структурный разрез МДС по профилю 1-ЕВ отражает полого расслоенный рисунок волнового поля (рис. 3). На фоне расслоенных доменов обособлены сейсмически "прозрачные" объемы, которые, по-видимому, соответствуют ядрам мигматит-гранитных куполов, связанных с коллизионной стадией ребольского цикла. Геолого-структурные данные указывают на тектоническое происхождение пологих отражений и позволяют сопоставлять их с покровно-надвиговыми структурами неоархея. Нарушения, секущие системы тонких отражений и "прозрачные купола", вероятно, имеют палеопротерозойский возраст. Для иллюстрации пространственной позиции палеопротерозойского ансамбля структур приводится блок-диаграмма, составленная на основе интерпретаций профиля 1-ЕВ и геологического картирования (рис. 3). Она отражает структурно неоднородное (сегментированное) строение БП, а также отсутствие единой моновергентной системы свекофенинских покровов. Вместо последних наблюдается сочетание различно ориентированных чешуйчатых надвигов и относительно линейных систем нарушений. При этом весь ансамбль структур обнаруживает некоторую закономерность размещения по отношению к аллохтонным пластинам Колвицко-Умбинских гранулитов. Вдоль профиля 1-ЕВ были проведены структурно-кинематические исследования, позволившие отметить закономерную связь свекофенинских структур с рисунком волновых полей глубинных частей разреза (рис. 3).

### ***3.2. Палеопротерозойские структурно-кинематические парагенезы***

В процессе структурно-кинематических исследований в области БЛП основное внимание уделялось изучению палеопротерозойских тектонитов и связанных с ними структурных парагенезов.

***Структурные парагенезы ребольского цикла*** представлены покровно-складчатыми ансамблями общего северо-западного простирания: зонами надвигообразования, лежачими и покровными складками, тектонометаморфической расслоенностью, наложенными складками с крутопадающими осевыми плоскостями (Глебовицкий и др., 1996; Миллер, 2002; Миллер и др., 1995, 2002). Данные структуры сопоставляются с субдукционной и коллизионной стадиями ребольского цикла. На завершающем этапе коллизии проявились купольные структуры, разноориентированные складки и разрывы.

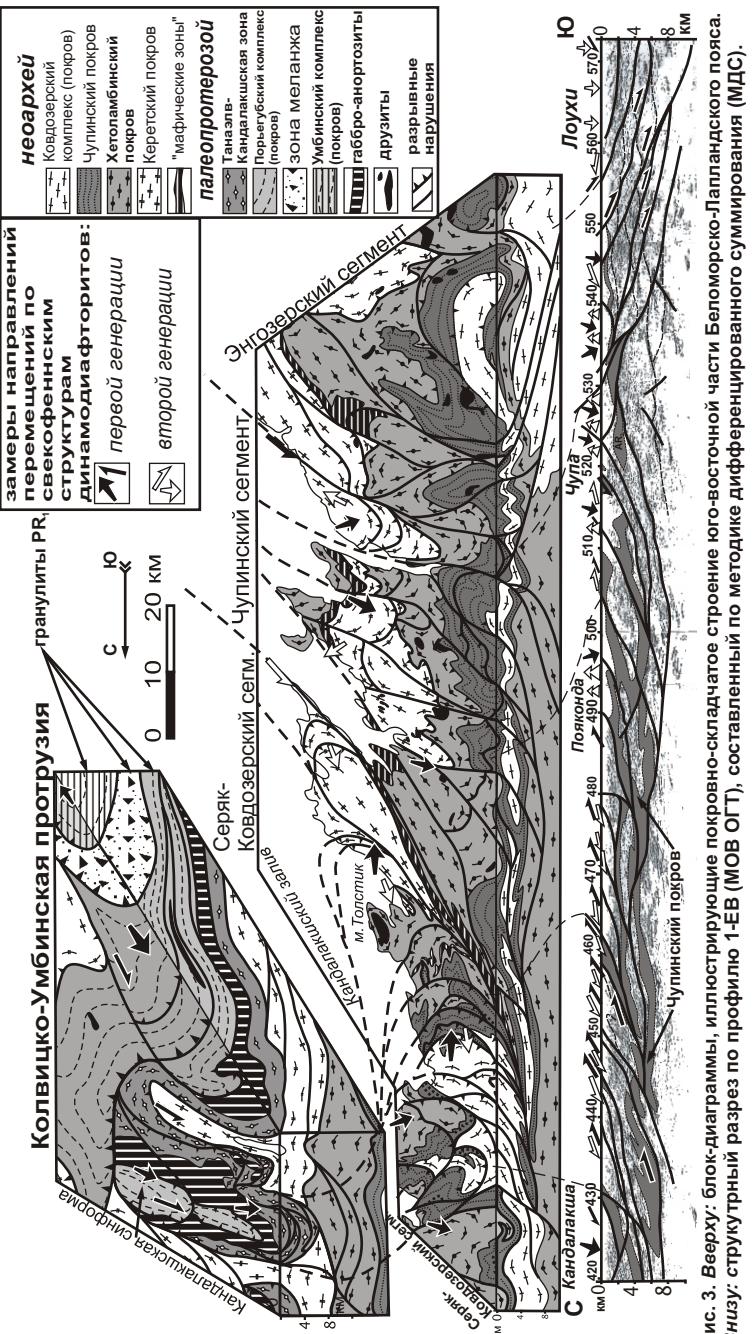


Рис. 3. Вверху: блок-диаграммы, иллюстрирующие покровно-складчатое строение юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса. Внизу: структурный разрез по профилю 1-ЕВ (МОВ ОГТ), составленный по методике дифференцированного суммирования (МДС).

Структурно-кинематические парагенезы селецкого цикла распознаются на основании анализа их соотношений с синкинематическими интрузиями друзитов и гранитоидов (2,45 – 2,35 млрд. лет). Ранее по этому признаку были выявлены системы складок селецкого возраста (Миллер, Львов и др., 1995). Характер размещения гранитоидных и друзитовых массивов показывает, что они образуют цепочки и составляют линейные и извилистые зоны, которые маркируют осевые плоскости селецких складок и связанные с ними разрывы. В большинстве случаев зоны селецких складчато-разрывных дислокаций имеют субмеридиональную ориентировку, но по мере приближения к гранулитовым покровам ЛКП данные зоны испытывают постепенное переориентирование, приобретая северо-западное простирание. Это происходит на фоне увеличения интенсивности свекофенниеских тектонометаморфических преобразований. В пределах зон складчато-разрывных дислокаций массивы друзитов нередко размещаются в структурах замкового отслаивания. Наложенные складчато-надвиговые дислокации часто приводят к фрагментированию этих структур, в результате чего обособляются разрозненные массивы, образующие цепи.

В схематизированном виде характер размещения селецких интрузий отражен на блок-диаграмме, где приведены примеры синкинематического формирования друзитов в зонах пологих сбросов, в замках складок с горизонтальными и вертикальными осевыми плоскостями (рис. 4, А). Встречаются будины мафитового состава, образующие крупномасштабную линейность транспорта, а также структуры типа "магматических дуплексов" (по [Тевелев и др., 1997]). Для связанных с друзьями гранитоидов характерно развитие агрегатов КПш, образующих синкинематическую линейность транспорта (рис. 4, А). Граниты постепенными переходами связаны со "струйчатыми" мигматитами, имеющими сходные линейно-структурные элементы. Магматические породы селецкого цикла имеют признаки становления в синкинематических условиях. Динамические параметры при этом определялись вертикально направленным сжатием (формирование лежачих складок) и субгоризонтальным растяжением, проявившимся в виде пологих сбросов и зон горизонтального течения, складок продольного течения и будинаж-структур. Траектории перемещения обозначены линейными зонами складчато-разрывных дислокаций субмеридионального простириания. Линейность транспорта, выраженная в палеопротерозойских породах, маркирующих эти зоны, имеет сходную тектоническую ориентировку. По отношению к селецким складкам продольного течения она представляет собой линейность типа "В". Такие соотношения характерны для зон пластических деформаций, где оси складчатых структур и параллельная им линейность ориентированы в направлении тектонического течения геомасс.

Структурно-кинематические парагенезы свекофеннского цикла идентифицируются по характерным тектонитам - метаморфическим породам, отражающим регressive динамотермальные преобразования (динамодиафториты). В обобщенном виде совокупность свекофенниеских структур – кинематических индикаторов, выявленных в пределах БЛП, отражена на блок-диаграмме (рис. 4, Б). В целом они составляют единый парагенез: мелкомасштабные асимметричные и колчановидные складки, асимметричные будинаж-структуры, дуплексы сжатия и растяжения, асимметрично построенные жильные образования. Элементами этого ряда являются С-С-структуры, минеральная линейность, дельта- и сигмобразные структуры

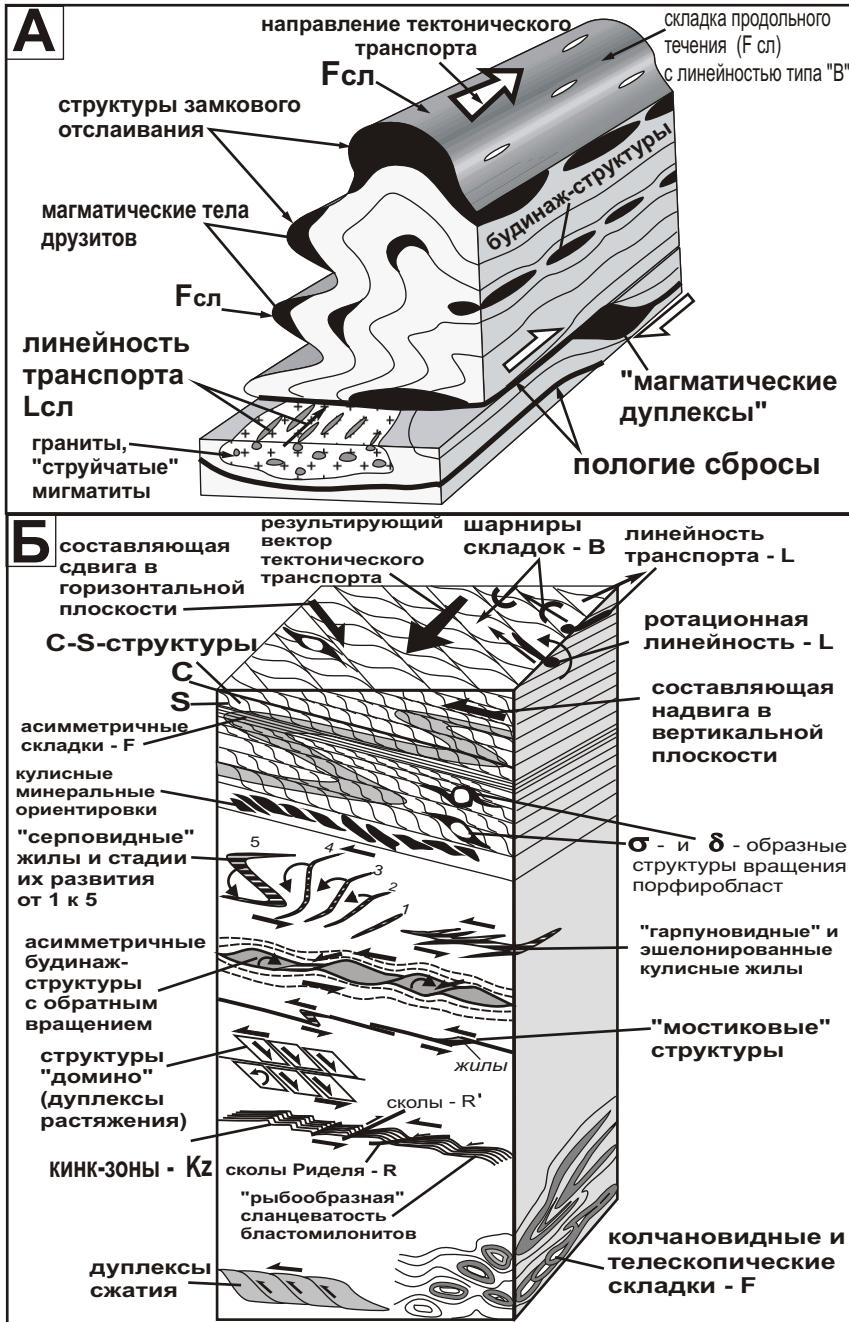


Рис. 4. Палеопротерозойские структурно-кинематические парагенезы Беломорско-Лапландского пояса: А - селецкого цикла (характер размещения синкинематических интрузий (2,45 - 2,35 млрд. лет.)); Б - свекофеннского цикла.

вращения порфиробласт, кулисно построенные минеральные ориентировки. Для выявления направлений перемещения эти структуры изучались в различных срезах обнажений, в которых устанавливались составляющие смещений, после чего путем векторного сложения реконструировался результирующий вектор тектонического транспорта (рис. 4, Б). При пологих залеганиях полученный таким путем вектор отражает направление перемещения висячего литона (блока) по отношению к лежачему.

Для С-S-структур отмечается прямая связь с регрессивными вещественными преобразованиями свекофенского цикла. Минеральные ассоциации, составляющие свекофенские динамодиафториты, собственно и образуют данные структуры. Слоистые силикаты (Бт, Мус, Хл) размещаются вдоль зонок микросдвигов С, маркируют сигмоидально изогнутые поверхности S, которые и показывают составляющую сдвига. Регрессивный характер развития этих ассоциаций проявлен в последовательных замещениях: темно-коричневый Бт ▶ зеленый Бт ▶ Хл + Мус + рутил; Гр ▶ Бт + Кв ▶ Хл + Бт + Кв; Рог ▶ Акт + Хл. На поздних стадиях регрессивных преобразований часто формируются бластокатализиты с С-S-структурами, характеризующими хрупко-пластическую стадию деформаций. Нередко отмечаются случаи срезания ранних С-S-структур более поздними, что позволяет выделять их разные генерации. О времени проявления С-S-структур удается судить по их соотношению с пегматитами мусковитовой формации (1,90 – 1,85 млрд. лет), обнаруживающими признаки полистадийного формирования. Жилы ранних генераций несут четкие признаки проявления С-S-структур, а более поздние – почти полностью их лишены и секут данные структуры. На основании этих наблюдений сделан вывод о субсинхронном проявлении С-S-структур и пегматитов мусковитовой формации. Прочие структуры, составляющие этот парагенез, также идентифицируются на основании их пространственных соотношений со свекофенскими динамодиафторитами. Данный структурно-вещественный парагенез развит во всех архейских и палеопротерозойских комплексах БЛП, что позволяет реконструировать кинематику тектонических процессов данной провинции на основании площадных наблюдений.

### *3.3. Структурно-кинематические парагенезы различных сегментов Беломорско-Лапландского пояса (БЛП)*

БЛП обладает поперечной и продольной структурно-вещественной зональностью. Вдоль его простирации обособлен ряд сегментов, обладающих некоторой спецификой тектонического строения. Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс составлен из Лапландского и Колвицко-Умбинского сегментов (поясов). БП состоит из Ёнского, Серяк-Ковдозерского, Чупинского и Энгозерского сегментов (рис. 3; 2).

**Колвицко-Умбинский пояс** хорошо изучен в геологическом отношении (Балаганский и др., 1998; Богданова и др., 1976; 1984; Виноградов и др., 1980; Кислицин, 2001; Прияткина и др., 1979; Тугаринов и др., 1980; Balagansky et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001; Mitrofanov et al., 1995). В его строении принимают участие в основном палеопротерозойские комплексы, залегающие со срывом в основании на гнейсах беломорской серии (рис. 5). Они слагают систему тектонических пластин, образующих следующую вертикальную последовательность (снизу вверх): 1) гранатовые и мономинеральные амфиболиты (Танаэль-Кандалакшская зона), соответствующие по химическому составу толеитовым базальтам и известково-щелочным андезитобазальтам (2,50

-2,46 млрд. лет); 2) пластинообразное тело тектонизированных габбро-анортозитов Колвицкого массива (2,45 – 2,46 млрд. лет); 3) двупироксеновые и гранат-пироксеновые основные гранулиты порьегубского комплекса (метаморфизованные толеиты и андезиты (2,5 - 2,4 млрд. лет)); 4) зона тектонометаморфического меланжа, включающая фрагменты разрезов смежных комплексов; 5) кислые гранат-силлиманитовые гранулиты умбинского комплекса (метатерригенные осадки, накопление которых началось не ранее, чем 2,1 млрд. лет назад) (Glebovitsky et al., 2001). Кислые гранулиты умбинского комплекса прорываются интрузиями гранитоидов, составляющими умбинский магматический комплекс, в составе которого выделяется три фазы: эндербиты (1944 млн. лет), чарнокиты (1912 млн. лет) и поздние порфировидные граниты (Кислицин, 2001; Glebovitsky et al., 2001). В основании тектонической пластины умбинских гранулитов (в зоне меланжа) отмечаются признаки изобарического охлаждения, а в ее центральной части – декомпрессии и охлаждения. Эти обстановки сосуществовали на ранних стадиях свекофенской коллизии (1,95 – 1,91 млрд. лет) (Алексеев, 1997; Тугаринов и др., 1980; Glebovitsky et al., 2001). Несколько позже проявились процессы анатектоидного плавления и динамодиафтореза.

*Свекофенские структурно-кинематические парагенезы макро-мегауровня* представлены системой крупных тектонических покровов и чешуйчатых надвигов, образующих подковообразные в плане структуры, которые в целом имеют фестончатый структурный рисунок (рис. 5). Тектонические пластины образуют синформы и в целом полого погружаются в восточных румбах. В их вертикальной последовательности отмечается обращенная метаморфическая зональность, развиты зоны бластомилонитов и тектонического меланжа, образующие центриклинальные замыкания. Для областей замыканий синформ характерны надвиговые перемещения, тогда как в их бортах отмечаются сдвигонадвиги и сдвиги (рис. 5). Во фронте подковообразных надвигов развиты структуры тектонического нагнетания (системы складчато-надвигового торошения), ориентированные поперек общего простирания пояса. Процессы надвигания в зоне тектонометаморфического меланжа контролируют пространственную позицию тектонических чешуй в нижележащих образованиях, что отражается также в сходных ориентировках сланцеватости и линейности транспорта. Устанавливается несколько генераций складок, наиболее ранними из которых являются лежачие и опрокинутые складки-надвиги. Более поздние системы складок имеют различную ориентировку, цилиндрическую или коническую морфологию. Шариры мелких складок и линейность транспорта испытывают рассеивание по дуге большого круга, что предполагает их вращение вокруг субвертикальной оси.

*Свекофенские структурно-кинематические парагенезы макро-микроуровня* образуют последовательный регressiveный ряд: 1) структуры субслойной и объемной пластической деформации, синхронные проявлению метаморфизма амфиболитовой - гранулитовой фации; 2) структуры пластической деформации, связанные с формированием динамодиафторитов первой генерации в условиях эпидот-амфиболитовой фации; 3) структуры хрупко-пластической деформации с динамодиафторитами второй генерации преимущественно зеленосланцевой фации. Структуры первого типа в кинематическом отношении мало информативны, так как они не имеют признаков асимметрии и существенно затушеваны более поздними деформациями. Кинематически значимые структуры,

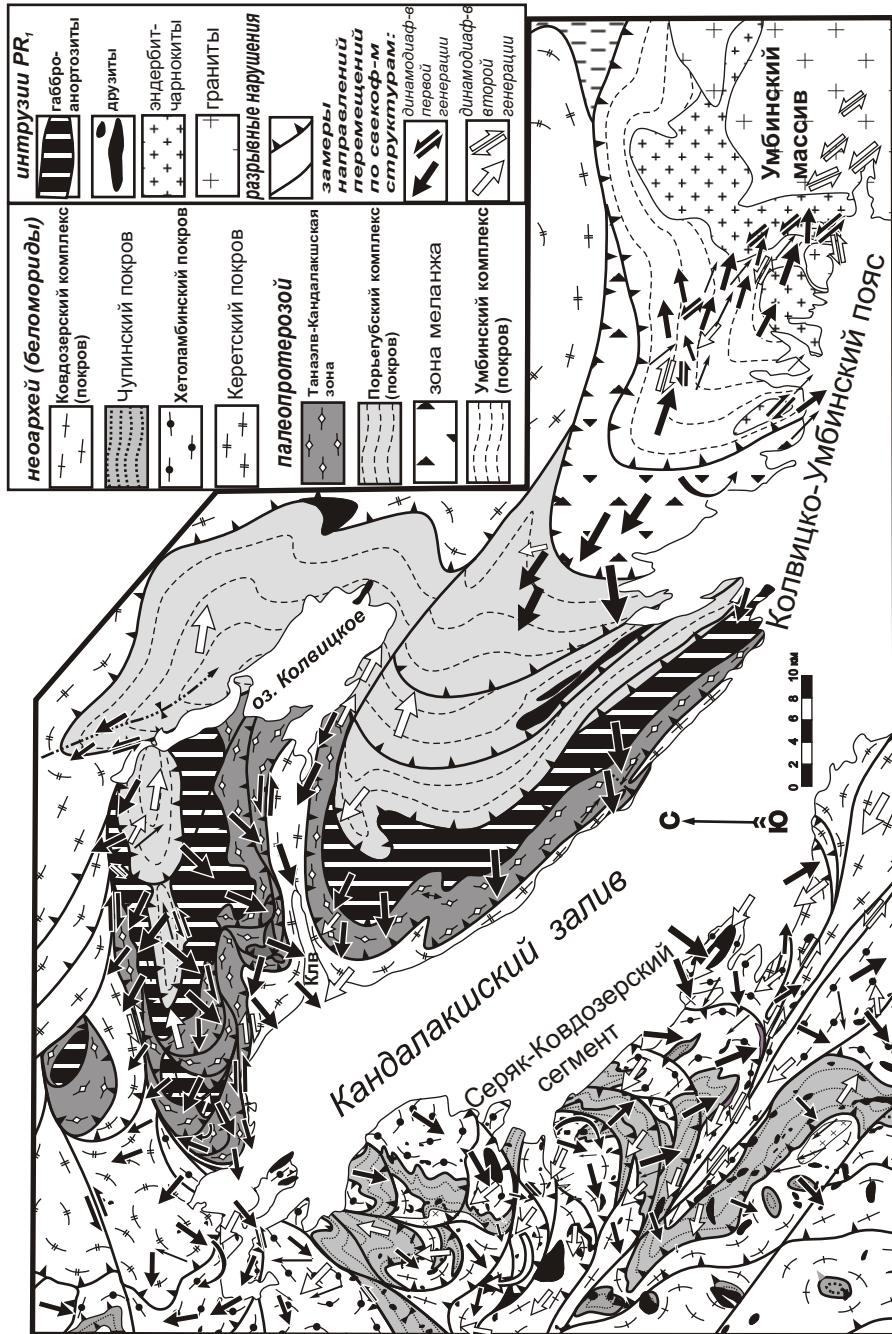


Рис. 5. Структурно-кинематическая схема Колвицко-Умбинского пояса.

связанные с формированием динамодиафторитов первой и второй генераций, рассматриваются в качестве соответствующих генераций структурно-кинематических парагенезов. Парагенезы первой генерации имеют "объемный" характер развития и представлены С-С-структурными, структурами вращения порфиробласт, кулисными минеральными ориентировками, линейностью транспорта и др. (рис. 4, Б). Соотношения этих структур с гранитоидами умбинского комплекса свидетельствуют о том, что они формировались на позднемагматической стадии развития чарнокитов (1912 млн. лет), но до внедрения порфировидных гранитов. Структуры второй генерации локальны и пронизывают поздние интрузии гранитоидов.

На основании изучения структурно-кинематических парагенезов разных генераций были получены векторы тектонических перемещений, вынесенные на геолого-структурную схему (рис. 5). В разных сегментах Колвицко-Умбинского пояса кинематические парагенезы отражают некоторые вариации динамических обстановок, что подробно рассматривается в работе при описании ключевых участков. В целом можно отметить следующие закономерности. В крыльях синформных структур направления ранних тектонических перемещений ориентированы симметрично относительно их оси и отражают "косые" сдвигово-надвиговые перемещения. Это свидетельствует об отсутствии моновергентной системы покровов. При этом на основании анализа структур первой генерации реконструируется общее тектоническое перемещение горных масс в северо-западном направлении, в результате чего формировались телескопированные системы тектонических пластин. Эта кинематическая ситуация отражает процесс продольного тектонического надвигания и формирования **Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии**. Вместе с тем, в пределах верхней пластины (умбинские гранулиты) структуры динамодиафторитов первой генерации связаны с развитием относительных перемещений в противоположном направлении по отношению к нижележащим покровам (рис. 5). Следовательно, поддивго-надвиговые процессы развивались неравномерно и пластина умбинских гранулитов выдвигалась к поверхности с меньшими скоростями относительно подстилающих ее комплексов. Структурно-кинематические парагенезы второй генерации отражают в целом аналогичную тенденцию: продолжался общий тектонический транспорт к северо-западу. При этом во фронте протрузии обособилась область нагнетания, в пределах которой произошло сдавливание пояса и имело место развитие структур выдавливания горных масс от сегмента вклинивания главной протрузии (рис. 5; 6).

**Юго-восточная часть Беломорского пояса (БП)** состоит из ряда сегментов: Серяк-Ковдозерского, Чупинского и Энгозерского. Структурно-кинематические исследования показали, что свекофенинские дислокации в этих сегментах динамически были связаны с развитием Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии.

**Серяк-Ковдозерский сегмент** беломорид в кинематическом отношении подчинен фронтальной области протрузии. Свекофенинские тектонические перемещения развивались здесь по системе желобообразных пологих нарушений, образующих фестончатый структурный рисунок (рис. 6; 3). Система данных структур образует в плане дугу, плавно описывающую фронтальную область протрузии. На ранних стадиях эти нарушения развивались как телескопированные надвиги. В дальнейшем многие из них трансформировались в пологие сбросы.

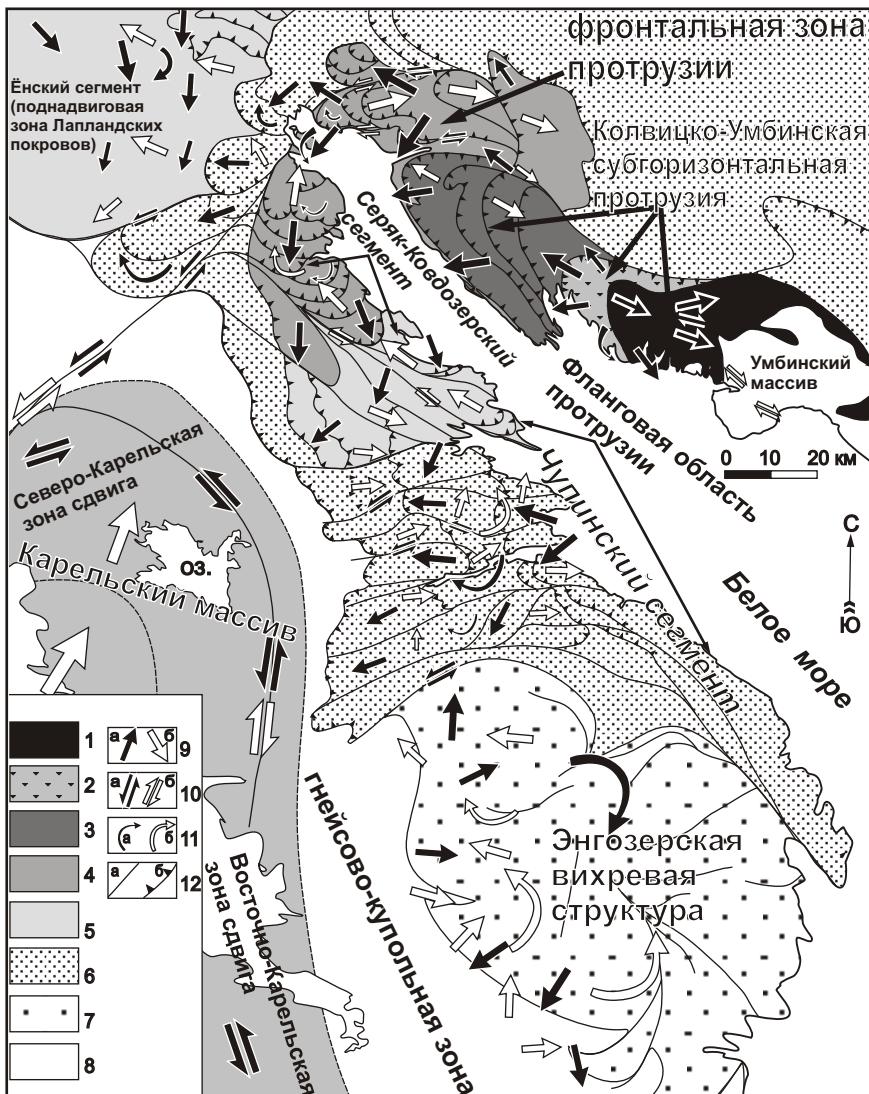


Рис. 6. Структурно-кинематическая схема юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса и Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии (свекофинский цикл).

1 - 3 - центральная часть протрузии; 4 - фронтальная часть протрузии; 5 - 6 - фланговые области протрузии; 7 - Энгозерская вихревая структура; 8 - гнейсово-купольная зона; 9 - 11 - направления тектонических перемещений свекофинского цикла (по замерам структур динамодиафторитов первой (а) и второй (б) генераций): 9 - перемещения "висячего блока" вдоль пологих поверхностей, 10 - сдвиговые перемещения, 11 - ротационные перемещения; 12 - разрывы крутопадающие (а) и пологие (б).

Итоговый структурный парагенез Серяк-Ковдозерского сегмента составляют пологие смесятели с надвиговой и сбросовой кинематикой, зоны сдвига, складки продольного тектонического течения, линейность транспорта типа "В".

Чупинский сегмент беломорид располагается во фланговой области протрузии (рис. 6; 3). Здесь также отмечается система свекофенниских пологих нарушений, прошедших последовательные стадии развития от надвигов к сбросам. Развитие данных структур было сопряжено с формированием субширотных сдвигов и разноориентированных складок. Итоговый структурный ансамбль может быть охарактеризован как сдвигово-надвиговый и сдвиго-сбросовый, построенный из крупных доменов скольжения, ограниченных сдвигами. Сдвиговые перемещения были подчинены продольному транспорту Колвицко-Умбинской протрузии.

Энгозерский сегмент по отношению к Колвицко-Умбинской протрузии может рассматриваться как фланговая или тыловая область. В свекофенное время здесь сформировалась крупная вихревая структура, что было обусловлено процессами вращения горных масс вокруг вертикальной оси (рис. 6).

### **3.4. Геодинамические реконструкции**

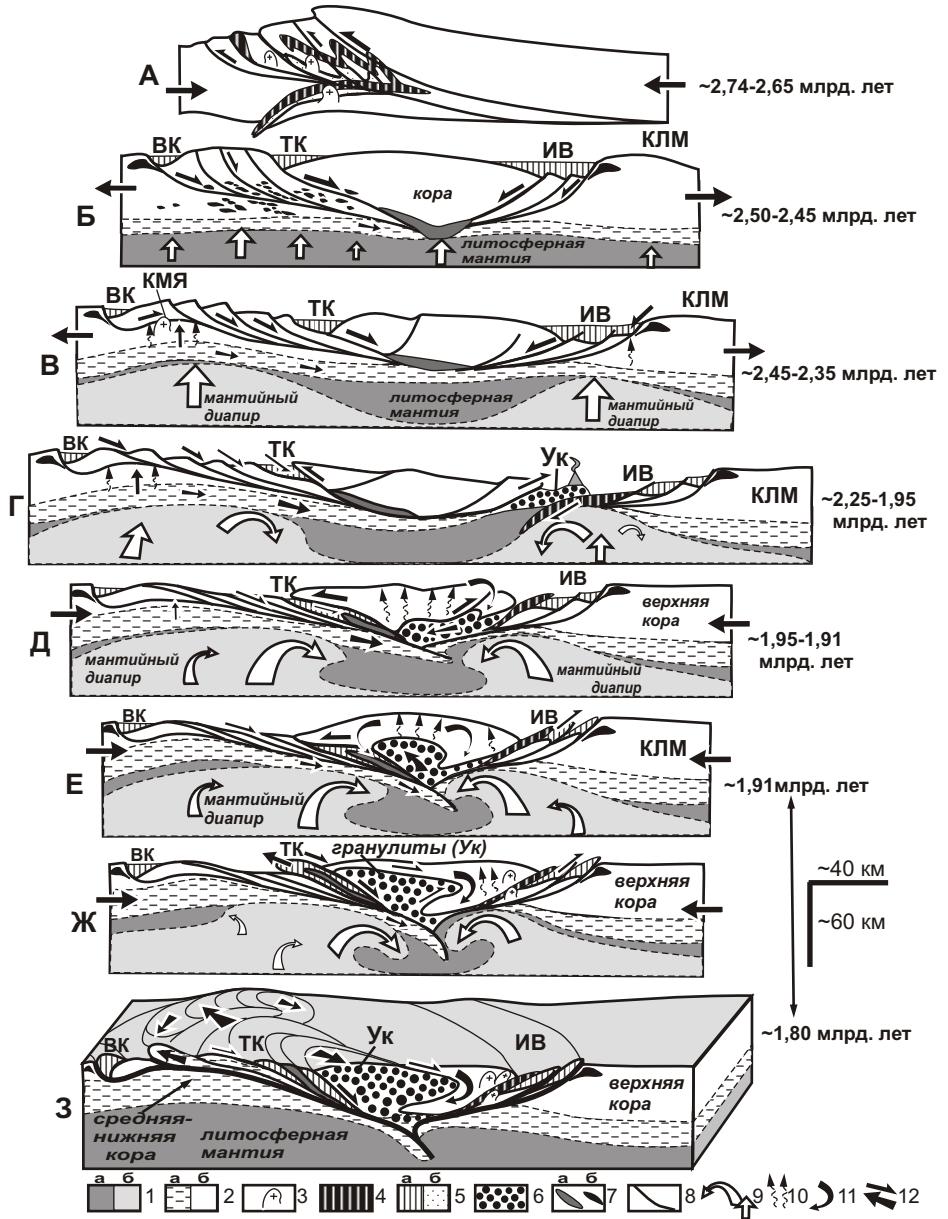
Результаты структурно-кинематических исследований показаны на схеме, отражающей направления тектонических перемещений свекофеннского цикла, а также характер динамической сегментации юго-восточной части БЛП (рис. 6). Анализ этой схемы позволяет сделать следующие выводы. В пределах данной области отсутствует моновергентная система свекофенниских покровов, что отражается в различной ориентировке векторов тектонического транспорта, характеризующих неравномерные процессы тектонического течения. Генеральную позицию здесь занимает Колвицко-Умбинская субгоризонтальная протрузия. В ее строении обособлены тыловая декомпрессионная область, зона главной протрузии с телескопированными системами надвигов, фронтальная область тектонического нагнетания и фланговые сегменты с надвиго-сдвиговыми, либо ротационно-вихревыми перемещениями (рис. 6). Эволюцию данной структуры характеризуют следующие особенности. (1) Структурно-кинематические парагенезы свекофеннского цикла отражают дискретно проявленные в пространстве сопряженные обстановки горизонтально-продольного течения и нагнетания, сжатия и декомпрессии, транспрессии и транстенсии. (2) Развитие протрузии сопровождалось тектонометаморфическими процессами регressiveвой направленности. (3) Синкинематические процессы метаморфизма обусловили формирование зональности, отражающей последовательное омоложение U-Pb возрастов титанита и рутила с северо-востока на юго-запад, что должно рассматриваться в связи с эксплумацией глубинных пород. (4) Отмечается последовательная трансформация надвиговых структур в пологие сбросы. Рассмотренные выше данные позволяют предложить следующую эволюционную структурно-кинематическую модель юго-восточной части БЛП (рис. 7).

**Ребольский субдукционно-коллизионный цикл.** Для данной стадии эволюции БЛП в неоархее предлагается использовать субдукционно-коллизионную модель (Миллер и др., 2002). Для последующих построений существенно то, что к концу архея в области БП оформился коллизионный ороген, а собственно беломорские комплексы разместились в его основании (рис. 7, А). Вследствие тектонического скучивания гетерогенных комплексов в области орогена сформировалась неравновесная система, подверженная гравитационному коллапсу.

Селецкий рифтогенный цикл проявился в широком развитии бимодальных магматических комплексов палеопротерозойского возраста (2,5 – 2,35 млрд. лет). Находящиеся на уровне нижней – средней коры беломорские комплексы были пронизаны "распыленными" по разрезу интрузиями друзитов и анорогенных гранитов, формировавшихся в синкинематических условиях. Динамические параметры при этом определялись вертикально направленным сжатием (гравитационный коллапс) и субгоризонтальным растяжением, что привело к формированию пологих листрических сбросов и зон горизонтального тектонического течения (рис. 7, Б). Траектории горизонтальных перемещений геомасс обозначились в линейных и слабо извилистых зонах складчато-разрывных дислокаций субмеридионального простирания (в современных координатах). Зоны пологих сбросов и складчато-разрывных дислокаций, структуры замкового отслаивания и горизонтального течения контролировали процессы магматического размещения интрузий. Эти явления сопровождались тектонической деламинацией и частичной эксгумацией глубинных геомасс за счет соскальзывания верхнекоровых пластин по системе пологих сбросов (модель простого сдвига [Wernicke, 1985]). Почти одновременно или с некоторым запаздыванием происходило компенсационное воздымание и формирование комплекса "метаморфических ядер" (по модели [Lister, Davis, 1989]) (рис. 7, В). Предполагается, что эти процессы были во многом связаны с развитием мантийных диапиров (Рыбаков и др., 2000; Слабунов и др., 2001; Терехов, 2003).

Последующие досвекофенниеские тектонические события (2,3 – 1,95 млрд. лет) гипотетичны. В связи с эволюцией двух мантийных диапиров, которые проецировались на краевые части БЛП, в их апикальных зонах имело место максимальное растяжение и утонение корового слоя (рис. 7, Г). В области рифтовой системы Имандра-Варзуга в результате этого произошел разрыв континентальной коры и сформировался микрокеан красноморского типа (Минц и др., 1996). Нисходящие ветви адвективных потоков в апикальных частях мантийных диапиров, направленные навстречу друг другу, могли обеспечить поддвиг-надвиговые процессы в области их взаимодействия. Вулканогенно-осадочные комплексы Танаэль-Кандалакшского рифта и подстилающие их образования испытывали поддвиг вдоль поверхностей более ранних пологих сбросов (рис. 7, Д). В области микрокеана Имандра-Варзуга имела место ограниченная субдукция океанической плиты. Связанные с этим процессом островодужные вулканиты в настоящее время представлены продуктами их размытия (кислые гранулиты умбинского комплекса), а также чарнокит-эндербитами корневых частей островных дуг (Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001). Субдукция океанической плиты должна была быстро прекратиться ввиду ее малых латеральных размеров. Однако процессы адвекции в области мантийных диапиров продолжались и затягивали в зону поддвига островодужные комплексы (рис. 7, Д, Е). Дальнейшее развитие этой ситуации обусловило появление двух систем коровых пластин, погружающихся навстречу друг другу. Это привело к ситуации "замковой субдукции" (по [Леонов, 1996]) с заклиниванием пододвигаемых пластин в основании корового слоя (рис. 7, Е). В области такого "замка" оказались затянутые на глубину терригенные осадки умбинского комплекса, испытавшие в процессе погружения дегидратацию и гранулитовый метаморфизм.

Свекофенний коллизионный цикл реконструируется более достоверно. Глубинная конвергенция пластин продолжалась в результате действия адвективных потоков. В области "замковой субдукции" и высокой компрессии



**Рис. 7. Модель формирования юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса.**

1 - литосферная (a) и астеносферная (b) мантия; 2 - нижня - средняя (a) и верхня (b) кора; 3 - мигматит-гранитные купола; 4 - океаническая кора; 5 - рифтогенные образования (a) и осадочные породы (b); 6 - терригенные осадки - гранулиты умбийского комплекса; 7 - габбро-анортозиты (a) и мафит-ультрамафиты (b); 8 - разломы; 9 - мантийные конвективные потоки; 10 - флюидно-термальные (водные) потоки; 11 - коровые адvectionные потоки; 12 - направления перемещений.

**Буквенные обозначения:** КМ - Карельский массив; КЛМ - Кольский массив; рифтогенные пояса: ВК - Восточно-Карельский, ТК - Танаэль-Кандалакшский, ИВ - Имандра-Варзугский; структурно-вещественные комплексы: Чп - чупинский, Хт - хетоламбинский, Ук - умбийский; КМЯ - "метаморфических ядер".

сформировался своеобразный структурный "желоб", контролировавший размещение пластифицированных гранулитов (рис. 7, Е). Система "деформируемая среда – включенное в нее менее вязкое тело" не является равновесной: в более текучем теле возникает избыточное давление, направленное на прорыв среды (Леонов, 2001). В подобной ситуации наиболее энергетически выгодным способом релаксации тектонических нагрузок является перетекание пластичных геомасс в области геодинамических убежищ (вязкостная инверсия). При наличии условий транспрессии (косой конвергенции), которые всегда приводят к динамической сегментации зон, проявляются процессы горизонтально-продольного течения масс из областей повышенных нагрузок в области относительной декомпрессии. Именно такую транспрессионную ситуацию, связанную с "косым" поддвигом пластин, следует предполагать в области рассматриваемой "замковой субдукции". Она была ответственна за появления горизонтальной составляющей перемещений пластифицированных масс гранулитов. Другой динамический фактор релаксации напряжений – выдавливание глубинных образований в верхние уровни коры. Суммарное действие этих условий порождает результирующие процессы тектонического течения в виде полого восходящего потока - субгоризонтальной протрузии, прорывающейся в верхние уровни коры.

В результате транспрессионного выжимания начала формироваться Колвицко-Умбинская протрузия. Процессы поддвига рифтогенных комплексов Танаэль-Кандалакшской зоны под гранулиты умбинского комплекса проявились в характерных метаморфических реакциях. Находясь на уровне нижней коры, "массив" умбинских гранулитов, вступив в контакт с относительно холодными пододвинутыми геомассами, испытал изобарическое охлаждение в краевых частях. В области контакта сформировалась зона тектоно-метаморфического меланжа. Пластины, испытавшие поддвиг, захватили фронтальную часть "массива" умбинских гранулитов и на некоторое время "застопорились" на глубине, испытав высокобарический метаморфизм. В то же время центральные части гранулитового "массива" испытывали декомпрессию и анатектическое плавление, обусловленные перемещением гранулитов в верхние уровни коры (рис. 7, Е). В последующем декомпрессия охватила и погребенные комплексы, что было связано с их выдвиганием к поверхности, опережающим темпы воздымания главной массы умбинских гранулитов (рис. 7, Ж). Эти перемещения проходили в форме полого-восходящего потока - субгоризонтальной протрузии. Относительно медленно выдвигаемые умбинские гранулиты составляли тыловую область протрузии, в пределах которой формировались системы пологих сбросов и проявилась обстановка декомпрессии - анатектOIDного плавления и формирования чарнокитов (1912 млн. лет).

Проявления гранулитового метаморфизма в основном завершились 1910 млн. лет назад, но на смену им пришли процессы динамодиафтореза с полным спектром регressiveных преобразований. При этом продолжала развиваться Колвицко-Умбинская протрузия с быстрым выдвиганием в верхние уровни коры пластифицированных тектонических пластин, подстилающих умбинские гранулиты. Выдвигание происходило в виде линейно направленного потока в северо-западном направлении. Оно сопровождалось явлениями тектонического телескопирования, в результате чего формировались фестончатые вложенные друг в друга чешуи и пластины (рис. 7, З). В дальнейшем во фронте протрузии обособилась область нагнетания и телескопирования более высокого ранга, что отразилось в структурном сдавливании пояса, а также в тектоническом растекании

горных масс от сегмента вклинивания протрузии (рис. 7, 3). Амплитуда горизонтально-продольных перемещений в северо-западном направлении составила не менее 150 км. Выдвигание умбинских гранулитов, по-прежнему, происходило с меньшими скоростями, что способствовало развитию пологих сбросов и формированию крупного Умбинского массива порфировидных гранитов в тылу протрузии.

Развитие Колвицко-Умбинской протрузии оказало мощное влияние на обширные ареалы юго-восточной части БЛП. В ее обрамлении обособились динамически сопряженные фронтальная и фланговая области, зона тыловой декомпрессии и связанная с ней вихревая структура. Широкое развитие получили надвиговые структуры, испытавшие последовательную трансформацию в пологие сбросы. Развитие надвигов начиналось в осевой части горизонтальной протрузии и постепенно распространялось в ее фронтальные и фланговые области. В процессе выдвигания метаморфические породы попадали в верхние уровни коры и испытывали декомпрессионное остывание. Последовательные генерации надвиговых чешуй выдавливались из-под более ранних покровов и также попадали в регressive условия метаморфизма. В тылу выдвигаемых активных пластин развивались сопряженные с надвигами системы пологих сбросов, отчасти наследующих сместители надвигов ранних генераций (рис. 7, Ж, З). Их развитие предопределяло процессы тектонической эксгумации глубинных частей разреза в результате соскальзывания пластин. Подобного рода механизм был предложен Ю.А. Морозовым (2002) на основании экспериментальных и полевых наблюдений. В целом такие сопряженные перемещения отражают "бимодальный надвиго-сбросовый" кинематический эффект, который может рассматриваться как эффективный механизм тектонической эксгумации глубинных комплексов. Этот механизм предполагает дискретное распределение динамических режимов по разрезу. В нижних срезах коры, по-видимому, должна была доминировать обстановка сжатия, обуславливающая выжимание геомасс. В верхней коре следует ожидать преобладание режима растяжения либо комбинированные условия. Если это так, то получается, что коллизионные процессы в пределах БЛП развивались преимущественно в глубинных условиях за счет скучивания пластифицированных нижне-среднекоровых геомасс. Верхняя кора реагировала на эти процессы "анорогенными" явлениями, обусловливающими ее общее утонение и тектоническую эрозию.

## **Глава 4. Палеопротерозойская тектоника Карельского массива (КМ)**

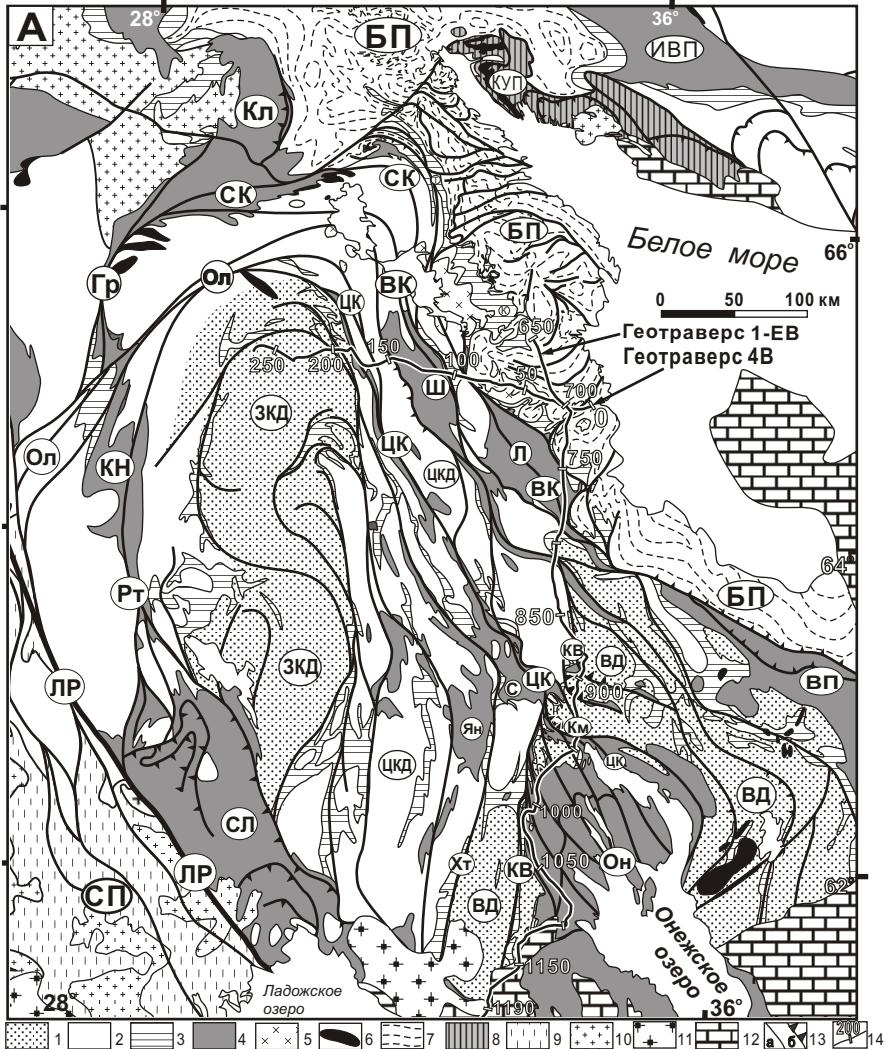
### **4.1. Основные черты геологического строения**

КМ представляет собой гранит-зеленокаменную область, в строении которой преобладают породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (ТТГ) с неправильной сетью неоархейских (лопийских) зеленокаменных поясов. Архейские гранит-зеленокаменные ассоциации выступают в роли фундамента по отношению к палеопротерозойским вулканогенно-осадочным комплексам. В составе фундамента КМ обособлены три главных домена: Водлозерский и Западно-Карельский, сложенные древнейшими гранито-гнейсами, а также разделяющий их Центрально-Карельский домен, в строении которого участвуют более молодые гранит-зеленокаменные комплексы (Лобач-Жученко и др., 2000). Границы доменов и зеленокаменные пояса имеют чаще субмеридиональное простижение, дискордантное к зонам обрамления КМ (рис. 8, А).

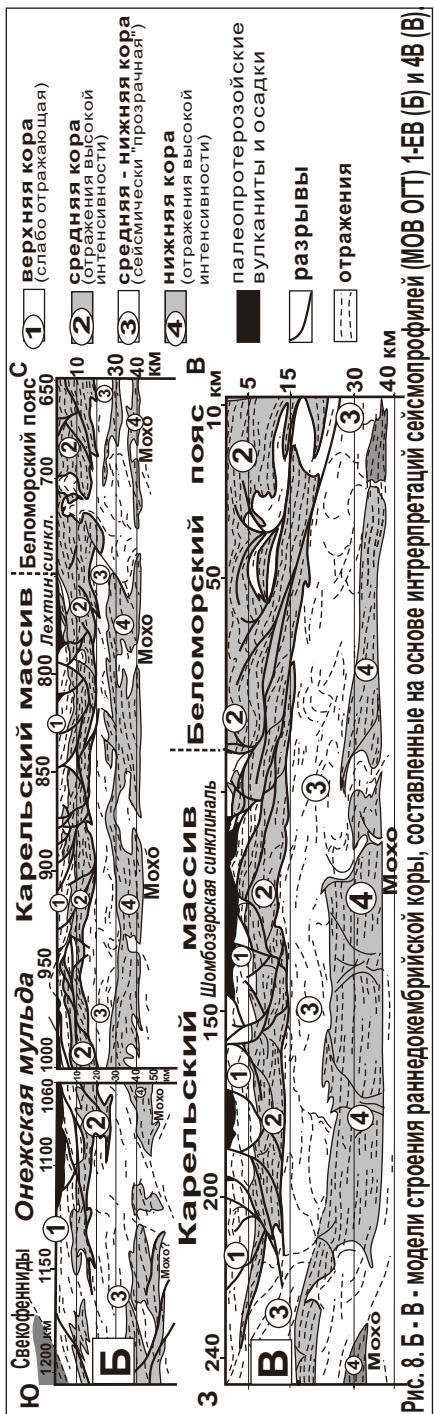
Гранит-зеленокаменные комплексы фундамента КМ с угловым несогласием и глубоким размывом перекрыты палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами (*карелиды*). До недавнего времени данные образования рассматривались как фрагменты эпиплатформенного чехла, сохранившегося в ядрах синклиналей (Гилярова, 1974; Кратц, 1963; Сыстра, 1991; Харитонов, 1966). В настоящее время появились представления о первичном размещении палеопротерозойских комплексов в пределах структур типа пулл-апарт или полуграбенов (Морозов, 1999, 2002; Терехов, 2003; Колодяжный, 2001, 2003). Альтернативными являются мнения об эволюции данных образований в рамках моделей тектоники плит. Это предполагает существование палеопротерозойских вулканогенно-осадочных поясов шовного типа ("палеоокеанические сутуры"), имеющих чешуйчато-надвиговое строение (Минц и др., 1996, 2004).

В диссертационной работе приводится материал, позволяющий полагать, что первичное размещение и последующая эволюция карелид была во многом связана с зонами сдвигов. Нарушения этого типа густо пронизывают весь массив и образуют системы овально-концентрических и диагональных к общему простианию структур сдвиговых зон. К первой из них относятся сдвиговые структуры краевых частей КМ, образующие полузамкнутый Циркум-Карельский пояс: Восточно-Карельская (ВКЗ), Северо-Карельская (СКЗ), Гирвасковская, Раутаваарская зоны, а также сдвиговая сутура Ладога-Раахе (рис. 8, А). В центральной части кратона фрагмент овально-концентрической системы сдвигов составляют Центрально-Карельская (ЦКЗ) и Олуюрвинская зоны. Диагональные сдвиги представлены Койкарско-Выгозерской, Хаутоваарской и рядом других зон, обнаружающих признаки сопряженного развития с овально-концентрическими системами нарушений.

Палеопротерозойские комплексы слагают относительно протяженные пояса и разрозненные синклинальные структуры, пространственно связанные с зонами сдвига. Выдержаные по латерали пояса наиболее характерны для краевых частей КМ, в пределах которых выходы карелид маркируют Циркум-Карельский сдвиговый пояс. В его состав входят следующие протерозойские структуры: Ветреный Пояс, Лехтинская и Шомбозерская синклинали в ВКЗ, структуры СКЗ, пояса Кайнуу и Саво-Ладожский (рис. 8, А). В центральной части КМ палеопротерозойские толщи слагают узкосжатые синклинали и относительно пологие, но сложно складчатые мульдообразные структуры. Среди последних наиболее крупными являются Онежская, Янгозерская и Сегозерская мульды. Сжатые складки имеют линейную конфигурацию в плане и прослеживаются на многие десятки километров. По простианию они нередко постепенно раскрываются, трансформируясь в мульдообразные структуры. Реконструируются синклинали с пережатыми килевидными днищами, испытывающие раскрытие по восстанию наподобие пальмового дерева. Практически все палеопротерозойские структуры размещаются в пределах зон сдвиговых дислокаций или в областях их динамического влияния. Их тектоническая форма в плане и в разрезе зависит от характера размещения сдвигов и режимов сдвиговых деформаций. Например, Онежская и Сегозерская мульдообразные структуры размещаются в области транстенсионного веера Центрально-Карельской зоны сдвига (ЦКЗ). Лехтинская и Шомбозерская синклинали приурочены к сегментам изгиба сдвиговых зон (рис. 8, А).



**Рис. 8. А - Схема геологического строения Карельского массива и его обрамления**  
 (составлено с использованием данных (Кратц, 1963; Лобач-Жученко и др., 2000; Миллер, 1988;  
 Сыстра, 1991; Харитонов, 1966; Karlik et al., 1995; Фондовые материалы; дешифрование АФС).  
**1 - 3 - архейские комплексы Карельского массива:** 1 - 2 - гнейсы, гнейсограниты с модельным Sm/Nd возрастом  $> 3$  млрд. лет (1) и  $< 3$  млрд. лет (2); 3 - зеленокаменные пояса;  
**4 - палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы;** 5 - 6 - раннепалеопротерозойские интрузии: гранитоиды (5) и магмит-ультрафиллиты (6); 7 - 8 - комплексы Беломорско-Лапландского пояса: 7 - архейские амфиболито-гнейсовые ассоциации, 8 - палеопротерозойские амфиболиты и гранулиты; 9 - 10 - палеопротерозойские комплексы Свекофеннского пояса: 9 - вулканогенно-осадочные; 10 - гранитоиды; 11 - граниты рапакиви; 12 - рифей - фанерозойский чехол; 13 - зоны взаимных нарушений с преимущественно сдвиговой (а) и взбросо-надвиговой (б) кинематикой; 14 - линии сейсмопрофилей 1-ЕВ и 4В.  
**Буквы на схеме.** Неоархейские домены: ВД - Водлозерский, ЗКД - Западно-Карельский, ЦКД - Центрально-Карельский. Подвижные пояса: СП - Свекофенский, БП - Беломорский, КУП - Колвицко-Умбинский. Вулканогенно-осадочные пояса: ВП - Ветренный пояс, СЛ - Саво-Ладожский, КН - Кайнуу, ИВП - Имандра-Варзуга. Протерозойские синклинали: Он - Онежская, С - Сегозерская, Ян - Янгозерская, Л - Лахтинская, Ш - Шомбозерская, Кп - Куолоярвинская. Зоны сдвиговых дислокаций: ЦК - Центрально-Карельская, КВ - Койкарско-Выгозерская, Хт - Хаутоваарская, Км - Кумсинская, ВК - Восточно-Карельская, СК - Северо-Карельская, ЛР - Ладога-Раахе, Рт - Раутаваарская, Ол - Олуярвинская, Гр - Гирвасковская.



В целом палеопротерозойские структурные ансамбли КМ отражают его гетерогенное строение. В иерархии тектонических единиц данной области предлагается выделять следующие структуры первого порядка: 1) широкие и протяженные зоны сдвига, 2) крупные куполообразные и линзообразные домены, ограниченные сдвигами, 3) долгоживущие тектонические прогибы и 4) связанные с ними кристаллические выступы фундамента.

Особенности глубинной тектоники КМ отражены в данных сейсмопрофилирования МОВ-ОГТ (Глубинное ..., 2001, 2004). Эти исследования были выполнены ФГУ ГНПП "Спецгеофизика" вдоль субмеридионального профиля 1-ЕВ и субширотной рассечки 4В (рис. 8, Б, В). Анализ волнового поля этих профилей позволил выявить ряд закономерностей. В сейсмических разрезах КМ обособлено четыре субгоризонтальных, но сильно тектонически нарушенных слоя с различными отражающими свойствами: 1) верхнекоровый слой с отражениями средней – слабой интенсивности; 2) среднекоровый слой с сильно дифференцированным волновым полем и интенсивными отражениями; 3) средне-нижнекоровый сейсмически "прозрачный" слой; 4) нижнекоровый слой с интенсивными субпараллельными отражениями (рис. 8, Б, В). На профиле 4В общая конфигурация этих слоев во многом сопоставима со скоростной субгоризонтальной расслоенностью, выявленной методом ГСЗ (Берзин и др., 2001). Рассчитанные по гравиметрическим данным плотности пород показывают, что эти слои состоят из гетерогенных пластин, но в целом их плотность возрастает с глубиной (Житникова и др., 2001).

Выделенные слои составлены из гетерогенных и разновозрастных объемов пород, но их региональная обособленность позволяет

рассматривать их как единые тела, обособившиеся в палеопротерозое. Можно предполагать, что эти слои отражают элементы термодинамической и, как следствие, реологической и тектоно-метаморфической расслоенности раннедокембрийской коры. Вероятно, что данная расслоенность была наложена на архейские покровно-надвиговые ансамбли и формировалась преимущественно на протяжении раннего палеопротерозоя. Сведения о динамике беломорских комплексов в этот период времени показывают, что в нижних слоях коры активно развивались процессы субгоризонтального течения. В результате этого конфигурация слоев менялась: развивались пережимы и раздувы, поднятия и прогибы, области оттока и нагнетания. Последующие свекофенние коллизионные события обусловили интенсивные деформации и окончательно нарушили первичную субгоризонтальную расслоенность; в частности, среднекоровий слой (2) испытал тектоническую экстремацию в области беломория (рис. 8, Б, В). Данный слой отличается высокой тектонической расслоенностью, дисгармоничной по отношению к структурам смежных слоев. Крутопадающие разрывы верхней коры (1) в его пределах листрически вы полаживаются. Подошва этого слоя, расположенная на глубинах 15–20 км, по ряду признаков явлется зоной регионального срыва.

**Палеопротерозойские структурно-вещественные комплексы** КМ представлены интрузивными и вулканогенно-осадочными образованиями. Среди последних принято выделять следующие надгоризонты: *сумийский* (2,5–2,4 млрд. лет) – рифтогенные вулканиты и осадки; *сариолийский* (2,4 - 2,3 млрд. лет) – преимущественно грубообломочные отложения; *ятулийский* (2,3 - 2,1 млрд. лет) – терригенные, карбонатно-терригенные отложения и трапповые базальты протоплатформенного чехла; *людиковийский* (2,1 - 1,95 млрд. лет) – преимущественно шунгитовые сланцы, базальты и пикробазальты; *калевийский* и *весийский* (1,95 – 1,65 млрд. лет) – флишоидные и молассоидные осадки (Коросов, 1991; Корреляция..., 1987; Соколов и др., 1970; Харитонов, 1966).

Накопление палеопротерозойских толщ происходило на коре континентального типа. Сплошной чехол в пределах большей части КМ составляли осадочные толщи ятулия. Большинство исследователей рассматривает данные образования в качестве протоплатформенного чехла, формировавшегося в условиях обширного внутриконтинентального бассейна (Крати, 1963; Макарихин и др., 1995; Негруца, 1984; Светов, 1979; Соколов и др., 1970; Харитонов, 1966). Толщи ятулия с угловым несогласием "запечатывают" локальные грабенообразные впадины сумия – сариолия. Признаков ярко выраженной доятулийской складчатости не наблюдается (Сыстра, 1991), а угловые несогласия в подошве ятулия свидетельствуют о конседиментационном "проседании и наклонении" сумийско-сариолийских толщ в результате перемещений по листрическим сбросо-сдвигам. Данные нарушения в период накопления вулканитов и осадков сумия – сариолия были выражены крутыми уступами, в подножье которых накапливались коллювиальные глыбовые и микститоподобные отложения (Колодяжный, 2003; Леонов и др., 1998). Ятулийские трапповые базальты формировались в пределах локальных вулканических структур, размещавшихся в области обширного ятулийского бассейна и в континентальной обстановке (Светов, 1979; Соколов и др., 1970). Эти вулканические "узлы" были широко распространены на территории КМ, о чем свидетельствуют многочисленные рои ятулийских даек габбро-долеритов, прорывающих

архейский фундамент. Дайки людикового возраста, а соответственно и подводящие каналы лавовых покровов, в пределах большей части территории Карелии отсутствуют. Это позволяет предположить, что вулканиты людикования формировались только в пределах локальных плато Онежской и Куолоярвинской структур (Куликов и др., 1999). Флишоидные и молассоидные осадки калевия - вепсия содержат обломки всех нижележащих комплексов. Это свидетельствует об их локальном накоплении в пределах Онежского бассейна и вдоль западной окраины КМ в период общей инверсии бассейнов центральных частей кратона (Lahtinen, 2000).

#### ***4.2. Палеопротерозойские структурно-кинематические парагенезы центральной части Карельского массива (КМ)***

В центральной части КМ генеральную структурную позицию занимает система сдвиговых зон северо-западного и субмеридионального простирания: Центрально-Карельская, Койкарско-Выгозерская, Хаутоваарская (рис. 8, А). В пространственной ассоциации с этими зонами находятся крупные мульдообразные структуры: Онежская, Сегозерская и Янгозерская. Межсдвиговые структуры представлены Западно-Карельским доменом и серией крупных линзовидных тел, составляющих Центрально-Карельский и Водлозерский домены.

##### ***4.2.1. Центрально-Карельская зона сдвига (ЦКЗ)***

ЦКЗ диагонально рассекает одноименный домен в центральной части КМ (рис. 8, А). Имея ширину от 5 до 50 км, она прослеживается от Онежского озера в северо-западном направлении более, чем на 400 км. Зона сдвига трассируется системой сжатых и мульдообразных протерозойских синклиналей. По направлению с северо-запада на юго-восток она постепенно расширяется и испытывает виргацию, образуя транстенсионный веер в районе Онежского озера. В соответствии с этим меняется и морфология протерозойских синклиналей. Узкосжатые структуры по простирации к юго-востоку плавно раскрываются и трансформируются в мульдообразные складки. В этой области сдвиги, составляющие транстенсионный веер, пронизывают палеопротерозойские толщи, слагающие Сегозерскую и Онежскую мульды (рис. 8, А).

**Структурно-кинематические парагенезы** в пределах архейских и палеопротерозойских комплексов, слагающих данную зону, отличаются по ряду характеристик. Но при этом имеются "сквозные" структуры, позволяющие проводить корреляцию процессов деформации в породах фундамента и проточехла (Колодяжный, 2002).

**Мегаструктуры архейского фундамента** представлены складчатыми ансамблями зеленокаменных поясов, окаймляющих мигматит-гранитные купола. Последние подвержены интенсивным наложенным деформациям, в результате которых сформировались тектонические мегалинзы, образующие системы сдвиговых дуплексов и сигмоидальных структур вращения. Они обнаруживают признаки длительного формирования: в одних случаях мегалинзы "запечатаны" ятулийским чехлом, в других – "дислоцируют" эти образования.

**Мезо-микроструктуры в гнейсо-гранитах фундамента** представлены различными формами, ряд из которых имеет постятулийский возраст, так как характеризуется "сквозным" развитием по отношениям к толщам ятулийского чехла. Это прежде всего C-S-структуры, кливаж скальвания, вторичные сдвиги Риделя (R и R') и кинк-зоны. Поверхности сдвигов часто маркируются

динамомиафторитами зеленосланцевой фации, а также характерной актинолит-эпидот-хлоритовой минерализацией. Аналогичные тектониты характерны и для палеопротерозойских образований. Было выявлено две генерации палеопротерозойских структур: 1) левосдвиговые структуры хрупко-пластической деформации, 2) правосдвиговые структуры преимущественно хрупкой деформации.

Структурно-кинематические парагенезы палеопротерозойских комплексов хорошо коррелируются с рассмотренными выше структурами пород фундамента. В зонах сдвига вулканиты и осадки часто трансформируются в тектониты зеленосланцевой фации: динамосланцы, бластомилониты и катаклазиты. Структурные особенности тектонитов отражают преимущественно сдвиговую кинематику. Характерны диагонально построенные системы рассланцевания и разлинования пород, сдвиговые дуплексы, асимметричные будинах-структуры и кулисные системы жильных образований, C-S-структуры, вторичные сдвиги Риделя, кинк-зоны и асимметричные складки, а также различные структуры вращения.

Изотопное датирование ( $Rb-Sr$  изохронный метод) тектонитов данной зоны позволило выявить несколько этапов деформаций (Виноградов, Буякайте, Колодяжный, Леонов, Орлов, 2001): 1) тектониты заключительных стадий ребольского цикла (левосдвиговая пластическая деформация на фоне процессов мигматизации) -  $2710 \pm 70$  млн. лет; 2) присдвиговые бластомилониты и бластокатаклазиты свекофеннского цикла (левосдвиговая пластическая и хрупко-пластическая деформация) -  $2010 \pm 80$  и  $1870 \pm 90$  млн. лет; 3) позднесвекофенские тектониты хрупкого разрушения (правосдвиговые дислокации) - не датированы.

В целом данная зона представляет собой транспрессионную структуру первого порядка, составленную из "вторичных" сдвиговых зон. Структурные парагенезы палеопротерозойских комплексов позволяют выделить латерально-продольную зональность ЦКЗ (Колодяжный, 2002). Северо-западная ее часть соответствует области транспрессии и латерально-продольного выжимания горных масс. Несколько южнее, в северной части Сегозерской структуры, отмечается комбинированная обстановка латерально-продольного выжимания и продольного нагнетания. В юго-восточной части зоны отмечается область относительной декомпрессии с развитием структур продольного нагнетания. Большую часть периода своего развития зона характеризовалась левосдвиговыми перемещениями. Лишь в конце свекофеннского цикла проявились правосторонние дислокации. Отмеченные в ее пределах вариации режимов деформаций позволяют отнести ее к категории трансферов (по [Тевелев, 2000, 2002]): синкинематических нарушений, компенсирующих локальные различия скоростей растяжения – сжатия в неоднородной деформационной области.

#### **4.2.2. Кумсинская зона сдвига**

Кумсинская зона входит в систему сдвиговых дислокаций ЦКЗ в области ее веерообразной виргации (рис. 8, А). Особенности ее тектоники рассматриваются в (Колодяжный, 2002). Данная структура пространственно совпадает с узкосжатой синклиналью, пронизанной транспрессионными зонами сдвига. Изотопное датирование тектонитов из этих зон показало следующие результаты: K-Ar -  $1830 \pm 10$  млн. лет;  $Rb-Sr$  -  $1670 \pm 60$  млн. лет (Колодяжный и др., 2000). Структурно-кинематические исследования позволили выявить две стадии деформаций

свекофенского цикла: 1) ранние левосдвиговые перемещения, связанные с этапом хрупко-пластического течения; 2) более поздние хрупкие деформации, характеризующие в целом обстановку транспрессии – сплющивания. В целом Кумсинская структура может быть охарактеризована как зона сплющивания, сформировавшаяся в условиях тангенциального сжатия палеопротерозойских толщ. На ранних стадиях свекофенского цикла данная зона представляла собой юго-восточное окончание ЦКЗ и развивалась в сходных с ней условиях объемных левосдвиговых перемещений. В дальнейшем она обособилась в результате поперечного выдвижения крупного кристаллического массива к юго-западу. Изотопный возраст тектонитов (1830 и 1670 млн. лет) позволяют полагать, что процессы деформации в Кумсинской зоне развивались с некоторым запаздыванием по отношению к Сегозерскому сегменту ЦКЗ.

#### **4.2.3. Койкарско-Выгозерская зона сдвига**

Койкарско-Выгозерская зона нарушений имеет в целом крутые залегания и субмеридиональное простирание. Она прослеживается вдоль границы Центрально-Карельского и Водлозерского доменов на протяжении более 400 км и пересекает либо плавно влияется в сопряженные с ней сдвиговые системы северо-западного простирания (ЦКЗ и ВКЗ) (рис. 8, А). Результаты структурно-кинематических исследований в пределах этой зоны отражены в (Колодяжный, 1999, 2002). Было установлено, что данная зона сдвига представляет собой долгоживущую структуру, которая развивалась в несколько стадий (Колодяжный и др., 2000).

В конце архея в пределах зоны сформировались складки северо-восточной ориентировки. Последующее развитие ребольских левосдвиговых дислокаций привело к формированию асимметричных складок, транспрессионных диагональных и продольных сдвигов. К началу палеопротерозоя геодинамическая ситуация меняется. Характер размещения рифтогенных сумийско-сариолийских комплексов указывает на то, что их формирование происходило в режиме левосдвиговой транстенсии в пределах локальных грабенообразных впадин, образующих кулисную систему структур типа пулл-апарт. Ятульский этап характеризовался относительно спокойным тектоническим режимом, в результате которого сформировался вулканогенно-осадочный чехол, "запечатавший" рифтогенные впадины. Свекофенские структурные преобразования развивались в обстановке правосдвиговой транспрессии. Результатом взаимодействия сдвиговой тектоники фундамента и чехла явилось формирование сопряженных диагональных и продольных складок, а также купольно-сдвиговых структур, образующих кулисную систему. В дальнейшем в пределах чехла проявились вязкие "сквозные" сдвиги, наследующие простирации нарушений фундамента.

#### **4.2.4. Тектоническое строение Онежской мульды**

Со сдвиговыми зонами КМ динамически сопряжены тектонические депрессии, сохранившиеся в современном эрозионном срезе в виде мульдообразных структур. Наиболее ярким примером таких форм является Онежская мульда. Особенности ее тектоники были рассмотрены нами в серии работ, где, помимо наших оригинальных данных, приводятся материалы других исследователей (Леонов, Колодяжный и др., 2001, 2003).

Результаты литостратиграфических исследований позволяют полагать, что Онежский бассейн обособился в позднем ятулии и в дальнейшем испытывал

постепенную миграцию в южном направлении (Макарихин и др., 1995; Светов, 1979; Соколов и др., 1970). В современной структуре Онежская мульда имеет сложное внутреннее строение. Она размещается в области транстенсионного веера ЦКЗ, которая в области мульды расщепляется на ряд сдвиговых зон высокого порядка. Последние, проникая в палеопротерозойские толщи Онежской структуры, приводят к формированию гребневидной складчатости. При этом зоны сдвига контролируют узкие диапироподобные (гребневидные) антиклинали, между которыми располагаются широкие корытообразные синклинали, в ядрах которых породы не деформированы. На основании этого был сделан вывод о том, что внутренние дислокации Онежской структуры не связаны со "сквозным" тангенциальным сжатием, а обусловлены субгоризонтальным течением пластичных горизонтов в основании и внутри толщи карелид. Это подтверждается и результатами тектоно-физического моделирования (Schultz et al., 2002).

Для характеристики глубинного строения области были использованы материалы сейсмопрофилирования МОВ ОГТ (профиль 1-ЕВ). Они показывают, что в основании Онежской структуры развиты системы глубинных ("слепых") надвигов, с которыми связаны системы нагнетания (надвиговые дуплексы). Последние располагаются в краевых частях депрессии и выражены на поверхности системами куполообразных поднятий, обрамляющими Онежскую мульду. В верхних уровнях коры при этом дешифрируются системы пологих ступенчатых сбросов, которые выходят на поверхность в пределах Онежской структуры в области развития базитовых силлов ятульского и людиковийского возраста.

***Особенности эволюции Центрально-Карельской зоны (ЦКЗ)*** и сопряженной с ней Онежской депрессии отражены на палеотектонических разрезах и блок-диаграмме (рис. 9). Данная модель предполагает сопряженное проявление двух динамических факторов. (1) Вращение по часовой стрелке крупного массива пород, расположенного к западу от рассматриваемой системы дислокаций. Это обусловило ножницеобразные перемещения, результатом которых явилось раскрытие транстенсионного веера, контролировавшего формирование Онежской депрессии. В свекофенное время аналогичные "ротационно-инденторные" дислокации обусловили сегментацию ЦКЗ на комплементарные области продольного выжимания и нагнетания (рис. 9, В). (2) Формирование Онежской депрессии было также связано с развитием глубинных надвигов и зон горизонтального оттока – нагнетания вещества в глубинных слоях коры. Это отразилось в растяжении верхнекорового слоя и развитии системы пологих дилатансионных сбросов. Динамика последних предопределяла особенности формирования и миграции бассейнов Онежской структуры (по модели простого сдвига), явления магматизма и силлогенеза (рис. 9, А - Б). Предполагается, что отток глубинных масс из-под области депрессии был обусловлен локальным воздействием астеносферного диапира, развитие которого, в свою очередь, подчинялось принципам пассивного рифтогенеза. Другими словами, атTRACTором мантийного диапиризма явились процессы интенсивного растяжения коры в области транстенсионного веера ЦКЗ, а, следовательно, и фактор вращения крупного домена.

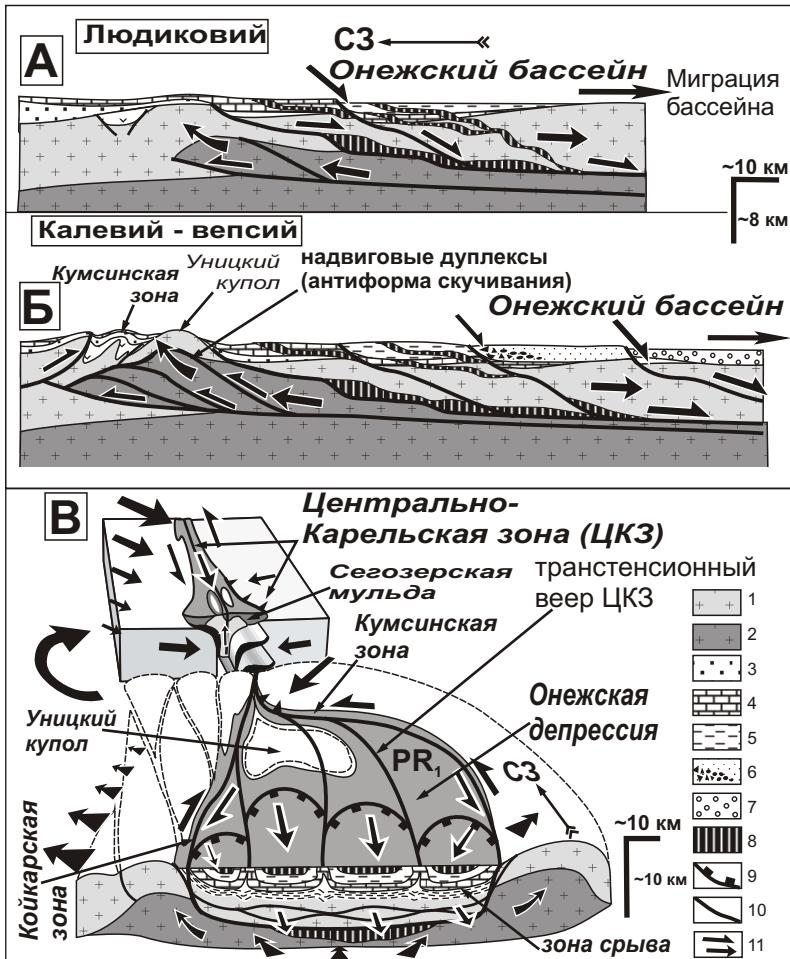


Рис. 9. А - Б - Стадии формирования Онежской тектонической депрессии. В - Объемная модель Онежской мульды (пояснения см. текст).

1 - 2 - архейская континентальная кора: верхняя (1), средняя (2); 3 - раннеятульские терригенные осадки и вулканиты; 4 - позднеятульские карбонатно-терригенные отложения; 5 - людиковийские пелитовые осадки и вулканиты; 6 - калевийские терригенные осадки; 7 - вепсийские песчаники; 8 - силлы габбро-долеритов; 9 - пологие сбросы; 10 - разрывы; 11 - направления перемещений.

#### 4.3.1. Восточно-Карельская зона сдвига (ВКЗ)

ВКЗ издавна рассматривалась в качестве мощного глубинного разлома, развитого вдоль границы КМ и БЛП (Харitonov, 1966; Шуркин и др., 1974). Зона прослеживается в виде широкой (до 50 км) полосы рассредоточенных сдвиговых дислокаций и маркируется системой сильно сжатых либо относительно пологих мульдообразных протерозойских синклиналей (Шомбозерская, Лехтинская) (рис. 8, А). Радиоизотопное датирование K-Ar методом бластомилонитов сдвиговых зон, показывает, что их возраст соответствует интервалу времени 2000 – 1750 млн. лет (Шуркин, 1974). U-Pb возраст титанита метаморфических комплексов данной зоны 1800 – 1750 млн. лет (Bibikova et al., 2001).

Лехтинская и Шомбозерская синклинали занимают значительную часть рассматриваемой территории и представляют собой сложноскладчатые мульдообразные структуры, осложненные сдвигами и оперяющими их надвигами, совокупность которых образует транспрессионные пальмовые структуры. Вдоль внешнего края ВКЗ развиты тоналитогнейсы БП, вмещающие массивы палеопротерозойских чарнокитоидных гранитов и мелкие интрузии друзитов (2,45 – 2,35 млрд. лет), формировавшихся на глубинах более 20 км (Бибикова и др., 1993; Слабунов, 1990; Степанов, 1981; Терехов, 2003). Эта ассоциация пород развита в пределах широкой полосы, разделяющей гранит-зеленокаменные комплексы КМ и алохтонные пластины БП (Чупинский и Хетоламбинский покровы) (рис. 2). Структурные особенности этой области отражают процессы интенсивного субгоризонтального течения пород и широкого развития купольных структур. Вдоль границы карельских и беломорских комплексов располагается Керетско-Тикшозерский зеленокаменный пояс, сложенный лопийскими вулканогенно-осадочными толщами (Слабунов, 1990, 1993). Зеленокаменные толщи либо смяты в кругопадающие изоклинали и подвержены сдвиговым дислокациям, что свойственно "карельскому борту" лопийского трова, либо участвуют в строении куполообразных структур и образуют поперечные простирианию пояса складки и протяженные "заливы" в область беломорид (рис. 2). На основании соотношений с палеопротерозойскими синкинематическими интрузиями (2,45 – 2,35 млрд. лет) поперечные складки интерпретируются в качестве селецких структур.

**Данные сейсмопрофилирования МОВ ОГТ** вдоль геотраверсов 1-ЕВ и 4В, пересекающих ВКЗ, позволяют рассматривать ее в качестве палеопротерозойской покровно-надвиговой сутуры (Минц и др., 2001, 2004), либо как систему деформированных рифтогенных бассейнов (Самсонов и др., 2001). В основании Шомбозерской синклинали дешифрируются полого падающие на северо-восток нарушения, которые прослеживаются до глубин 15 – 20 км, где они сливаются с зоной срыва в подошве среднекорового слоя (2) (рис. 8, Б). Характер смещений тонких отражений вдоль этих разрывов указывает на их сбросовую кинематику. С этими нарушениями пространственно связаны сейсмически прозрачные объемы, образующие линзовидные структуры типа дуплексов растяжения. Предполагается, что они соответствуют мелким массивам гранитоидов, которые выходят на поверхность в области беломорид в ядрах куполообразных структур. Последние хорошо дешифрируются и на сейсмопрофилях, что вполне согласуется с "гнейсово-купольной" природой западной краевой части БП. Системы пологих нарушений и тонких отражений пересекаются кругопадающими и пологими разрывами, образующими в целом пальмовые структуры (рис. 8, Б, В). На поверхности они соответствуют свекофенским зонам бластомилонитов, а на глубинах порядка 10 км – чаще выполняются и теряются в системах пологих отражений. Эти данные позволяют полагать, что синклинали ВКЗ представляет собой дислоцированные рифтогенные структуры, формирование которых было связано с развитием листрических сбросов.

**Структурно-кинематические парагенезы** ВКЗ связаны с проявлениями тектонических событий селецкого и свекофенского циклов. В восточном борту Лехтинской структуры был изучен разрез, характеризующий

соотношения верхней коры и среднекорового слоя, выходящего на поверхность в области беломорид (Колодяжный, 2001 - 2003). Селецкие структурно-вещественные ассоциации образуют здесь единую вертикальную зональность, отражающую сопряженные тектонические преобразования на различных уровнях палеопротерозойской коры: а) процессы растяжения и хрупкого разрушения верхней коры (формирование листрических сбросов и связанных с ними асимметричных рифтогенных впадин, выполненных вулканитами, осадками и микститоподобными образованиями); б) явления хрупко-пластического субгоризонтального течения в подстилающих рифтогенные структуры комплексах (формирование катализитов, бластомилонитов, метасоматитов и складок продольного течения); в) процессы субгоризонтального объемного пластического течения среднекорового слоя в условиях высокой магматической активности и флюидно-термального потока (формирование "струйчатых" мигматитов, метасоматитов, чарнокитоидов и друзитов). Развитие листрических и пологих сбросов по модели простого сдвига обусловило существенное утонение верхней коры, что в дальнейшем способствовало тектонической эксгумации среднекорового слоя в области БП.

Свекофенские структурно-кинематические парагенезы ВКЗ формировались в условиях левосдвиговой транспрессии и представлены системами сдвигов и сопряженными с ними дивергентными надвигами, диагональными и коническими складками, а также комплексом микроструктур сдвигового происхождения (Колодяжный, 2003). В результате этих преобразований рифтогенные впадины трансформировались в пальмовые структуры, которые отражают синхронное проявление эффектов поперечного сплющивания и дивергентного выдавливания толщ в борта структур, сдвига и асимметричного смятия слоев.

#### *4.3.2. Северо-Карельская зона сдвига (СКЗ)*

СКЗ прослеживается в виде дугообразного пояса в северной части КМ вдоль его границы с БП (рис. 8, А). Она маркируется выходами сильно дислоцированных и метаморфизованных палеопротерозойских вулканогенно-осадочных и интрузивных образований, образующих разобщенные структуры. Наиболее крупные из них представлены сложноскладчатыми синклиналями: Кукасозерской, Ханкусъярвинской и Панаярвинской. В пределах рассматриваемой зоны развиты три генерации свекофенских тектонитов и связанных с ними структур: 1) структуры пластической деформации и динамометаморфиты раннего метаморфизма (1950 - 1850 млн. лет); 2) структуры хрупко-пластической деформации и динамомидафториты (1800 - 1600 млн. лет); 3) структуры хрупкого разрушения и низкотемпературные гидротермальные проявления (изотопные данные по (Воинов и др., 1987; Геохронологические..., 1972; Сыстра, 1991)).

Результаты геолого-структурных исследований в пределах СКЗ отражены в серии работ (Колодяжный, 1997, 1998, 1999; Леонов и др., 1998, 2001, 2002). Они позволяют предложить следующую модель эволюции данной структуры.

В сумийско-сариолийское время Панаярвинская и Кукасозерская структуры представляли собой изолированные рифтогенные впадины, сочененные зонами сдвигов. Развитие впадин контролировалось сбросами, которые сейчас маркируются выходами микститоподобных образований, дайками и силлами габбро-ультрабазитов. Механизмы формирования раннекарельских впадин были

во многом аналогичны рифтогенным процессам в ВКЗ. Раннесвекофенниеские коллизионные события (1950 - 1850 млн. лет) привели к инверсии и "схлопыванию" рифтогенных впадин в условиях левосдвиговой транспрессии. В результате сформировались узко сжатые синклинали, имеющие облик пальмовых структур, запрокинутых к северу. Частичное "сшивание" бортов синклиналей обусловило развитие в их приосевых частях мощных зон тектонометаморфического меланжа с транспрессионными структурными парагенезами. В бортах этих шовных сдвигов перемещения носили объемный ламинарно-вихревой характер: развивались сопряженные со сдвигами пластичные покровы и надвиги, крупные колчановидные и диагональные складки, сдвиговые дуплексы и купольно-сдвиговые структуры. Развитие диагональных складок сопровождалось одновременным их вращением к плоскости сдвига, а на месте их первоначальной позиции развивались новые системы диагональных складок, сминавших своих предшественников. Позднесвекофенниеские события (1800 - 1600 млн. лет) были связаны с формированием Северо-Карельской дуги в результате поперечного выдвигания выступа КМ к северо-востоку. Это проявилось в развитии правосдвиговых и левосдвиговых перемещений соответственно в восточном и западном крыльях рассматриваемой дуги.

Раннесвекофенниеские метаморфические преобразования обусловили становление высокоградиентной метаморфической зональности СКЗ (Колодяжный, 1999). В этом она существенно отличается от БП. Изограды метаморфизма имеют согласно-секущий характер по отношению к стратиграфическим поверхностям, из чего следует, что метаморфические преобразования не были связаны с погружением палеопротерозойских толщ в результате сдавивания коры. Эти особенности, а также мозаично-пепельчатый характер метаморфической зональности наилучшим образом объясняются факторами деформации и флюидной проницаемости толщ.

#### **4.3.3. Системы сдвигов западной части Карельского массива (КМ)**

Результаты структурно-кинематических исследований в пределах западной части КМ отражены в серии публикаций (Морозов, 1999; Karki et al., 1993, 1995). Они позволяют сделать следующие выводы. Тектонические особенности данной области во многом связаны с эволюцией транспрессионной шовной зоны Ладога-Раахе, разделяющей свекофенниеские и карельские комплексы. Ранние тектонические события свекофенниеского цикла (1,9 – 1,86 млрд. лет) в пределах этой зоны отражают условия левосдвиговой транспрессии. Аналогичная кинематика в этот период времени была свойственна Раутоваарской и Гирвасковской сдвиговым зонам, из которых последняя является юго-западным продолжением СКЗ (рис. 8, А). Раннесвекофенниеские структурно-вещественные и кинематические парагенезы этих зон коррелируются с одновозрастными образованиями (1,95–1,85 млрд. лет) СКЗ и ВКЗ.

### **Глава 5. Структурно-кинематическая модель эволюции**

#### **Карельского массива (КМ) и его обрамления в палеопротерозое**

Результаты структурно-кинематических исследований в обобщенном виде отражены на схеме (рис. 10). Они показывают, что в процессе палеопротерозойского (в основном свекофенниеского) этапа развития КМ оформились системы сдвиговых зон, образующие овально-концентрические

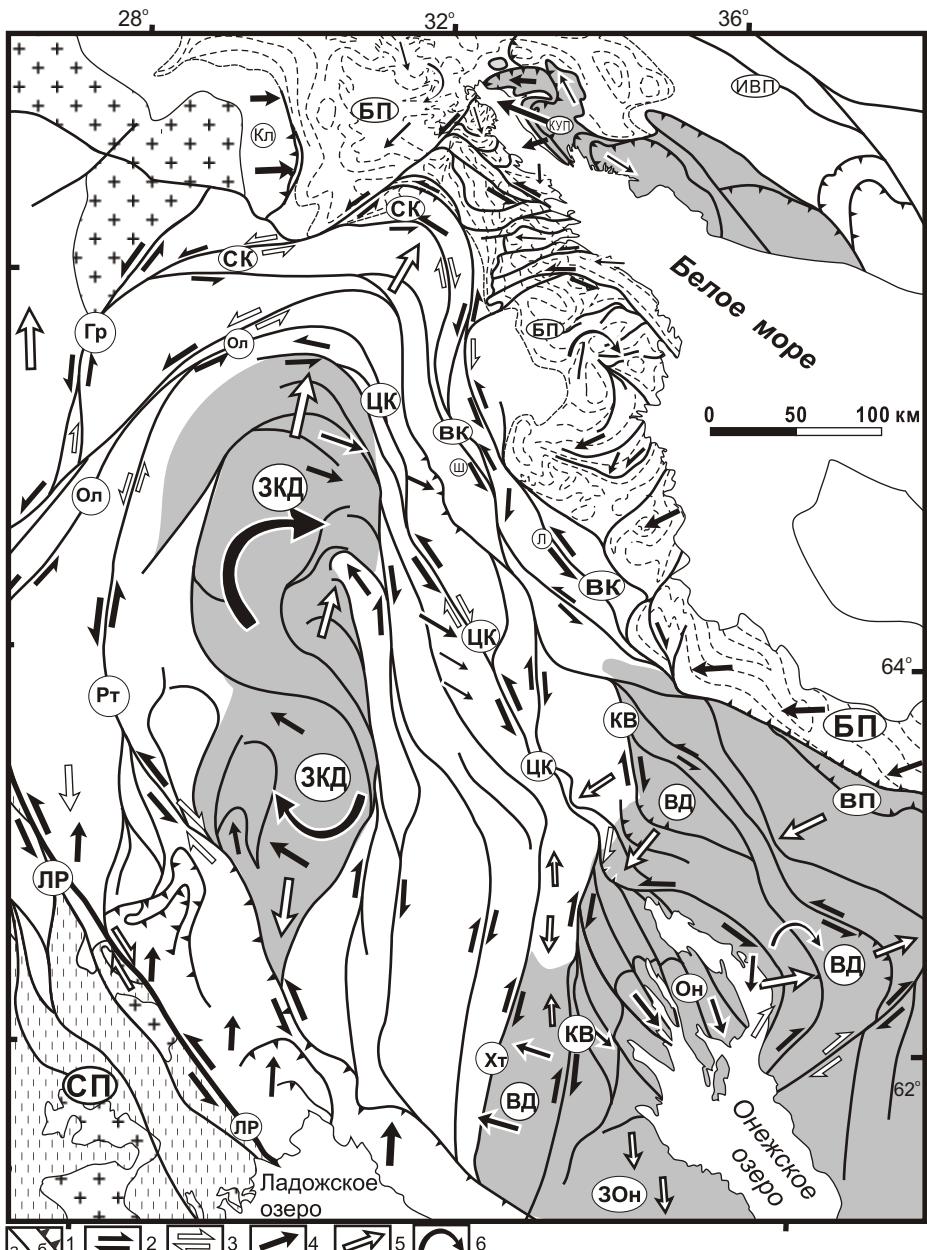


Рис. 10. Структурно-кинематическая схема Карельского массива и его обрамления, отражающая направления перемещений горных масс для свекофеннского цикла.

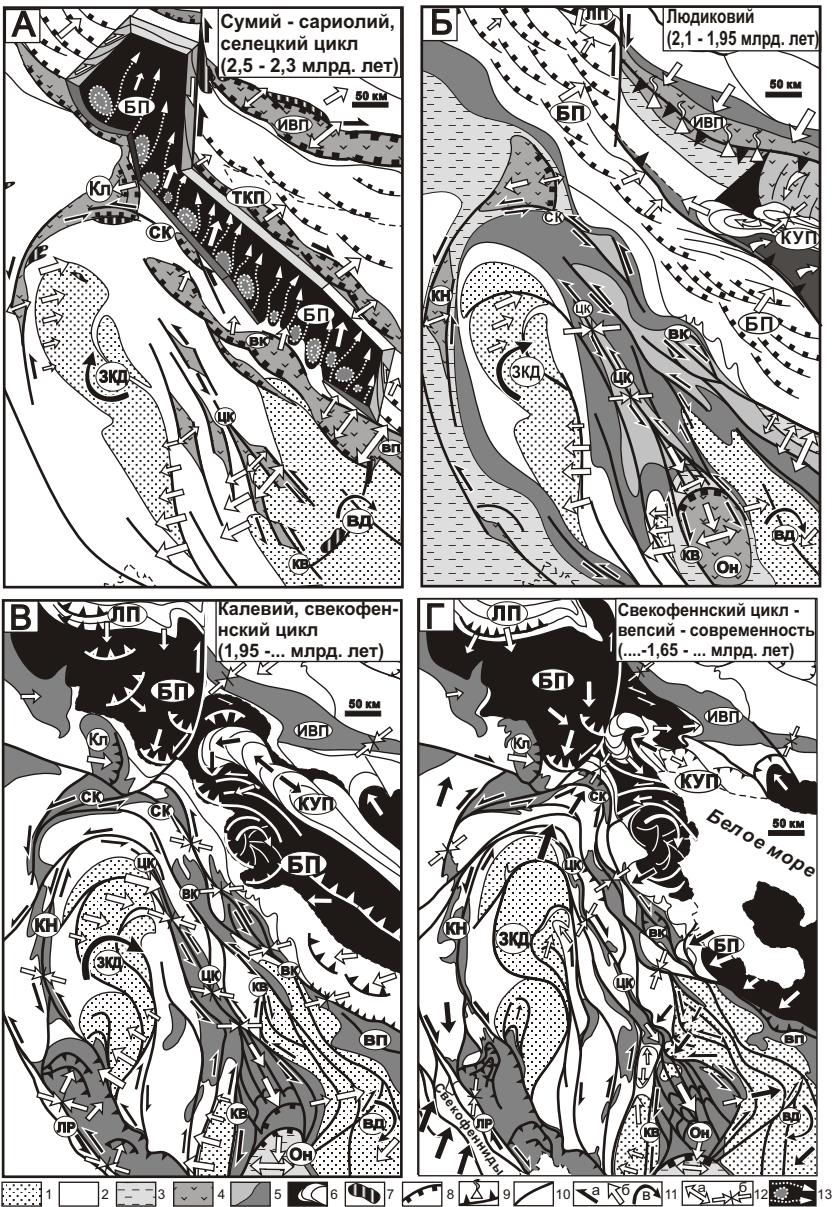
1 - вязкие разрывные нарушения: а - преимущественно сдвиги, б - надвиги; 2 - 3 - направления сдвиговых перемещений ранней (2) и поздней (3) стадий свекофеннского цикла; 4 - 5 - направления тангенциальных перемещений ранней (4) и поздней (5) стадий свекофеннского цикла; 6 - направления вращения. Содержание геологических контуров и буквы на схеме см. рис. 8, А.

пояса и диагональные к общему простиранию структур сдвиги. Характерной особенностью системы овально-концентрических сдвиговых зон является выдержаный и устойчивый характер левосдвиговых перемещений, фиксируемых для ранней и наиболее интенсивной стадии свекофенских преобразований (рис. 10). Эту особенность можно объяснить процессами вращения по часовой стрелке крупных доменов, составляющих КМ. С таким дифференцированным вращением согласуется модель эволюции Центрально-Карельской зоны (ЦКЗ) и сопряженной с ней Онежской депрессии (рис. 9). Признаками вращения карельских структур являются также диагональное простирание зеленокаменных поясов и инверсия знака сдвиговых дислокаций, свойственная, в первую очередь, диагональным системам нарушений.

Данные структурно-кинематических исследований позволяют предложить следующую группу условий, имеющих первостепенное значение для построения динамической модели рассмотренного региона. (1) *Общая кинематика КМ в палеопротерозое может быть рассмотрена как эволюция системы сдвиговых зон, организованных по принципу крупной вихревой мегаструктуры, отражающей дифференцированное, но согласованное вращение крупных доменов по часовой стрелке.* (2) Особенности тектонического размещения палеопротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов связаны с морфологией и пространственной позицией сдвиговых зон. (3) Геолого-геофизические данные позволяют предполагать, что наблюдаемые на поверхности крутопадающие зоны сдвиговых дислокаций КМ листрически выполняются и сливаются с зонами субгоризонтального течения на уровне палеопротерозойской средней коры, выходящей на поверхность в пределах БП (рис. 8, Б, В). (4) КМ и БЛП представляют собой разноглубинные и дисгармонично построенные уровни корового слоя, составлявшие в палеопротерозое единую геодинамическую систему.

На основании структурно-кинематических данных, анализа особенностей осадконакопления и магматизма была составлена динамическая модель КМ в палеопротерозое (рис. 11). Она была построена в последовательности от современной структуры к древней, в процессе чего снимались деформационные эффекты различных этапов. Однако логика изложения требует рассматривать ее в прямой исторической последовательности.

**Поздний неоархей – (2,7 – 2,5 млрд. лет) (ребольский цикл).** Характер современного положения лопийских зеленокаменных поясов, с учетом последующих тектонических перемещений и вращения крупных доменов КМ, позволяет предположить, что к концу архея они имели преимущественно северо-западную ориентировку (в современных координатах), соответствующую простиранию ребольских структур БП. К концу архея Карельская гранит-зеленокаменная область представляла собой реологически неоднородную систему, построенную из разновозрастных доменов, мигматит-гранитных куполов и обрамляющих их зеленокаменных поясов, вытянутых в северо-западном направлении. На позднеколлизионной стадии начали формироваться левосдвиговые зоны, магистрали которых приспособливались к ослабленным в реологическом отношении зеленокаменным "швам" (Колодяжный, 1999, 2002). Результатом коллизионных преобразований ребольского цикла явилось формирование континентальной коры Карельской гранит-зеленокаменной области.



**Рис. 11. Структурно-кинематическая модель эволюции Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое.**

1 - 2 - архейские гранит-зеленокаменные комплексы; 3 - вулканогенно-осадочные бассейны; 4 - вулканогенные депрессии и пояса; 5 - палеопротерозойские комплексы (бассейны испытавшие инверсию); 6 - экстремированные высокометаморфизованные образования (окончательно достигли эрозионного уровня в риффее); 7 - расслоенные интрузии (2,5 - 2,4 млрд. лет); 8 - листрические сбросы; 9 - поддвиги-наддвиговые системы (зоны субдукции и поддвига, островные дуги, надвиги); 10 - взбросо-сдвиги; 11 - направления сдвиговых (а), тангенциальных (б), ротационных (в) перемещений; 12 - направления: а - растяжения (области транстенсии), б - скатия (области транспрессии); 13 - врез, иллюстрирующий тектонические процессы в нижней - средней коре (траектории течения и купола комплекса "метаморфических ядер"). **Буквы на схеме см. рис 8, А.**

**Сумий – сариолий (2,5 - 2,3 млрд. лет) (селецкий цикл).** Начало протерозоя в регионе ознаменовалось широким проявлением бимодального вулканизма сумийского времени, развитием даек, становлением расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий и массивов гранитов в условиях верхней части континентальной коры. Магматическая активность проявлялась в условиях левосдвиговой транстенсии (сдвига и рассеянного рифтогенеза) и контролировалась разрывами, которые заложились в конце ребольского цикла. Накопление вулканогенно-осадочных комплексов происходило в грабенообразных впадинах, нередко образующих структуры типа пулл-апарт (рис. 11, А). Вдоль восточной окраины КМ формирование рифтогенных впадин было связано с развитием листрических сбросов. Они составляли динамическую систему, развивавшуюся по модели простого сдвига. Классическим тектонотипом данной обстановки является провинция Бассейнов и Хребтов Северо-Американских Кордильер (Lister, Davis, 1989; Wernicke, 1985). Сбросовые перемещения в верхней коре были сопряжены с процессами глубинного горизонтального течения на уровне средней коры, а также с развитием комплекса "метаморфических ядер" в западной части БП (рис. 11, А). При этом направления тектонического транспорта в среднекоровом слое обозначились в системах селецких складок продольного течения (в беломоридах), имевших субмеридиональную ориентировку. Эти направленные глубинные потоки были динамически согласованы с режимом левосдвиговой транстенсии верхнекорового слоя КМ (рис. 11, А). Одновременно начали проявляться ротационные эффекты, связанные с дифференцированным вращением по часовой стрелке крупных доменов КМ. Этот процесс развивался на протяжении всего палеопротерозоя с наибольшей интенсивностью в свекофеннское время. В сумии – сариолии слабое вращение Западно-Карельского домена по часовой стрелке контролировало за счет ножницеобразных перемещений раскрытие транстенсионного веера южной части ЦКЗ (рис. 11, А).

**Ятулий (2,3 - 2,1 млрд. лет).** В раннем и среднем ятулии значительная часть КМ представляла собой внутриконтинентальный мелководный бассейн, в пределах которого накапливались терригенные осадки протоплатформенного чехла и происходило периодическое излияние трраповых базальтов. Области интенсивного вулканизма были локализованы в присдвиговых структурах, в частности, в пределах транстенсионного веера ЦКЗ. Повышенная проницаемость коры в этой области была обусловлена вращением по часовой стрелке Западно-Карельского домена, что способствовало веерному раскрытию Сегозерско-Онежского бассейна. Аналогичные механизмы, возможно, имели место в районе Куолоярвинской структуры и в пределах Ветренного пояса. В позднем ятулии осадконакопление происходило в локальных остаточных бассейнах и вдоль западной пассивной окраины кратона. В динамической связи с транстенсионным веером ЦКЗ начал формироваться Онежский бассейн с мелководным карбонатно-терригенным осадконакоплением.

**Людиковий (2,1 – 1,95 млрд. лет).** К началу людиковия осадочные бассейны большей части КМ испытали инверсию. Во второй половине людиковия (2,05 – 1,95 млрд. лет) имела место структурно локализованная, но высокая магматическая активность, связанная с формированием астеносферных мантийных диапиров (Куликов и др., 1999; Puchtel et al., 1999).

Происходило внедрение силлов и излияние пикробазальтов, сформировавших вулканические плато в пределах Онежского и Куолоярвинского бассейнов (рис. 11, Б). В Онежской впадине в связи с локальным воздействием мантийного диапира начали развиваться процессы глубинного горизонтального течения, обусловившие отток геомасс из-под области депрессии к ее бортам. В результате этого формировались "слепые" надвиги глубинных горизонтов коры и зоны нагнетания - воздымания в обрамлении мульды. В верхнекоровых уровнях комплементарно этому процессу в обстановке растяжения развивались пологие дилатационные сбросы и зоны транстенсии – подводящие каналы пикробазальтовых эфузивов (рис. 9). Отток глубинных геомасс к краям депрессии и смещение верхних пластин коры в южном направлении по системе пологих сбросов контролировали юго-направленную миграцию Онежского бассейна в соответствии с принципами механизма простого сдвига. Эти процессы развивались и в дальнейшем, вплоть до завершения свекофенской коллизии.

Синхронно с излиянием лав пикробазальтов Онежской впадины северные сегменты ЦКЗ находились в условиях левосдвиговой транспрессии (тектониты с возрастом  $2010 \pm 80$  млн. лет). Транспрессионная область постепенно мигрировала в южных румбах, что обеспечивало инверсию областей осадконакопления и соответствующий "откат" Онежского бассейна, который размещался в области транстенсионного веера ЦКЗ (рис. 11, Б). Таким образом, на фоне левосдвиговых перемещений по простирации ЦКЗ комплементарно существовали обстановки транспрессии и транстенсии, а соответствующие им области, охваченные инверсией, либо наоборот тектоническим прогибанием, испытывали сопряженную миграцию в южных румбах. Эти динамические особенности можно объяснить вращением по часовой стрелке Западно-Карельского домена, что оказывало "ротационно-инденторное" воздействие на ансамбль структур Центрально-Карельской зоны (ЦКЗ) и Онежской депрессии.

На рубеже людиковия и калевия начались процессы постепенной эксгумации гранулитовых комплексов Колвицко-Умбинского пояса. Они были связаны с транспрессионным выдавливанием глубинных геомасс из зоны "замковой субдукции" в виде субгоризонтальной протрузии (рис. 11, Б).

**Калевий – вепсий (1,95 – 1,65 млрд. лет) (свекофенский коллизионный цикл).** Интенсивность тектонических преобразований на этом этапе резко увеличилась: практически весь Карело-Кольский регион был охвачен процессами внутриплитной коллизии. В отличие от межплитных коллизионных явлений, в данном случае не имели место столкновения крупных континентальных плит и закрытия обширных океанических бассейнов. Коллизионные процессы были рассредоточены на огромной территории и проявлялись в форме транспрессионного раздавливания внутриконтинентальных рифтогенных бассейнов и микроокеанических структур. Эти события были обусловлены внешним коллизионным воздействием, в частности, связанным с аккрецией и надвиганием свекофенских островодужных террейнов на западную окраину Карельского кратона. Факт отсутствия признаков "сквозного" тангенциального сжатия позволяет полагать, что деформации во внутриплитной области были связаны с субгоризонтальным течением пластичных горизонтов, которые являлись "аттракторами и проводниками" деформационных процессов.

В общекоровом масштабе в качестве главного концентратора деформаций может рассматриваться слой средней коры КМ. Процессы субгоризонтального течения в его пределах контролировали системы листрических разрывов, пронизывающих верхнюю кору и образующих на поверхности транспрессионные пальмовые структуры. При этом, как это видно на сейсмопрофилях, этот слой (2) и сам испытывал существенные внутренние деформации в виде глубинных надвигов и дуплексов, структур сшивания и нагнетания, пережима и раздува (рис. 8, Б, В). В пределах БЛП в результате коллизионных процессов среднекоровый слой испытал скучивание и тектоническую экспансию.

На ранних этапах свекофенских преобразований транспрессионная обстановка в пределах КМ сочеталась с локальной транстенсией и формированием прогибов. В калевии Онежский бассейн, по-прежнему, испытывал миграцию к югу. В область молассоидного осадконакопления поступали обломки людиковийских сланцев из северной части прогиба, испытавшей инверсию. Поверхности ранних сбросов в северной части Онежской мульды последовательно отмирали и испытывали деформации. Южнее зарождались новые пологие системы сбрасывания и соответствующие им транстенсионные бассейны, которых постигала участь предшественников в процессе латерального наращивания области транспрессии - инверсии. Такого рода явления, отражающие развитие сдвигов и сопряженных систем "сбрасывания и сбрасывания", характерны для многих зон дислокаций с латерально-продольным течением геомасс (Frisch et al., 2000; Mancktelow et al., 1994). В рассматриваемом случае процессы латеральной экструзии и сопряженной миграции областей транспрессии - транстенсии развивались по простирианию ЦКЗ. Они были связаны с "ротационно-инденторным" воздействием Западно-Карельского домена; в соответствии с моментом его вращения происходило выдавливание геомасс из северных сегментов данной зоны в юго-восточном направлении (рис. 11, В).

При развитии пологих сбросов в области Онежской структуры верхние пластины коры смешались к югу сопряженно с правосдвиговыми дислокациями в Койкарско-Выгозерской зоне. Эта зона сдвига в ранние периоды своего развития имела северо-западное (в современных координатах) простижение и характеризовалась левосторонними перемещениями, но на протяжении палеопротерозоя она испытала инверсию знака сдвиговых смещений (рис. 11, А-Г). Это было связано с ее вращением в составе крупного домена, в результате чего она заняла позицию, благоприятную для правого сдвига. Этот и подобные ему диагональные сдвиги часто наследовали лопийские зеленокаменные "швы" и испытывали дифференцированное вращение вместе с ними.

Вращение крупных доменов КМ привело к развитию объемных левосдвиговых дислокаций по всему периметру Циркум-Карельского пояса (рис. 11, В). Данные перемещения контролировали процессы формирования крупных пальмовых структур и связанных с ними покровно-складчатых ансамблей.

На более поздних стадиях свекофеннского цикла конфигурация и кинематика сдвиговых зон усложнилась за счет дифференцированных перемещений различных блоков (рис. 11, Г). На этом этапе Западно-Карельский домен испытал общее расплющивание и удлинение по линии север - юг. В связи с этими перемещениями сформировались Кукасозерская дуга Северо-Карельской зоны, дугообразные сдвиги к востоку от Онежской мульды, а также ряд более мелких структур поперечного выдвижения. В целом динамическая ситуация носила коллажно-блоковый характер. Бассейновая обстановка в этот период времени сохранялась лишь на юге КМ, где накапливались красноцветные терригенные осадки вепсия. Данные отложения "запечатали" крутопадающие зоны сдвиговых дислокаций, обозначив рубеж завершения интенсивного свекофенского тектогенеза.

В целом свекофенский этап развития КМ был во многом связан с акреционно-коллизионными процессами на границе со свекофеннидами и "экскумационно-коллизионными" событиями в БЛП. В области свекофеннид вдоль шовной зоны Ладога-Раахе островодужные террейны и образования континентальной окраины взаимодействовали в условиях левосдвиговой транспрессии и косого надвигания свекофеннид в область карелид (рис. 11, В, Г). Синхронно с этими событиями в пределах БЛП развивалась обстановка внутриплитной коллизии, которая обусловила транспрессионное выдавливание из зоны "замковой субдукции" Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии (рис. 11, Б - Г; 7, Ж, 3). Латерально-продольные перемещения протрузии сопровождались сопряженным формированием систем телескопического нагнетания и крупных вихревых структур, что отражало ламинарно-вихревой характер глубинного течения. Есть основания рассматривать данные формы тектогенеза как отражение процессов тектонического течения всего среднекорового слоя рассмотренной внутриплитной области.

Таким образом, КМ и БЛП составляли в палеопротерозое единую внутриплитную геодинамическую систему. Важным фактором ее развития являлись процессы субгоризонтального тектонического течения геомасс в нижне-среднекоровых слоях, которые контролировали структурно-вещественные преобразования в верхней коре. В рассмотренном случае глубинное тектоническое течение должно было иметь ламинарно-вихревой характер. Иначе, при линейном способе организации тектонических потоков, структурные ансамбли верхней коры имели бы преимущественно сдвиговую или раздвиговую составляющую перемещений, а сдвиговые и ротационные эффекты были бы редуцированы.

По поводу причин и характера процессов тектонического течения глубинных слоев земной коры в диссертации обсуждаются два варианта. Согласно первому из них, в нижне - среднекоровых слоях формировались вихревые тектонические потоки, связанные с общим оттоком глубинных геомасс из-под области КМ и его комплементарным нагнетанием - выдавливанием в пределах БЛП. В качестве внешних геодинамических факторов, контролировавших развитие коровых процессов, в данном случае могут рассматриваться механизмы плюмовой тектоники и многоярусной мантийной конвекции, организованной по принципу хаотичных вихревых систем.

Второй вариант полностью не исключает первого, но в качестве главных факторов эволюции данной внутриплитной системы могут рассматриваться механизмы тектоники плит, в частности, условия внешнего коллизионного воздействия на Карело-Кольскую провинцию. При этом релаксация напряжений проявлялась, прежде всего, в слоях пониженной вязкости нижних и средних уровней земной коры. Если предположить, что внешнее коллизионное воздействие имело косой или клинообразный характер, то, вероятно, это должно было проявиться в нелинейных и вихревых тектонических потоках в глубинных слоях коры.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главным результатом работы является структурно-кинематическая модель эволюции КМ и БЛП в палеопротерозое. Она позволяет сделать ряд выводов, представленных в качестве защищаемых положений (см. введение). Предложенная модель отражает высокую объемную подвижность кратонизированной области в процессе внутриплитных рифтогенных и коллизионных преобразований. Иллюстрируются многообразные механизмы тектогенеза. Они выражены в структурных парагенезах, образующих транстенсионные и транспрессионные системы дислокаций, зоны глубинного горизонтального течения с областями оттока и нагнетания масс, разноранговые ротационные ансамбли и гигантские кристаллические протрузии. Модель отражает дисгармоничные, но при этом динамически сопряженные процессы структурообразования на разных уровнях корового слоя. Это иллюстрируется соотношениями верхнекоровых структурных ансамблей КМ и глубинных тектонических форм БЛП. Рассмотренная модель позволяет полагать, что важным фактором эволюции внутриплитных областей являются процессы неоднородного субгоризонтального пластического течения на уровне средней – нижней коры, контролирующие тектогенез верхнекорового слоя. Этот вывод согласуется с материалами, полученными для ряда других регионов (Леонов Ю., 1991, 1993, 2001; Суворов, 2000; Morley, 2002).

Многообразие форм тектогенеза рассмотренной внутриплитной области отражает суммарное действие внешних и внутренних факторов ее развития: воздействие мантийных плумов и коллизионных процессов, проявление неоднородного горизонтального течения в глубинных слоях коры и сопряженных ротационно-сдвиговых эффектов в верхней коре, появление локальных сил, связанных с перераспределением напряжений и дискретным характером деформаций в реологически неоднородной раннедокембрийской коре. Взаимозависимое действие этих факторов, вероятно, было подчинено принципам нелинейной геодинамики, суть которых в данном случае сводится к самоорганизации независимых и хаотичных процессов течения масс в литосфере в упорядоченные системы.

В целом проведенное исследование является одной из первых попыток геодинамических реконструкций обширной территории восточной части Балтийского щита на основе последовательного использования методики структурно-кинематического анализа. Осознавая многие недостатки этой работы, автор не ставит точки в этих исследованиях и предполагает, что они будут продолжены в направлении детализации и расширения ареалов наблюдений.

## **Список основных работ по теме диссертации.**

**Колодяжный С.Ю.** Структурно-вещественные парагенезы Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны (Балтийский щит) // Геотектоника, 1998. № 6. С. 72-89.

**Колодяжный С.Ю.** Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива//Геотектоника, 1999. № 6. С. 29-44 .

**Колодяжный С.Ю.** Процессы вертикальной аккреции в Северо-Карельской зоне Балтийского щита//Бюлл.МОИП. Отд. геол., 1999. Т. 74. Вып. 1. С. 14 - 29.

**Колодяжный С.Ю.** Зоны сдвигового тектонического течения Карельского массива (Балтийский щит) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII тектонического совещания. М.:ГЕОС, 2000. С. 218 – 220.

**Колодяжный С.Ю.** Структурно-кинематические аспекты эволюции Карельского массива в палеопротерозое//ДАН, 2001. Т. 381. № 1. С. 97-102.

**Колодяжный С.Ю.** Структурные парагенезы и кинематика Центрально-Карельской зоны сдвиговых деформаций (Балтийский щит) // Геотектоника, 2002. № 2. С. 59 – 79.

**Колодяжный С.Ю.** Кинематическая модель эволюции Карельского массива в палеопротерозое // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV тектонического совещания. Т. 1. М.:ГЕОС, 2002. С. 253 - 256.

**Колодяжный С.Ю.** К вопросу о генезисе рифейских рифтогенных структур Восточно-Европейской платформы//ДАН, 2003. Т. 389. № 6. С. 781 – 785.

**Колодяжный С.Ю.** Долгоживущие транстенсионные структуры северо-восточной части Балтийского щита // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI Тектонического совещания. Т. 1. М.:ГЕОС, 2003. С. 275 - 278.

**Колодяжный С.Ю.** Анализ кинематики Карельского массива в палеопротерозое // Геотектоника, 2003. № 3. С. 22 – 41.

**Колодяжный С.Ю.** Структурные парагенезы Павловского выступа Воронежской антеклизы//Бюлл.МОИП. Отд. геол., 2003. Т. 78. Вып. 4. С. 23 - 34.

**Колодяжный С.Ю.** Структурно-вещественные парагенезы Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны // Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы соещания. М.:ГЕОС, 1997. С. 64 - 66.

**Колодяжный С.Ю.** Тектоника Восточно-Карельской зоны сдвиговых деформаций. Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон // Материалы восьмой международной конференции. Петр заводск: КНЦ РАН. 2002. С. 124 – 125.

**Колодяжный С.Ю.** Тектоника рифтогенных структур Карельского массива в палеопротерозое // Материалы Всероссийской научной конференции "Геология, Геофизика на рубеже ХХ и ХХI веков". Т. 1. "Тектоника, стратиграфия, литология". М. ООО "Связь-Принт", 2002. С. 48 – 49.

**Колодяжный С.Ю.** Особенности структурных преобразований в Койкарской зоне сдвиговых деформаций Карельского массива // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур северной Евразии. Материалы совещания. СПб.: "Тема". 1999. С. 55-57.

**Колодяжный С.Ю.**, Зыков Д.С., Леонов М.Г. и др. Особенности эволюции купольно-сдвиговых структур северо-западного Прионежья (Карельский массив) // Российский журнал наук о Земле, 2000. Т. 2. № 2. С. 11-27.

**Виноградов В.И., Буякайте М.И., Колодяжный С.Ю. и др.** Этапы вещественных преобразований архей-протерозойских пород Центрально-Карельского домена // ДАН. 2001. Т. 380. № 6. С. 795-799.

Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы // Отв. ред. М.Г.Леонов. М.:Наука, 2002. 461 с. (Тр.ГИН РАН: Вып. 542)

**Леонов М.Г., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю.** О признаках тектонического течения горных масс фундамента в постледниковое время (Северо-Карельская зона Балтийского щита)//Геотектоника, 1998. № 3. С. 71-79.

Леонов М.Г., **Колодяжный С.Ю.**, Зыков Д.С. и др. Геодинамика и структурно-вещественная эволюция докембрийских масс в контексте внутриплитной тектоники // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонического совещания. Т. 1. М: ГЕОС, 1999. С. 357 - 361.

Леонов М.Г., **Колодяжный С.Ю.**, Зыков Д.С. и др. Тектоника Онежской мульды. Статья I: особенности геологического строения // Известия Вузов. Геология и разведка, 2003. № 1. С. 3 – 11.

Леонов М.Г., **Колодяжный С.Ю.**, Зыков Д.С. и др. Тектоника Онежской мульды. Статья II: глубинное строение, неотектоника и геодинамика // Известия Вузов. Геология и разведка, 2003. № 2. С. 3-12.

Леонов М.Г., **Колодяжный С.Ю.**, Зыков Д.С. и др. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. – М.: ГЕОС, 2001. 120 с. (Тр. ГИН РАН: Вып. 536).

Леонов М.Г., **Колодяжный С.Ю.**, Петрова В.В. О характере взаимоотношений архейского фундамента и ятулийского проточехла Карельского массива (на примере района оз. Сегозеро) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 2. С. 3-14.

Леонов М.Г., **Колодяжный С.Ю.**, Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект // М.: ГЕОС, 2000. 202 с. (Тр. ГИН РАН: Вып. 521).

Леонов М.Г., **Колодяжный С.Ю.**, Соловьев А.Ю. О природе преобразований горных пород в зонах плоскостного тектонического течения. Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 104 - 126.

Леонов М.Г., **Колодяжный С.Ю.**, Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника, 1995. № 2. С. 29-48.

Леонов М.Г., **Колодяжный С.Ю.**, Сомин М.Л. Структуры тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива (Балтийский щит) // Бюлл. МОИП, Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 3. С. 20-32.

Леонов М.Г., **Колодяжный С.Ю.**, Сомин М.Л. О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных структур Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника, 1996. № 1. С. 1-11.

Леонов М.Г., **Колодяжный С.Ю.** Вертикальная аккреция земной коры: суть проблемы и ее структурно-тектонические аспекты // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Материалы XXXI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 1998. С. 299-303.

Леонов М.Г., **Колодяжный С.Ю.**, Сомин М.Л. Некоторые особенности строения и генезис глыбовых конгломератов района оз. Паанаярви // ДАН, 1998. Т. 363, № 6. С. 793 - 796.

Леонов М.Г., **Колодяжный С.Ю.**. Структурно-кинематические ансамбли и некоторые особенности постархейской геодинамики Карельского массива (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 5. С. 19-44.

Леонов М.Г., **Колодяжный С.Ю.**, Сомин М.Л. и др. Особенности тектонической структуры и постархейской геодинамики Северо-Карельской зоны Балтийского щита // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. С.-Петербург: издание "Минерал", 1996. С. 42-43.

**Kolodiazhnyi S.Yu.**, Leonov M.G. Some Post-Archean tectonic features of Karelian massif (Baltic shield) and inner divisibility of ancient platform basement // Early Precambrin: genesis and evolution of the continental crust (Geodynamics, petrology, geochronology, regional geology). International conference 9-11 September 1999. Abstracts. Moscow: GEOS, 1999. P. 79-82.

Leonov M.G., **Kolodiazhny S.Yr.**, Somin M.L. Tectonic flow structures in basement and protoplatform cover // Abstracts 11th Intern. conf.on Basement Tectonics'94. Geoforschungszentrum. Potsdam, Germany, 1994. p.84.

Leonov M.G., **Kolodiazhny S.Yr.**, Somin M.L. et al. The structure and some peculiarities of Post-Archean tectonic evolution of the North-Karelia collisional zone (The Baltic Shield) // Abstracts. Proterozoic evolution in the North Atlantic Realm. International conference.1996, Goose Bay, Labrador. P. 111-112.