

М.Г.Леонов, С.Ю.Колодяжный, Д.С.Зыков,
Э.Н.Лишнеvский, М.Л.Сомин

Очерки постархейской геодинамики Карельского массива



**M.G.Leonov, S.Yu.Kolodaizhny, D.S.Zykov,
E.N.Lishnevsky, M.L.Somin**

**Postarchean
geodynamics essays
of the Karelia massif**

Transactions, vol. 536
Founded in 1932

Responsible editor
S.A. Kurenkov

Moscow
GEOS
2001

**М.Г.Леонов, С.Ю.Колодяжный, Д.С.Зыков,
Э.Н.Лишнеvский, М.Л.Сомин**

**Очерки
постархейской геодинамики
Карельского массива**

Труды, вып. 536
Основаны в 1932 году

Ответственный редактор
С.А. Куренков

Москва
ГЕОС
2001

ББК 26.323

Л 47

УДК 551.24

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Лишнеvский Э.Н., Сомин М.Л.

Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. – М.: ГЕОС, 2001. – 120 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 536).

ISBN 5-89118-227-0

Книга посвящена описанию некоторых аспектов постархейской структурно-тектонической эволюции Карельского массива (Балтийский щит). Рассмотрены формы и механизмы движений, связанных с объемным тектоническим течением горных масс, типы структурно-кинематических парагенезов, а также некоторые особенности формирования гранитно-метаморфического слоя на протоплатформенном этапе развития. Предложена модель геодинамики региона на плитном (щитовом) этапе развития.

Для геологов, работающих в области региональной и структурной геологии и тектоники.
Ил. 47. Библ. назв. 288.

Редакционная коллегия:

*Ю.Г. Леонов (главный редактор), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов,
Ю.В. Карякин, С.А. Куренков, М.А. Семихатов*

Рецензенты:

Ю.А. Морозов, А.А. Щипанский

Leonov M.G., Kolodaizhny S.Yu., Zikov D.S., Lishnevsky E.N., Somin M.L.

Postarchean geodynamics essays of the Karelia massif. – М.: GEOS, 2001. – 120 p. (Transactions of GIN RAS; Vol. 536).

The book is devoted to the specification statement of some aspects of the postarchean structural-tectonic evolution of the Karelian massif (Baltic shield). The forms of the rock masses balk tectonic flow, types of structural-kinematic paragenesises and also some features of granite-metamorphic stratum evolution on the protoplatform strage are reviewed. The geodynamic model of the region evolution on the platform strage is proposed. For the geologists working in the field of general tectonics, metamorphism and common problems of geodynamics.

Il. 47. References 288.

Editorial Board:

*Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov,
Yu.V. Kariakin, S.A. Kurenkov, M.A. Semikhatov*

Reviewers:

Yu.A. Morozov, A.A. Scipansky

ББК 26.323

Л 47

ISBN 5-89118-227-0

© Коллектив авторов, 2001

© Геологический институт РАН, 2001

© ГЕОС, 2001

Введение

Работа отражает результаты исследований по теме “Постархейская геодинамика Карельского массива”, проведенных при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 93-05-9125, 96-05-64412 и, частично, проект № 97-05-64709). Авторы благодарны А.Д. Лукашову, Ю.В. Миллеру, С.И. Рыбакову[†], А.И. Световой, С.А. Светову, Ю.Й. Сыстре, В.В. Травину, которые способствовали вхождению авторов в проблемы геологии Карелии и с которыми обсуждались различные аспекты этой работы.

Предпосылкой для постановки исследований, некоторые результаты которых изложены в этой книге, послужили следующие соображения.

1). Фундамент континентов – это сложное гетерогенное образование, в котором выделяются комплексы основания различных геоструктур: молодых и древних платформ, срединных массивов, подвижных поясов, зон внутриконтинентального орогенеза и пр. Изучение тектонической и структурно-вещественной эволюции складчато-метаморфического основания континентов направлено главным образом на понимание процессов преобразования горных масс до их вхождения в состав фундамента.

Процессы дальнейшей перестройки горных пород после их становления в качестве собственно континентального основания изучены менее полно. Традиционно принимается, что фундамент континентов, единожды сформировавшись, испытывает лишь разломно-блоковую тектонику и изгибы большого радиуса кривизны [Геодинамика..., 1990; Деннис, 1971; Штилле, 1964]. Однако показано [Ажгирей, 1966; Бероуш, 1991; Гогель, 1969; Леонов М., 1991, 1993, 1997б; Паталаха, 1966; Сомин, 1994], что горные массы фундамента различных геоструктур испытывают существенные преобразования, которые влияют как на формирование структуры самого фундамента, так и на геодинамику обширных регионов.

Основной формой деформации кристаллических толщ фундамента является реидная (от “рео” – течь) [Кинг, 1967; Carey, 1954; Леонов, 1997б], или реодеформация [Паталаха и др., 1995], т.е. деформация течения горных пород в твердом состоянии. Геологи часто используют термин “тектоническое течение”,

и это не случайность, так как отнесение деформаций к той или иной ее разновидности (пластической, хрупкопластической, хрупкой) зависит от масштаба исследования [Кожухарова, Леонов, 1988; Талицкий, 1994]. Более того, разделение деформаций на связанные, отождествляемые с пластичностью, и несвязные, отождествляемые с хрупким разрушением, весьма искусственно [Талицкий, 1994]. Понятие “реидная деформация” охватывает все виды тектонического течения и различные их сочетания, что позволяет избежать указанных противоречий и сделать более адекватным описание природных процессов, не входя в конфликт с принципами механики твердых сред и реологии [Рейнер, 1947]. В свете этих данных было интересно изучить постумные преобразования в пределах наиболее “склеротизированных” объемов земной коры, к которым в первую очередь относятся щиты древних платформ, а внутри них – архейские кристаллические ядра.

2). В мобилистических концепциях континентальные массы рассматриваются как жесткие объемы [Артюшков, 1999]. Но если континентальные плиты перемещались в пространстве (а в этом сомнений нет!), то эти движения должны были отразиться во внутриплитных процессах, в том числе, – и структурообразующих. Плитный этап развития блоков с континентальной корой с этих позиций изучен явно недостаточно.

3). В публикациях показано существование тектонических потоков, которые отражены в трещинно-разломной структуре чехольных комплексов [Лукьянов, 1965; Копп, 1997; Расцветаев, 1980]. Зафиксированы признаки таких потоков и в консолидированной коре [Кинг, 1967; Леонов, 1997б; Леонов Ю., 1993; Миллер, 1982, 1988; Паталаха и др., 1995; McCourt, Wilson, 1992]. Однако в понимании механизма движений на уровне фундамента и особенностей его структурных преобразований остается много нерешенных вопросов.

4). Карельский массив – это один из элементов Балтийского щита, и его изучение интересно не только в региональном плане, но и с позиций понимания общих закономерностей развития докембрийской земной коры.

В структурно-тектонических работах по Карельскому массиву всегда обращалось внимание

на большую роль пластической деформации в формировании структуры региона, но главный акцент при реконструкции геодинамики региона, тем не менее, делался на изучении разломно-блоковой и складчатой тектоники, и здесь достигнуты замечательные результаты. В то же время гораздо меньше внимания уделялось изучению деформаций хрупко-пластического и пластического течения в его объемном выражении. За исключением ряда работ [Лазарев, 1971; Лавров, Свириденко, 1973; Миллер, 1988; Травин, 1996; 2000; и др.], эта проблема оставалась как бы за кадром. Наша работа предполагает в некоторой степени восполнить этот пробел, не претендуя, впрочем, на всеобъемлющее описание структуры и геодинамики региона.

Изложить в одной, ограниченной по объему работе всю совокупность вопросов постаршейской эволюции Карельского региона не представляется возможным, и мы затронем лишь некоторые аспекты проблемы, связанные с проявлением объемного тектонического течения и его ролью в становлении стиля и особенностей постаршейских структурообразующих процессов.

Некоторые понятия и термины, используемые в работе

(источники: [Аджирей, 1966; Гогель, 1969; Деннис, 1971; Леонов, Колодяжный, 1998; Кожухарова, Леонов, 1988; Леонов М., 1993; Летников, 2000; Лукьянов, 1999; Никола, 1992; Талицкий, 1994; Хиллс, 1967])

Хрупкая деформация – необратимая деформация твердых тел под действием напряжений с потерей их внутренней связности. Проявляется в природных объектах в виде возникновения трещин, разломов, в дроблении минеральных зерен и пород, в брекчировании и пр.

Пластическая деформация – необратимая деформация твердых тел под действием напряжений без потери ими внутренней связности (фиксируется преимущественно на микроуровне). Она проявляется как межзерновое скольжение, трансляционное скольжение по кристаллографическим плоскостям, растворение и переотложение вещества и т.д. Геологическим выражением пластической деформации является: изменение формы зерен, образование двойников, грануляция, вращение минеральных зерен и агрегатов, микросланцеватость и т.д.

Тектоническое течение (пластическое течение) – дифференциальное движение частиц напряженного тела (поля частиц литосферы – по А.В. Лукьянову [1999]), являющееся суммарным эффектом пластической и хрупкой (но без нарушения

внутренней связности деформируемого тела) деформаций, которая захватывает определенный объем горной породы и находит отражение в образовании геологических структур, которые свидетельствуют о реальном перемещении вещества в пространстве без нарушения его сплошности. Геологическим следствием тектонического (пластического) течения горных масс на макроуровне являются: сланцеватость, пloidчатость, гофрировка, микроскладки, разлинзование, изменение формы включений, линейность структурных элементов и пр. Формы структурно-вещественных преобразований в условиях тектонического течения определяются наличием хрупких деформаций (деструктивный процесс) и пластической деформации, которая, кроме деструктивных процессов (растворение, трансляционное скольжение и пр.), включает в себя и конструктивные процессы перекристаллизации исходных и кристаллизации новых минеральных фаз. Тектоническое течение, таким образом, является суммарным эффектом деструктивно-конструктивного процесса.

Катакластическое течение – разновидность пластического (тектонического) течения [Никола, 1992]; определяется относительным перемещением кластов пород и минералов без нарушения сплошности катаклазированного объема. Включает разрушение и некоторую пластическую деформацию (внутризерновое скольжение, двойникование, образование кинкбандов и пр.).

Объемная деформация (объемное течение) – условное понятие, охватывающее процессы, проявления которых в выбранном масштабе изучения (изображения) имеют отчетливо выраженную трехмерную размерность.

Рейдная деформация – охватывает все виды тектонического течения (пластическое, хрупко-пластическое, катакластическое и пр.) и различные их сочетания.

Рейдная тектоника – включает в себя совокупность тектонических структур и процессов, отражающих объемное тектоническое течение горных масс и генетически с ним связанных.

Гранитизация – процесс дебазификации исходных горных масс с возникновением пород гранитного ряда.

Сиализация – процесс объемной дебазификации горных пород (более общее понятие, чем гранитизация).

Вертикальная аккреция – автохтонное прогрессивное наращивание консолидированной коры и (или) изменение ее внутренних свойств в сторону кратонизации (сиализации, гранитизации) под влиянием совокупности геологических процессов, отражающих взаимодействие различных оболочек Земли.

Часть первая

Краткий геологический очерк Карельского массива

Карельский массив (или Карельская провинция [Gorbatshev, Bogdanova, 1993]) является одним из основных структурных и геологических элементов Балтийского щита (рис. 1.1–1.3). Он сложен гранито-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными комплексами архейского фундамента (саамский и лопийский комплексы), которые с угловым несогласием и разрывом перекрыты вулканогенно-осадочными отложениями нижнепротерозойского протоплатформенного чехла (карельский комплекс) [Горлов, 1972; Корреляция..., 1987; Кратц, 1963; Кратц, Лазарев, 1961; Лазарев, 1973; Очерки..., 1995; Путеводитель, 1987; Соколов, 1964, 1972; Сыстра, 1991; Тектоника..., 1978; Харитонов, 1955, 1963; Хейсканен, 1996; Этапы..., 1973; и др.]. Южный и юго-восточный фланги массива перекрыты отложениями платформенного чехла Восточно-Европейской платформы, на юго-западе массив граничит со складчато-метаморфическими образованиями Свекофенниды, на северо-востоке и севере – с породами Беломорского складчато-метаморфического пояса.

Массив оконтурен относительно узкими шовными зонами, для которых характерны несколько отличные от самого массива типы разрезов и главным образом интенсивные проявления деформации и метаморфизма [Кратц, 1963; Коросов, 1991; Харитонов, 1963; Хейсканен, 1993, 1996]. Иногда эти отличия весьма незначительны, иногда имеют принципиальный характер и знаменуют собой латеральную смену обстановок осадконакопления и геодинамических режимов территории массива (эпиконтинентальный режим) и его обрамления (режим прогибов рифтогенного типа [Gorbatshev, Bogdanova, 1993], возможно, местами с мафической корой [Park, 1985]). На южном отрезке северо-восточного борта массива – это зона Ветреного пояса и его аналогов; на севере – Северо-Карельская зона концентрированных деформаций, на западе – зона Кайну и Ладожско-Ботническая зона.

Границы массива выражены в виде крупных разломов глубинного заложения [Рыбаков и др., 1993; Сыстра, 1994], которые на поверхности трассируются линиями сбросов, взбросов, сдвигов, а также кулисообразно расположенными зонами вязкопластического сдвигового течения, трансформированными в ряде мест в краевые надвиги, взбросы и сбросы [Балаганский, Козлова, 1997; Войтович, 1971, 1975, 1980; Гарбар, Кабаков, 1994; Духовский, Артамонова, 1994; Кратц, 1963; Рыбаков и др., 1993; Морозов, Солин, 1997; Сыстра, 1991; Park, 1985]. Структурный рисунок массива резко отличен от структурных рисунков окружающих его геоблоков (см. рис. 1.2) и характеризуется четко выраженной линейризованностью структурного плана и наличием дугообразных структур, как бы вложенных друг в друга. Структурные рисунки Беломорского и Свекофеннского блоков имеют изометрично-петельчатые формы и не обладают столь высокой степенью линейности.

Карельский массив выделяется не только структурным рисунком. Имеются и серьезные геологические предположения, так как он представляет собой кратонизированную область, имеющую архейский гранито-гнейсовый и гранит-зеленокаменный фундамент, на котором с глубоким разрывом и с корами выветривания в основании [Корякин, 1970] залегает нижнепротерозойский протоплатформенный чехол. Проточехольный комплекс в современном срезе сохранился в синклинальных структурах, которые имеют или узкую линейную форму (Центрально- и Западно-Карельская зоны), или ромбовидные очертания грабен-синклиналей типа pull-apart (Восточно-Карельская зона); в некоторых случаях – это пологие синклинальные впадины разного масштаба (Онежская мульда, Сегозерская синклиналь и др.).

В строении нижнепротерозойских разрезов разных зон и структур существуют различия, которые выражены в неодинаковых мощностях и

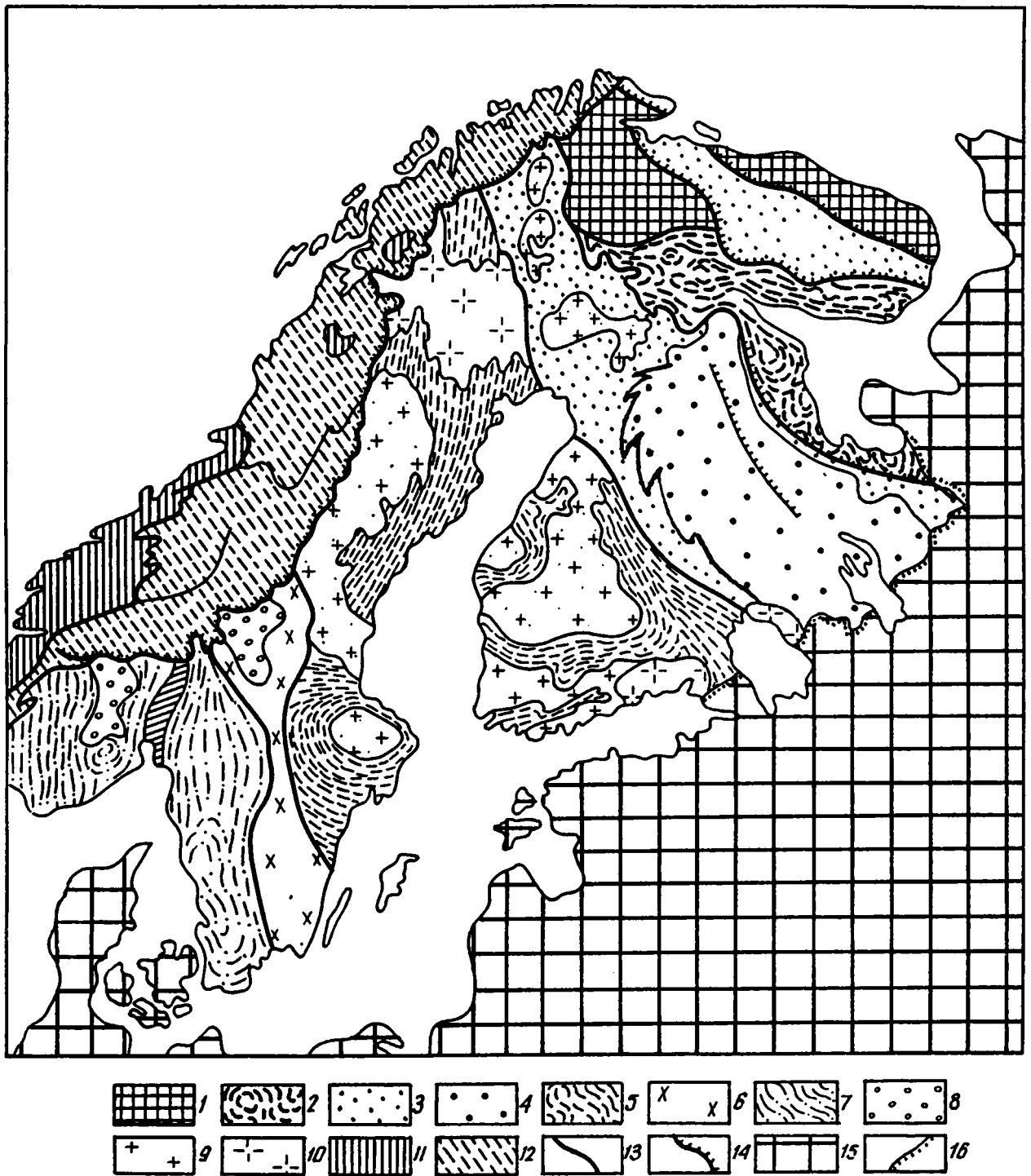


Рис. 1.1. Балтийский щит: основные тектонические элементы

1 – Кольско-Мурманский блок; 2 – Беломорский блок; 3 – области карельской складчатости; 4 – Карельский массив; 5 – Свектофенский блок; 6 – Готская зона; 7 – Южно-Скандинавская зона; 8 – комплекс Телемарк; 9 – граниты; 10 – граниты-рапакиви; 11 – комплексы основания в тылу каледонид; 12 – каледониды; 13 – границы зон и блоков; 14 – надвиги; 15 – чехол Восточно-Европейской платформы (ВЕП); 16 – граница распространения чехла ВЕП

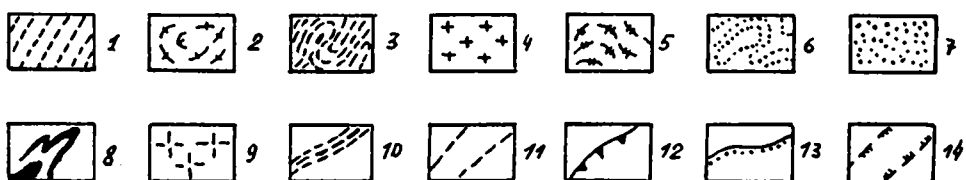


Рис. 1.2. Структурно-тектоническая схема Карельского массива и его соотношение с Беломорским и Свеккофенским складчато-метаморфическими поясами

1 – чехол Восточно-Европейской платформы; 2 – структуры Беломорид; 3 – структуры Свеккофеннид; 4 – гранитные ядра в области Свеккофеннид; 5 – массив Исалми; 6–8 – Карельский массив: 6 – выходы архейского фундамента, 7 – выходы нижнепротерозойского проточехольного комплекса, 8 – главные выходы лопийских зеленокаменных комплексов; 9 – граниты рапакиви; 10 – зоны сдвигового тектонического течения; 11 – сдвиги; 12 – краевые надвиги; 13 – граница распространения чехла Восточно-Европейской платформы; 14 – грабенообразные структуры

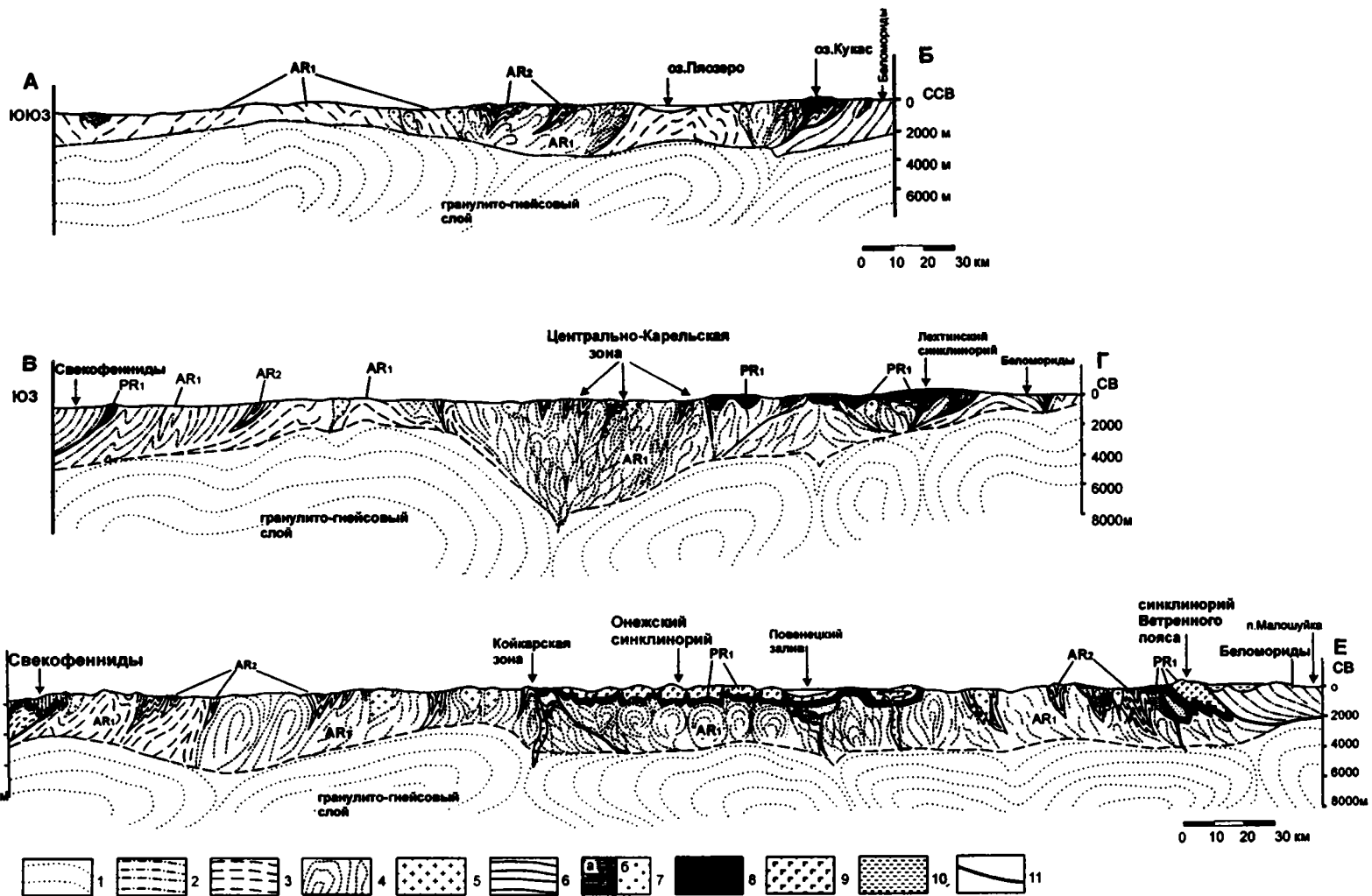


Рис. 1.3. Схематизированные геолого-структурные разрезы Карельского массива

1 – гранулито-гнейсовый слой; 2 – беломорский комплекс; 3–6 – верхнекоровый слой: 3 – тоналито-гнейсы, эндрбиты, гранито-гнейсы нижнего архея, 4 – мигматит-граниты, гнейсо-граниты нижнего архея, 5 – плагиомикроклиновые граниты верхнего архея, 6 – зеленокаменные образования верхнего архея (лопий); 7–9 – нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные образования протоплатформенного чехла Карельского массива: 7 – сумий (а) и сариолий (б), 8 – ятулий, 9 – людиковий и ливий; 10 – рифейские отложения; 11 – разрывные нарушения

составе отдельных пачек и толщ, в наличии или отсутствии некоторых горизонтов, в преобладании того или иного типа породных ассоциаций. Но в формационном плане типы разрезов сходны и позволяют говорить о некоей единой геостратиграфической и структурно-тектонической провинции, которая отвечает в раннем протерозое протоплатформенному эпиконтинентальному геодинамическому режиму [Кратц, 1963; Харитонов, 1955; Эскола, 1967; мн. др.].

Обобщенный стратиграфический разрез нижнепротерозойского чехла выглядит следующим образом [Коросов, 1991; Корреляция..., 1987; Кратц, 1963; Очерки..., 1995; Путеводитель, 1987; Соколов, 1964; Хейсканен, 1996; мн. др. и наши данные] (рис. 1.4). На глубокоэродированном архейском гранито-гнейсовом и гранит-зеленокаменном фундаменте, кратонизация которого связана с ребольской фазой тектогенеза (2700–2600 млн лет) [Загородный, Радченко, 1987; Миллер, 1988; Сыстра, 1991], с угловым несогласием и с корами выветривания в основании залегают нижнепротерозойские метатерригенные и метавулканические образования. Снизу вверх по разрезу выделяются следующие литостратиграфические единицы (надгоризонты).

Сумий ($\cong 2500\text{--}2400$ млн лет): осадочные толщи представлены преимущественно высокозрелыми кварцевыми песчаниками, кварцевыми конгломератами и гравелитами, элювиальными брекчиями; вулканические серии сложены андезито-базальтовыми лавами, кварцевыми порфирами, плагиопорфирами и их пирокластикой. Высокозрелые осадки, петрохимический состав основных вулканитов и их ассоциация с большими объемами кислого вулканизма указывают на формирование этих пород в пределах эпиконтинентальных грабенообразных и рифтогенных структур, свойственных массивам с консолидированной корой [Шарков, 1984].

Сариолий ($\cong 2400\text{--}2300$ млн лет) залегают с перерывом и несогласием на различных горизонтах архейского фундамента и сумия; в низах разреза представлен преимущественно гранитными элювиальными брекчиями и гранитными конгломератами, а выше – пуддинговыми полимиктовыми конгломератами, которые содержат материал всех более древних пород. Обнаружены толщи тектоногравитационных микститов [Леонов, Колодяжный, Сомин, 1998]. Известны палеовулканические постройки, где наблюдается переслаивание обломочных пород с лавами.

Ятулий ($\cong 2300\text{--}2100$ млн лет) залегают трансгрессивно и несогласно на фундаменте и на отложениях сумия–сариолия и представлен дву-

мя литостратиграфическими подразделениями. Нижняя (сегозерская) серия сложена кварцитами, кварцито-песчаниками, алевролитами, сланцами, кварцевыми и гранитными гравелитами и конгломератами, а также мощными толщами базальтовых, трахибазальтовых и андезитовых лав с прослоями их пирокластитов (янгозерская, медвежьегорская и другие свиты). Верхняя (онежская) серия представлена пестроцветными и красноцветными доломитами, строматолитовыми и онколитовыми известняками, пестроцветными сланцами, кварцито-песчаниками и гравелитами. Толща пронизана габбро-долеритовыми силлами. Ятулийские образования распространены на территории массива наиболее широко и более отчетливо фиксируют протоплатформенный этап развития территории. Высокая степень дифференцированности терригенных осадков, их незначительная мощность, внутриформационные перерывы и конгломераты, признаки мелководности (знаки ряби, корочки окисления, косая слоистость и пр.) свидетельствуют о субплатформенном режиме осадконакопления. Именно на этом основании Карельский массив получил наименование Ятулийского континента [Эскола, 1967; Харитонов, 1963].

Людиковий ($\cong 2100\text{--}2000$ млн лет) подразделяется на две свиты: нижняя – заонежская – сложена слюдисто-полевошпатовыми, карбонатными и шунгитовыми сланцами, песчаниками и известняками с горизонтами базальтов и их туфов. Залегающая выше суйсарская свита представлена чередованием базальтов, пикритовых порфиритов, туфов, туффитов, туфоконгломератов и глинистых сланцев.

Ливий (калевий) ($\cong 2000\text{--}1900$ млн лет) известен лишь в области западного обрамления массива и представлен мощной толщей интенсивно метаморфизованных кварцитов, параамфиболитов, филлитовидных кварц-биотитовых ритмично-слоистых пород, ритмичных пачек аркозовых и кварцевых песчаников, алевролитов, конгломерато-брекчий.

Вепсий ($\cong 1900\text{--}1650$ млн лет) образует наиболее верхние горизонты протоплатформенного чехла массива и приурочен к пологим изометричным синклинальным структурам (Западно-Онежская мульда). Представлен двумя свитами: нижняя (петрозаводская) – сероцветные полевошпат-кварцевые песчаники с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов; верхняя (шокшинская) – красноцветные, часто косослоистые кварцито-песчаники с прослоями алевролитов и мелкогалечных конгломератов. Архейский фундамент и нижнепротерозойский протоплатформенный че-

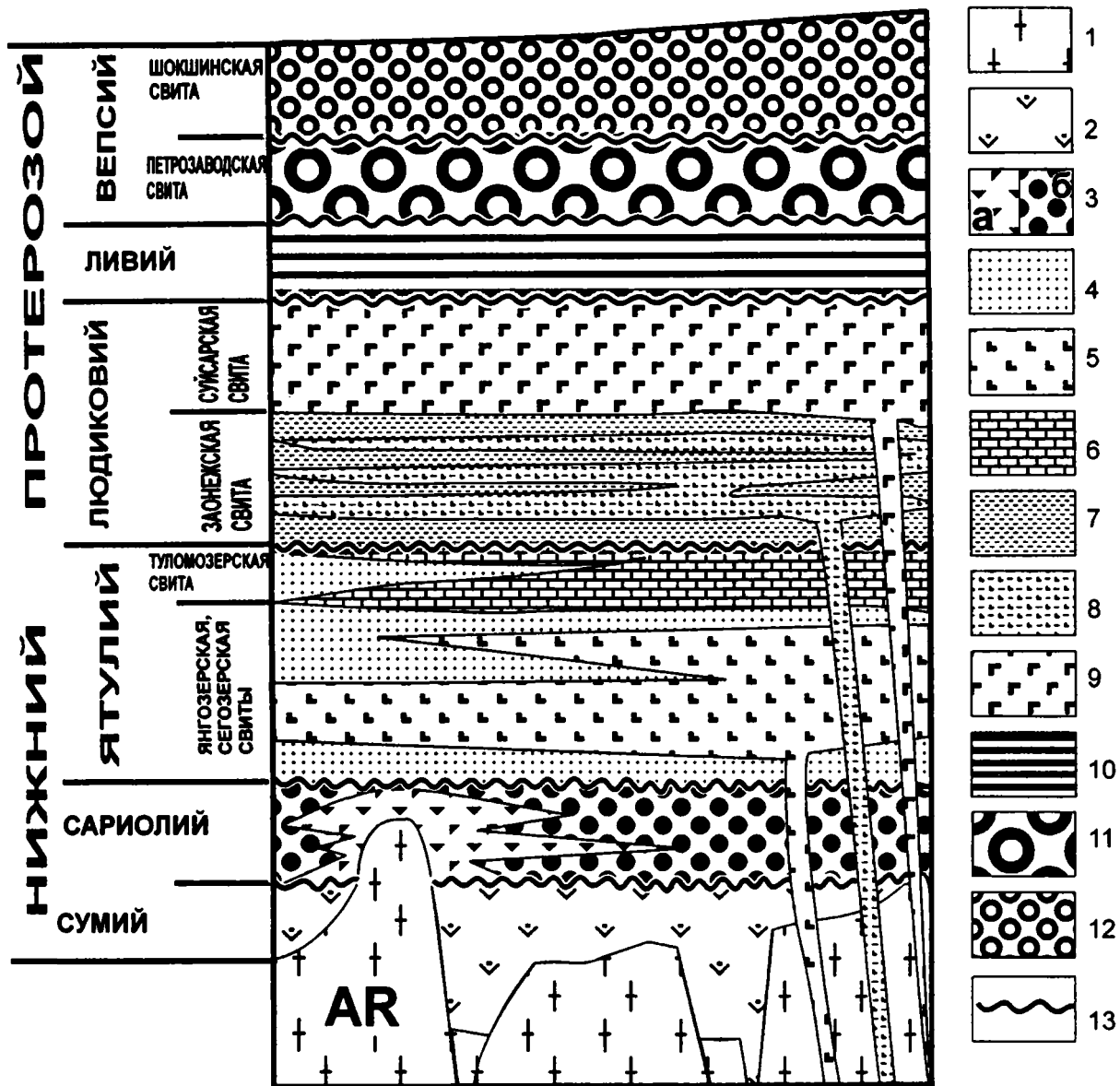


Рис. 1.4. Обобщенный стратиграфический разрез протоплатформенного чехла Карельского массива (с использованием литературных данных [ссылки в тексте] и личных наблюдений)

1 – архейские гранит-зеленокаменные образования фундамента Карельского массива; 2–12 – нижнепротерозойские образования протоплатформенного чехла: 2 – сумий – андезитобазальты, кварцевые порфиры, песчаники и конгломераты, 3 – сариолий – элювиальные брекчии (а), полимиктовые конгломераты, песчаники, лавы (б), 4–6 – ятулий (4 – кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты, 5 – базальты и андезитобазальты, 6 – известняки и доломиты со строматолитами), 7–9 – людиковий (7 – графитсодержащие и шунгитовые сланцы, 8 – базальты, 9 – базальты, пикритовые порфиры, туфоконгломераты, сланцы), 10 – ливий – кварциты, параамфиболиты, филлиты, песчаники, 11–12 – вепсий (11 – песчаники, алевролиты, сланцы, 12 – красочетные песчаники, кварцито-песчаники, алевролиты, сланцы); 13 – стратиграфические несогласия

хол по восточной и южной окраинам массива перекрыты рифейскими грабеновыми фациями, а затем палеозойскими отложениями платформенного чехла Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, особенности строения разрезов показывают [Корреляция..., 1987; Кратц, 1963; Кратц, Лазарев, 1961; Палей, 1973; Харитонов, 1963; Хейсканен, 1993], что территория

Карельского массива в раннем протерозое представляла собой относительно приподнятую структуру с эпиplatformенным режимом осадконакопления, для которого характерны: незначительные мощности; внутрiformационные зоны размыва; многочисленные несогласия; высокозрелые осадки континентального типа: озерные, аллювиальные, пролювиальные отложения, эллювиальные брекчии и пески, а также мелководно-морские (карбонатно-строматолитовые) отложения и пр. Массив (микроконтинент) был окружен системой, по-видимому, несколько более глубоководных бассейнов [Гущин, 1992] (частично, с признаками коры мафического профиля), которые некоторые исследователи относят к категории микроокеанических [Минц, 1993; Минц и др., 1996; Park, 1985].

В то же время, эта область континентального мелководно-бассейнового осадконакопления отличалась интенсивным базитовым магматизмом, в результате которого сформировались огромные массы пород основного состава, серии даек и мощных габбро-долеритовых силлов, а также расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий. Раннепротерозойский вулканизм относится к категории платобазальтового траппового вулканизма с характерным набором петрохимических признаков и определенной структурной позицией [Светов, 1972; Турченко и др., 1992; Шарков, 1984; Коросов, 1991; мн. др.].

Это преимущественно недеференцированные толеитовые платобазальты, формирующие постройки щитового и трещинного типа, а также силлы габбро-долеритов, пронизывающих вмещающие толщи на разных стратиграфических уровнях. Вулканиды ассоциируют с эпиplatformенными осадочными отложениями, и в нижних частях разреза в ряде мест можно видеть их непосредственное залегание с корой выветривания в основании на гранитно-метаморфическом архейском фундаменте [Светов, 1972; Коросов, 1991; мн. др.].

Вулканические излияния часто приурочены к системе линейно вытянутых субпараллельных асимметричных грабен. На ранних стадиях субаэральный базальтовый вулканизм, ассоциирующий с континентальными осадочными формациями, имел преимущественно субщелочной характер [Шарков, 1984]. На более поздних этапах произошла смена режима вулканизма – появились мощные пикрито-базальтовые серии нормальной щелочности, формировавшиеся в условиях морского бассейна. Сумийские базит-ультрабазитовые расслоенные интрузии (Олангский и Бураковский массивы) отвечают толеит-базальтовому исходному расплаву и формирова-

лись в условиях внутриконтинентального рифтогенеза с относительно жесткой рамой, о чем свидетельствует их форма, автономная внутренняя структура и отсутствие следов субсолидусной деформации [Лавров, 1995; Шарков, 1984]. К протоplatformенному ряду толеит-базальтовой формации относится и Койкарско-Святонаволоцкая габбро-долеритовая интрузия [Трофимов, Голубев, 1995].

Кулисное расположение ятулийских габбро-долеритовых даек внутри массива и образование их эшелонированных поясов [Светов, Свириденко, 1993] свидетельствуют о режиме растяжения со сдвигом (транстенсии). Дайки сумийских габбро-норитов и базит-ультрабазитовые расслоенные интрузии северной части массива (в частности, – олангская группа интрузий) контролируются крупным правосторонним сдвигом [Балаганский и др., 1998] и также связаны с образованием магматических дуплексов, т.е. с режимом транстенсии [Тевелев, Гроховская, 1999; Тевелев Ал., Тевелев Арк., 1999]. Интенсивная тектоническая жизнь региона, помимо активного вулканизма, нашла отражение и в структурном контроле зон осадконакопления, а также в перманентном изменении конфигурации и миграции областей размыва и отложения осадков [Кратц, 1963; Соколов, 1964; Харитонов, 1963; Хейсканен, 1993].

Таким образом, можно констатировать, что в раннем протерозое Карельский массив являлся протоplatformой с характерным набором осадочных и вулканогенных формаций, но с повышенными магматической проницаемостью и подвижностью. Главным геодинамическим режимом периода накопления нижнепротерозойских комплексов была транстенсия, которая прерывалась кратковременными периодами сдвига со сжатием (транспрессией), о чем свидетельствуют признаки конседиментационных кулисных складчато-разрывных структур и многочисленные перерывы с признаками угловых несогласий [Войтович, 1971]. В конце раннего протерозоя наступила фаза карельского или свекокарельского диастрофизма (1670–1600 млн лет), которая привела к существенной перестройке структурного плана территории. После этого массив вошел в состав Балтийского щита. Однако активное развитие структуры щита продолжалось, о чем свидетельствуют [Рыбаков и др., 1998]: заложение в раннем рифее рифтогенных структур и гранитов рапакиви (Приладожье); наличие готских субщелочных гранитоидных образований (Швеция); внедрение даек лампроитов и щелочных пикритов (Карелия); проявление палеозойского щелочного магматизма.

Часть вторая

Структурно-тектонический аспект постархейской геодинамики Карельского массива

Глава 1

Региональные структуры и их геокинематическая интерпретация

На территории Карельского массива выделено четыре главных типа структурных зон первого порядка (структурно-парагенетических ансамблей) и соответствующих им кинематических обстановок [Леонов, Колодяжный и др., 1999; Kolodiazhnyi, Leonov, 1999]: 1) дугообразно-линейные зоны сплющивания и нагнетания (flattening and squeezing zones) (содвиговые зоны, по Л.М. Расцветаеву [1997]), отражающие условия поперечного сжатия; 2) линейные зоны осе-продольного концентрированного тектонического течения со структурой “цветка” (flower structure zones) [Морозов, Гептнер, 1997; Alvarez, Maurin, 1991]), отражающие условия транспрессии (transpression); 3) тектонические депрессии, соответствующие зонам относительной декомпрессии и оттока горных масс (distantion или asylum zones), часто связанные с режимом транстензии (transtention); 4) зоны диссипативного купольно-сдвигового тектогенеза (dissipate strike-slip dome zones), отражающие рассредоточенное объемное тектоническое течение горных масс. Первый и второй типы принадлежат к категории зон концентрированной сдвиговой деформации (high-strain shear zones).

В пределах конкретной тектонической зоны превалирует тот или иной геокинематический

режим и, вместе с тем, разные режимы могут проявляться одновременно в смежных зонах, а также сменять друг друга с течением времени в пределах единой структуры; тогда формируются более сложные интерференционные и (или) многоэтапные структурные парагенезы и их ансамбли. Структурно-кинематическим единицам первого порядка подчинены более частные структуры: компрессионно-надвиговые фронты, доменно-купольные формы, ротационные структуры, структурно-аморфные ареалы и пр. Все эти типы структур укладываются в систему важнейших структурных парагенезов, выделяемых в кристаллических комплексах [Миллер, 1997]. Используя региональные примеры, рассмотрим главные из перечисленных типов структур и геокинематических обстановок.

Зоны сплющивания

Эту категорию структур мы рассмотрим на примере Северо-Карельской зоны, изучение которой связано с именами многих исследователей [Буйко и др., 1995; Велин, 1972; Воинов, Полевский, 1985; Воинов и др., 1987; Володичев, 1993; Григорьева, 1967, 1968, 1969; Докембрий...,

1994; Коросов, 1991; Кратц, 1963; Куликов и др., 1974; Лавров, Свириденко, 1973; Московченко, 1973; Московченко, Турченко, 1971; Сыстра, 1991, 1994; Сыстра, Скорнякова, 1980; Травин, 1993, 1996, 1998, 2000; Харитонов, 1963; Шатский, Горощенко, 1991; Щипцова, 1994 а,б), материалы которых, наряду с материалами собственных наблюдений, использованы при описании¹.

В современной структуре (см. рис. 1.2) зона трансформируется узкими, сильно сжатыми синклиналими (Паанаярвинская и Кукаозерская синклинали) и рядом более мелких синклинальных структур (Ханкусярвинская, Кужьярвинская, Тикшозерская), в ядрах которых расположены одноименные озерные ванны. Эти структуры выполнены в разной степени дислоцированными и метаморфизованными нижнепротерозойскими (карельскими) осадочно-вулканогенными комплексами в объеме сумийского, сариолийского, ятулийского и людиковийского надгоризонтов. Синклинали разделены выходами архейского гранито-гнейсового (саамий) и гранит-зеленокаменного (лопий) фундамента, но их единство фиксируется системой продольных, сопряженных с синклиналами вязких разрывов и выходами базит-ультрабазитовых интрузий.

Зона имеет форму пологой дуги, обращенной выпуклой стороной к северу, и, согласно наиболее распространенному мнению, служит разделом между Карельским и Беломорским геоблоками Балтийского щита (см. рис. 1.1, 1.2), являясь, по мнению М.Г. Леонова с коллегами [Леонов, Колодяжный и др., 1996; Leonov et al., 1996], внутрислитным коллизионным швом, возникшим на границе этих крупных геоструктур. Однако Северо-Карельская зона является не просто узким швом, выраженным единой разломной плоскостью. Она представляет собой широкую (10–15 км и более) зону интенсивных дислокаций, имеющую сложное асимметричное внутреннее строение с проявлением латеральной и вертикальной структурной дисгармонии, с разными структурными формами и кинематическими обстановками в ее различных сегментах [Колодяжный, 1997, 1998, 2000; Леонов, Колодяжный и др., 1996; Leonov et al., 1996; Леонов, Зыков, Колодяжный, 1998; Травин, 1993, 1999, 2000].

В пределах зоны происходит сложная структурно-вещественная переработка и гомогенизация горных масс Карельского и Беломорского масси-

вов, в условиях метаморфизма достигающих амфиболитовой фации [Глебовицкий и др., 1996; Воинов и др., 1987; Петров, Волошина, 1987; Колодяжный, 1998, 1999 а,б; Травин, 1996; Лавров, Свириденко, 1973], что зачастую делает невозможным проведение четкой и однозначной границы между упомянутыми геоблоками. Более того, граница между Карельским и Беломорским массивами, в зависимости от выбора критериев ее выделения и временного интервала, может быть проведена несколько по-разному [Травин, Коншин, 1999; Сыстра, 1991; Миллер, Милькевич, 1995], но обсуждение этого вопроса выходит за рамки работы. Для зоны характерны: единая метаморфическая зональность в инфра- и супракомплексах фундамента и проточехла с повышением степени метаморфизма с ЮЗ на СВ; единство структурно-вещественных парагенезов для фундамента и проточехла; участие в структуре людиковийских и калевийских образований и, следовательно, единый свекофенский возраст деформаций (1,8–1,6 млн лет) [Глебовицкий и др., 1996; Воинов и др., 1987; Петров, Волошина, 1987; Колодяжный, 1998, 1999 а,б; Сыстра, 1991; Травин, 1996].

Одним из наиболее информативных сегментов Северо-Карельской зоны является *Кукаозерская синклиналь* и прилегающие к ней территории (рис. 2.1). Она имеет асимметричное строение как в поперечном разрезе, так и в плане [Колодяжный, 1997, 1998; Травин, 2000]. Южное крыло сильно сжатое, крутое, запрокинутое в северном направлении. Северное крыло в целом более пологое, обнажается в широкой полосе и осложнено складками, покровно-складчатыми и складчатокупольными структурами. Имея в целом синформное строение, Кукаозерская структура, будучи тектонически разлинзована и рассланцована, теряет его по простирацию и в ядерной части. В юго-западном и юго-восточном направлениях она утоняется и переходит в систему боковых сдвигов. В первом приближении тектонический план сегмента определяется сосуществованием относительно узкой (1–3 км) осевой части и более обширных (шириной 5–15 км) областей обрамления. В пределах южного и северного обрамления структуры чередуются антиклинальные участки с пологим (10–20°) залеганием слоев и участки синклинального строения, где залегание плоскостных текстур – слоистости, полосчатости, сланцеватости – субвертикальное. Эта особенность характерна для классических копьевидно-дольчатых (cusped-lobate), сводово-килевидных или аркадных структур [Сомин, 1998, 2000].

Осевая зона коллизионного шва, совпадая пространственно с осевой плоскостью Кукао-

¹ Принципиально важные материалы содержатся во всех цитированных публикациях, но, касаясь проблем общей геодинамики, необходимо отметить особую значимость обобщающих работ Ю.И. Сыстры [1991] и В.В. Травина [1996, 2000].

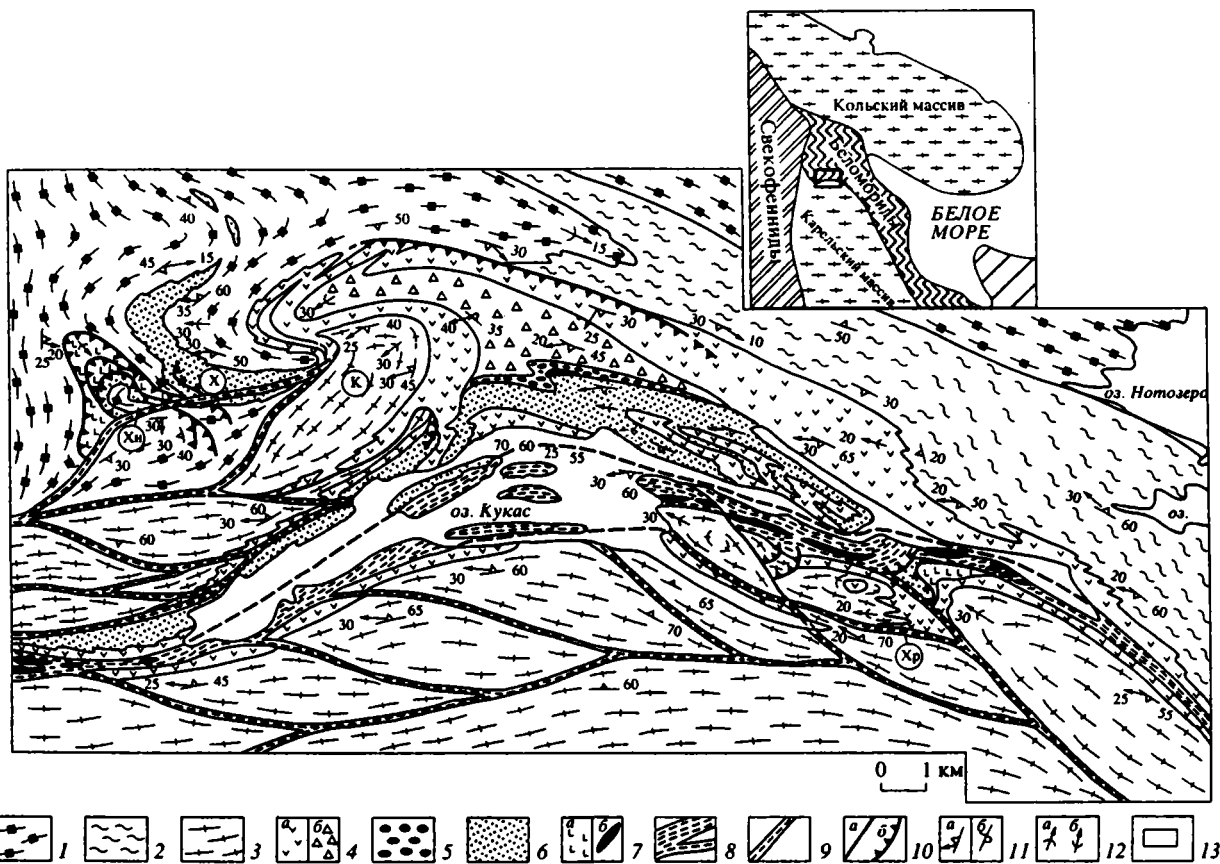


Рис. 2.1. Структурно-геологическая схема Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны (с использованием литературных данных [ссылки в тексте] и личных наблюдений)

1 – беломорский комплекс – амфибол-биотитовые гранитогнейсы, амфиболиты; 2 – лопий – метаморфизованные вулканы; 3 – гнейсо-граниты фундамента Карельского массива; 4 – сумий – метаандезитобазальты (а) и металавобрекчии (б); 5 – сариолий – полимиктовые конгломераты; 6 – ятулий – кварцито-песчаники; 7 – ультрабазиты – крупные массивы (а) и мелкие линзы (б); 8 – шовная область Северо-Карельской зоны – тектониты и бластомилониты по различным горизонтам сумийско-ятулийского разреза; 9 – зоны вязкопластического течения (ductile-shear zones); 10 – разрывы, сопряженные с зонами вязкопластического течения – взбросо-сдвиги (а) и надвиги (б); 11 – ориентировка линейности и сланцеватости (а) и опрокинутое залегание слоев (б); 12 – шарниры складок – антиклинальных (а) и синклинальных (б); 13 – местоположение схемы на карте-врезке

Буквами на схеме обозначены: К – Кужъярвинский покров, Хр – Хирвинаволоцкие языкообразные покровные складки, Х – Ханкусъярвинская синклинали, Хн – Ханкусъярвинский покров

зерской синклинали, обнажается на мысе Хирвинаволок и на островах в центральной части озера. В ее строении участвуют главным образом расслоенные в результате метаморфической дифференциации тектониты, представленные тонким чередованием амфиболитов, амфиболовых, актинолитовых, гранат-амфиболовых, карбонат-амфиболовых и других сланцев, а также мраморов и доломитов. По общепринятому мнению, эти породы образуют наиболее верхние горизонты нижнепротерозойского разреза и принадлежат хирвинаволоцкой свите людиковийского надгоризонта среднего карелия, образующей ядро синклинальной структуры [Кратц,

1963; Сыстра, 1991; Шатский, Горощенко, 1991; Травин, 1996]. Однако, по мнению М.Г. Леонова и С.Ю. Колодяжного, есть основания полагать, что эти породы являются продуктом динамометаморфических преобразований, имеют биметасоматическое происхождение и их стратиграфическое положение не вполне ясно.

Толща имеет полосчато-слоистое строение, однако оно, по-видимому, является следствием интенсивной структурно-вещественной дифференциации и лишь частично наследует первичные соотношения и форму напластования исходных вулканогенно-осадочных пород. В этом структурно-метаморфическом “матриксе” плава-

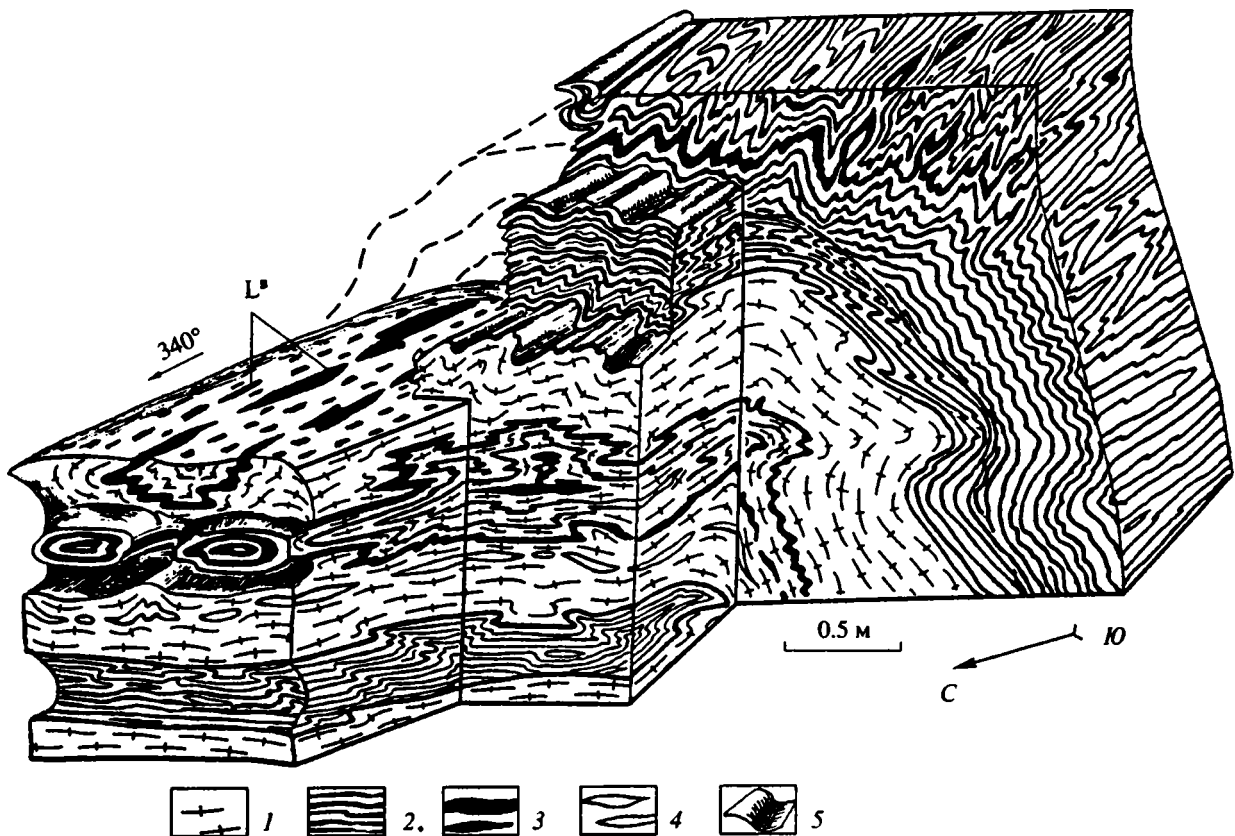


Рис. 2.2. Блок-диаграмма, отражающая строение колчановидных складок в теле гранито-гнейсового Ханкусьярвинского покрова

1 – гранито-гнейсы; 2 – биотитовые кристаллические сланцы; 3 – жилы мигматитов; 4 – линзы и прожилки кварца; 5 – рельеф поверхностей гнейсовидности; L – минеральная линейность и линейность растяжения типа “В”, ориентированная вдоль шарниров складок

ют многочисленные мезо-, макро- и мегабудины габбро-амфиболитов. Вдоль южного разрывного контакта осевой зоны протягивается прерывистая цепочка мелких тел (будин) серпентинизированных ультрабазитов. Кроме карбонатно-амфиболовых пород, в строении центральной полосы участвуют полимиктовые конгломераты, состоящие из сцементированных слюдино-амфиболовым матриксом галек и валунов кварца, кварцитов и плагиигранитов, однако их положение в разрезе неясно [Шацкий, Горощенко, 1991].

Полоса пород, развитых в осевой части Кукаозерской синклинали, характеризуется высокой степенью линейаризованности и сжатости структур с субвертикальным залеганием слоев с небольшими отклонениями падения в 10–20° в северных или, что более характерно, в южных румбах, конформно надвигу, протягивающемуся вдоль южного ограничения зоны на границе со структурами Карельского массива. Простирание

сланцеватости, межпластовых разделов, осевых плоскостей складок, линейности удлинения и минеральной линейности соответствует общему изгибу дуги Кукаозерской структуры и в центральной части имеет субширотное направление.

Пласты смяты в разномасштабные изоклинные, сложные петельчатые и колчановидные складки, образованные при последовательно развивающемся процессе пластического течения (рис. 2.2). Осевые поверхности складок субвертикальны или имеют слабый наклон в северном или южном направлениях. Шарниры складок имеют падение к западу под углом в 10–30° к горизонту в соответствии с общей линейностью, фиксируемой по минеральным агрегатам. Развиты интенсивная сланцеватость, многочисленные послонные продольные вязкие разрывы и зоны хрупкопластического течения, продольные будинаж-структуры. Будинажу подвержены, в частности, замковые части складок, в результате

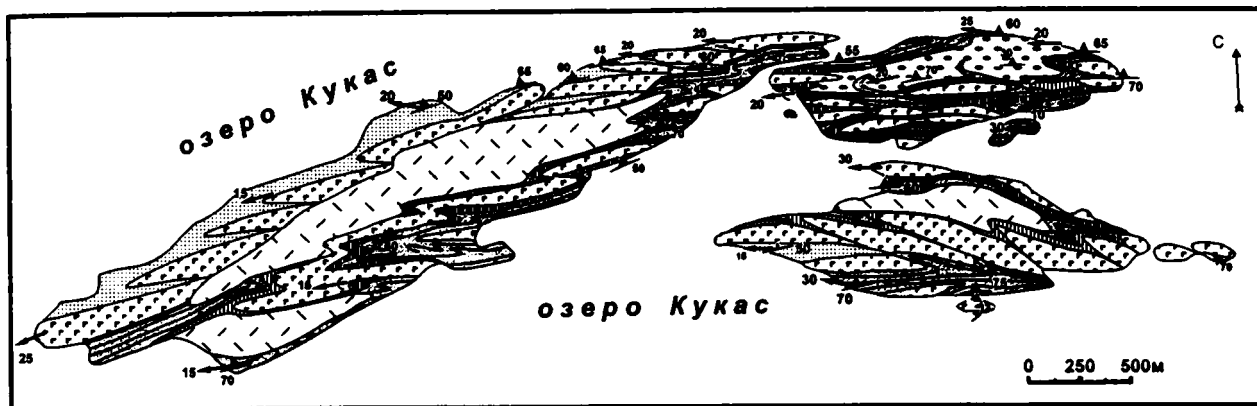


Рис. 2.3. Структурно-геологическая схема осевой полосы (шва) хрупко-пластического течения Северо-Карельской зоны (острова оз. Кукас)

1 – гранат-актинолит-хлоритовые, тремолит-хлорит-карбонатные сланцы; 2 – мраморы, мраморизованные доломиты, тремолит-карбонатные породы; 3 – габбро-амфиболиты (а) и их метасоматически измененные аналоги (б); 4 – полимиктовые метаконгломераты; 5 – графитизированные кварцито-песчаники; 6 – ориентировка сланцеватости и линейности; 7 – ориентировка минеральной линейности (а) и шарниров мелких складок (б); 8 – разрывы – взбросо-сдвиги (а) и надвиги (б)

чего они образуют цепочки концентрически замкнутых будин, а их крылья смыкаются и образуют структуры тектонического сшивания. Будины расположены или на одной линии, соответствующей направлению сланцеватости, или кулисообразно, подчеркивая, вместе с сигмоидальными изгибами многих структурных элементов, общее продольное сдвиговое течение в пределах зоны (рис. 2.3, см. рис. 2.2). Развиты минеральная линейность и линейность удлинения, имеющие, как и оси складок, горизонтально-продольную к простиранию зоны ориентировку при наклоне в 10–15° к горизонту.

В целом, осевая полоса Северо-Карельской зоны (см. рис. 2.3) имеет складчато-линзовидно-ленточную макроструктуру и состоит из отдельных струйчатых литонов разного масштаба, ограниченных вязкими разрывами. Литоны отличаются разными режимами тектонического течения, соответствующими простому (некоаксиальное течение) и чистому (коаксиальное течение) сдвигу или их комбинации (см. рис. 2.2). Как показывают вышеприведенные данные, общая структура центральной полосы характерна для областей вертикально-плоскостного субгоризонтального осепродольного хрупкопластического сдвигового течения, которое осуществляется в условиях интенсивного поперечного сжатия, т.е. структурный рисунок зоны отражает интерференцию режимов поперечного сплющивания или содвига [Расцветаев, 1997] и осепродольного сдвигового течения.

Тектоническая структура северного и южного обрамления отличается от структуры осевой зоны меньшей линейризованностью и специфическим набором тектонических форм.

В северном обрамлении структурный рисунок характеризуется извилистыми очертаниями и сложной виргацией тектонических форм, проявлением купольно-складчатого тектогенеза, сложным взаимопроникновением (как в горизонтальном, так и в вертикальном планах) кристаллических масс карельского и беломорского типов с исчезновением в результате структурно-вещественной перестройки четкой границы между ними. К северу от осевого “шва” нижнепротерозойские толщи имеют относительно пологое залегание. Карельские комплексы образуют здесь широкую полосу и осложнены запрокинутыми к северу диагонально-кулисными складками с левосторонним рисунком, что отражает общую сдвиговую кинематику.

Характерной чертой является ярко выраженная структурная асимметрия северо-западного и северо-восточного крыльев структуры [Колодяжный, 1998; Травин, 2000]. В западной части складчатая структура образует гигантский S-образный горизонтальный изгиб, связанный с левосдвиговым смещением. Складки часто трансформируются в покровы и колчановидные структуры, широко распространенные в пределах Ханкусьярвинской и Хирвинаволоксской покровно-складчатых структур (рис. 2.4; см. рис. 2.1), а куполообразные структурные формы – в

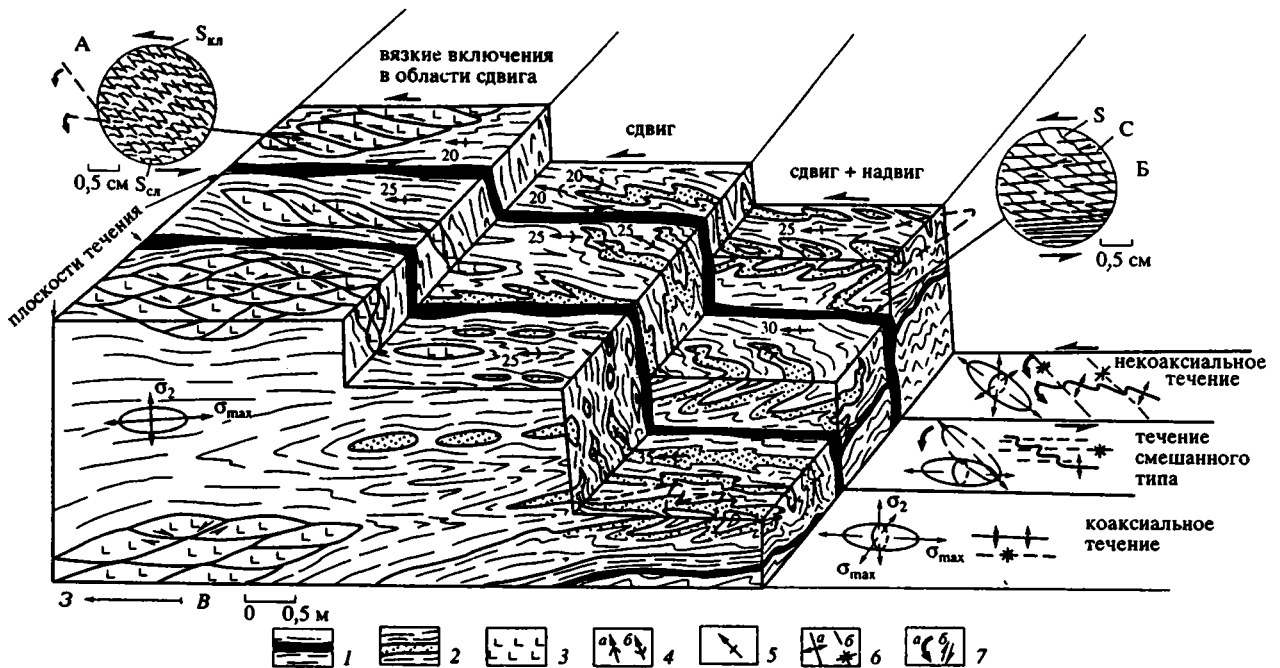


Рис. 2.4. Схематизированная блок-диаграмма структурных парагенезов шовной полосы Северо-Карельской зоны (острова оз. Кукас)

1 – зоны тектонического срыва и проскальзывания литонов; 2 – псевдослоистые пластичные амфибол-хлорит-карбонатные породы; 3 – относительно компетентные тела габбро-амфиболитов; 4 – шарниры складок – антиклинальных (а) и синклинальных (б); 5 – минеральная линейность; 6 – осевые плоскости – антиклиналей (а) и синклиналей (б); 7 – направления – вращения (а) и сдвига (б)

тектонические покровные козырьки, одним из которых является “языкообразный” покров Кужъярвинского массива (см. рис. 2.1). В северо-восточном крыле Кукаозерской дуги синклинальное строение осложнено слабо развитыми флексурными изгибами и асимметричными складками, образующими правый рисунок.

Эти структуры являются более поздними по отношению к диагонально-кулисным левосторонним складкам и надвигу в основании карелид². В севером крыле образования карелия с тектонизированной и расланцованной корой выветривания перекрывают беломорские гранито-гнейсы и толщи лопия. Асимметрия структурного плана и соотношение структур в пространстве указывают, что в пределах северного обрамления шовной зоны преобладает некоаксиальное латерально-продольное тектоническое течение гор-

² Что касается мнения о раннем надвигании беломорского блока на отложения и структуры Карельского массива [Бабарина, 1999], то для Северо-Карельской зоны таких данных не удалось обнаружить ни в обширной литературе, посвященной этому региону, ни при детальных полевых исследованиях.

ных масс в условиях объемного левосдвигового смещения, парагенетически связанного с общим выдавливанием толщ к западу и к северу [Колодяжный, 1997, 1998; Травин, 1996, 2000].

Сумийские базальные кварциты, хотя и сохраняют свое положение в основании разреза проточехла, образуют разобщенные тектонические линзы, что, наряду с тектонитами по коре выветривания и асимметричными приразломными складками, указывает на почти повсеместный субслойный тектонический срыв (detachment fault) на границе архейского фундамента и нижнепротерозойского протоплатформенного чехла. Субгоризонтальные и субслойные зоны тектонического расланцевания, бластомилонитизации, тектонического срыва, а также вторичных структурно-вещественных преобразований с образованием новых объемов гранитизированных пород на границе цоколя и чехла описаны на многих участках территории [Колодяжный, 1998, 1999 а,б].

Очень важен вопрос о том, когда началось формирование базального срыва: до начала метаморфизма, синхронно с ним или позже. Судя по характеру микро- и мезоструктур базальных слоев, метаморфизм имел син- и посткинematиче-

ский характер: в этих слоях развита четкая минеральная линейность, но часть минералов, например, кианит, слабо ориентированы. Порфиروبластический рост без предпочтительной ориентировки особенно характерен для роговой обманки в верхних частях разреза. Сохранение признаков исходно синклинального строения структуры (омоложение толщ в ее осевой части, фрагменты базальных псаммитов на ее крыльях, отсутствие в некоторых из этих фрагментов признаков бластомилонитизации) позволяет предполагать, что до начала метаморфизма сколько-нибудь значительного тектонического “перемешивания” толщ, характерного для дометаморфических срывов, по-видимому, не было.

К югу от шовной зоны Кукаозерского сегмента располагаются гранито-гнейсы Карельской провинции, тектонический стиль которых определяется развитием структурно обособленных, но имеющих сходное внутреннее строение ячеек, которые представляют собой домены линзовидной и ромбовидной формы, отграниченные друг от друга относительно узкими (0,1–0,5 км) субвертикальными зонами катаклаза, расланцевания, бластомилонитизации и диафтореза, отражающими взбросо-сдвиговое вязкопластическое течение. В бортах зон с левосдвиговым смещением часто развиваются сопряженные покровно-надвиговые структуры и складки, диагональные по отношению к простиранию сдвигов. Образуются структуры типа “цветка”, механизмы формирования которых показаны на рис. 2.5. Переходы от внутренних частей доменов к обрамляющим зонам интенсивной тектонизации обычно постепенные. Внутри доменов фиксируются структуры вязкопластической деформации: бластез, расланцевание, асимметричные складки и пр. Центральные части доменов нередко имеют купольно-покровно-складчатое строение и образуют асимметричные языкообразные складки, шарьированные вдоль длинной оси доменов. Купольные структуры не являются, строго говоря, классическими гранито-гнейсовыми куполами, а представляют собой “структурные купола”, внутреннее концентрическое строение которых фиксируется главным образом соответствующим структурным рисунком. В обрамлении шовной зоны домены ориентированы несколько косо по отношению к оси генеральной структуры. По мере удаления от “шва”, контуры доменов становятся менее определенными и внутренняя структура гранито-гнейсов Карельского массива становится более аморфной и менее структурно-ориентированной. Нужно отметить, что доменно-купольная тектоника свойст-

венна и северному обрамлению зоны, однако, если на юге наиболее отчетливо выражено именно доменное строение, то на севере преобладает купольно-складчатый тектогенез. Линзовидные очертания и кулисообразное расположение доменов, наряду с развитыми между ними зонами вязкопластического течения и фронтальным надвигом, свидетельствуют о надвигово-сдвиговой кинематике южного геоблока.

Заканчивая описание фактического материала, отметим: 1) внутри всей колонны пород Кукаозерского сегмента Северо-Карельской зоны существует единая для фундамента и чехла структурно-метаморфическая зональность, а структурно-метаморфические несогласия отсутствуют [Колодяжный, 1997, 1998, 1999 а,б; Леонов, Колодяжный и др., 1996; Сыстра, 1991; Гравин, 1996]; 2) наблюдается четкая корреляция структурных форм архейского фундамента и нижнепротерозойского проточехла: линейные и плоскостные элементы образуют на стереограммах общие концентрированные поля; 3) соответствие линейности растяжения (В-линейность)

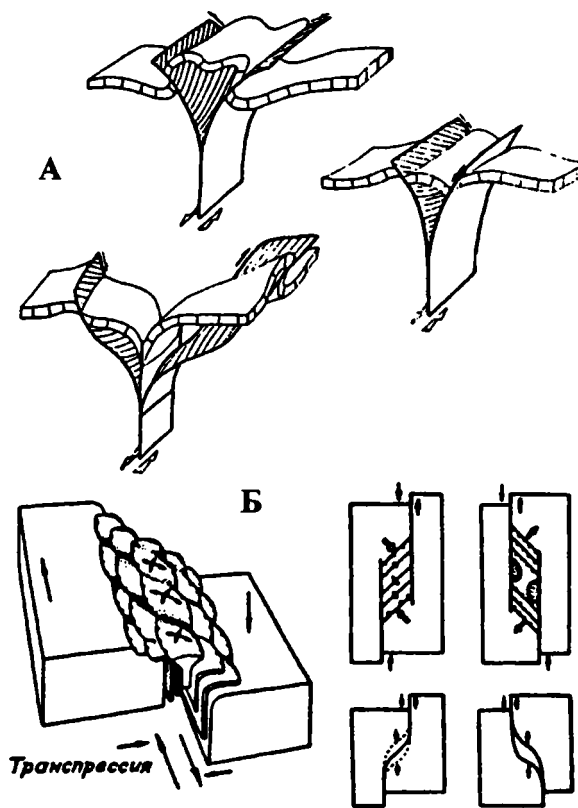


Рис. 2.5. Схемы образования структур типа цветка (flower structures) по: [Alvarez, Maurin, 1991 (A) и [Морозов, Гептнер, 1997] (B)

шарнирам складок характеризует последние как результат расплющивания с преобладающим продольным (вдоль шарниров) направлением тектонического транспорта.

Приведенные выше данные позволяют рассматривать Кукаозерский сегмент Северо-Карельской зоны как структуру сплющивания и нагнетания с преимущественно горизонтально-продольным сдвиговым тектоническим течением. Процессы структурообразования при этом развивались на фоне метаморфических событий, имеющих тенденцию к понижению от высокобарических условий амфиболитовой фации к низкотемпературным зеленосланцевым преобразованиям [Колодяжный, 1998]. В целом, намечается ряд структурно-вещественных парагенезов, последовательность развития которых в схематизированном виде отражена на рис. 2.6.

На раннем этапе пластического течения в пределах рассматриваемой области обособились относительно линейные в плане шовная зона Северо-Карельской структуры и структурно сопряженные с ней области обрамления (см. рис. 2.6, I). В шовной области отмечается преимущественно коаксиальное продольное и, в меньшей мере, вертикально-направленное тектоническое течение, что проявляется в развитии конформных простирацию зоны линейно-плоскостных структур. В областях обрамления с преобладающим некоаксиальным режимом течения формируются диагональные к общему простираанию зоны складчатые (в супракрустальных комплексах) и доменно-купольные (в фундаменте) структуры, испытывающие прогрессивное вращение к плоскости общего течения по модели простого сдвига. В бортах сдвиговых зон образуются сопряженные с ними покровно-складчатые структуры. Характер структурных рисунков всей зоны в целом свидетельствует о развитии преимущественно левосдвиговых перемещений, развивавшихся на фоне общего вертикального и продольного тектонического течения.

Прогрессивное развитие некоаксиального тектонического течения в областях обрамления шва сопровождалось вращением складок и других линейно-плоскостных элементов к плоскости течения с формированием на их месте новых диагональных структур (см. рис. 2.6, II). Результатом этого явилось развитие весьма распространенных в регионе структур “прогрессивного вращения и пересечения”, которые выглядят как ложные полискладчатые формы, но в реальности объединяют структуры единого парагенеза и сходного динамического генезиса.

На этапе хрупкопластического течения регрессивного этапа метаморфизма происходит формирование Кукаозерской дуги, что обозначается развитием правосдвиговых перемещений в ее восточном крыле и левосдвиговых – в западном (см. рис. 2.6, III). При этом сохраняется режим преобладающего продольного тектонического течения с частичным унаследованием основных структурных форм предыдущего этапа. Однако в данном случае перемещения более локализованы и концентрируются вдоль обособленных плоскостей – зон расщепления и диафореза. Сформировавшаяся к концу этого этапа тектоническая структура области в общих чертах соответствует современной. На этапе хрупкого тектонического течения она была унаследованно усложнена за счет дизъюнктивных нарушений с относительно небольшими амплитудами перемещения.

Рассмотренная схема эволюции структурных парагенезов Кукаозерского сегмента предполагает чрезвычайно длительный период их развития в сходной динамической обстановке режима транспрессии.

Все приведенные данные указывают, что формирование инфра- и супраструктуры Кукаозерского сегмента Северо-Карельской зоны, которая на ранних этапах представляла собой рифтогенную структуру, заложившуюся на континентальном архейском фундаменте [Коросов, 1991; Кратц, 1963; Кратц, Лазарев, 1961; Травин, 1996; Турченко и др., 1992; Шарков, 1984; Шатский, Горощенко, 1991; мн. др.], связано с проявлением свекофеннского тектогенеза. Парагенез структурных ансамблей свидетельствует, что зона сформирована в едином поле напряжений в результате субмеридионального сжатия между двумя геомассами: Беломорской – на севере и Карельской – на юге и представляет собой зону сплющивания и продольного асимметричного тектонического течения, что показано в статьях С.Ю. Колодяжного [1998] и В.В. Травина [2000] (см. рис. 2.6). В то же время, особенности структурно-кинематического плана (главным образом, повсеместное развитие признаков объемного тектонического течения, т.е. реидной деформации) и постепенное нарастание интенсивности структурообразующих процессов от периферии к центру зоны указывают, что образование коллизийного шва связано не с процессом столкновения двух жестких блоков, а обусловлено встречным объемным течением относительно пластичных беломорских (на севере) и карельских (на юге) горных масс. Что касается Карельского массива, то этот тезис будет дополнительно аргументирован в следующих разделах.

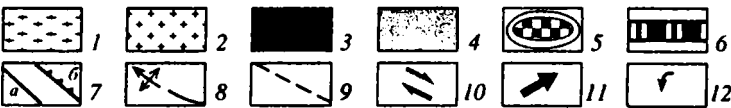
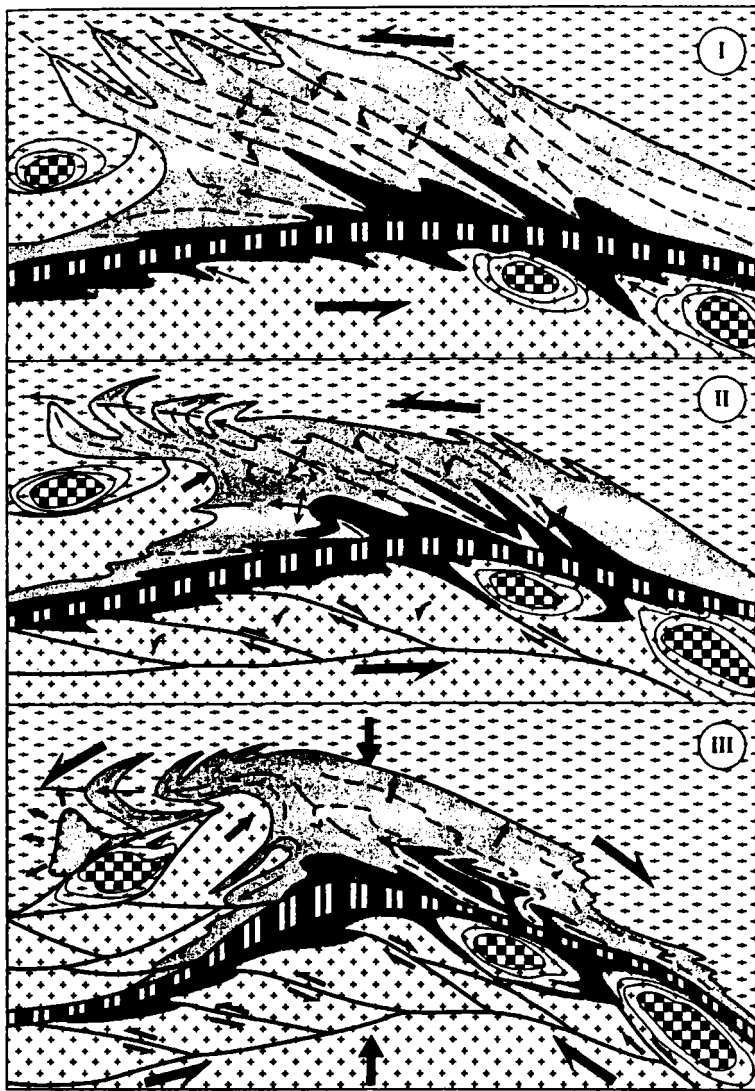


Рис. 2.6. Схема эволюции Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны

1 – гранито-гнейсы беломорского комплекса; 2 – гнейсо-граниты Карельского массива; 3–4 – нижнепротерозойские породы, развитые в приосевой (3) и краевых (4) частях структуры; 5 – куполовидные структуры; 6 – шовная зона коаксиального тектонического течения; 7 – тектонические нарушения – взбросо-сдвиги (а) и надвиги (б); 8–9 – системы диагональных присдвиговых складок – антиклинали (8) и синклинали (9); 10 – направления сдвиговых перемещений высоких порядков; 11 – главные направления перемещений; 12 – направления вращения линейно-плоскостных структур

I–II – стадии этапа пластического течения; III – этап хрупкопластического течения

Иная точка зрения на происхождение Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны была высказана И.И. Бабариной [1999]. По ее мнению, данный сегмент был сформирован после закрытия бассейна с корой океанического типа при поддвижении Карельского микроконтинента под Беломорский и сдвигание коры стало причиной проявления умеренно-барического высокотемпературного метаморфизма. Эта гипотеза представляется уязвимой по следующим соображениям.

1) Океанический характер Кукасозерского прогиба не доказан. Гипербазиты и габбро-амфиболиты в этом районе не связаны между собой, т.е. не составляют офиолитовой ассоциации. Кроме того, гипербазиты прорывают сиаличе-

ские архейские гранито-гнейсы [Степанов, 1977]. Габбро-амфиболиты располагаются преимущественно среди самых молодых людиковийских толщ района, очевидно, исходно прорывая их. Это значит, что о каком-либо длительно существовавшем прогибе с мафической корой говорить нельзя. Наиболее вероятно, что проявления базит-ультрабазитового магматизма указывают лишь на рифтогенный процесс в сиалической коре. 2) При поддвижении жесткого Карельского массива и встречном надвигании Беломорского блока результирующая структура должна была иметь асимметричный моноклинозный вид, а наиболее молодые протерозойские отложения были бы с севера перекрыты пластиной бело-

морских гнейсов. В действительности, Кукасозерская структура имеет совершенно иной, а именно: синклинальный характер, и базальные слои сумия залегают, как уже неоднократно подчеркивалось, на гнейсах южного и северного крыльев синклинальной структуры. Отчетливо выраженный аркадный характер Кукасозерской мегаструктуры противоречит модели поддвигания–надвигания двух жестких коровых пластин; структуры аркадного типа вообще всегда свидетельствуют об обстановке сплющивания в вертикальной плоскости, а не надвигания [Сомин, 1998, 2000]. 3). При поддвигании Карельской микроплиты под Беломорскую наиболее сильный и глубинный метаморфизм должна была бы испытывать первая из них. В действительности же, метаморфизм нарастает к северу, т.е. в области “надвинутых” беломорских образований [Московченко, Турченко, 1971; Бабарина, 1999], что не согласуется с упомянутой гипотезой.

Зоны осепродольного течения

Один из примеров этого типа геоструктур является Центрально-Карельская зона. Имея ширину от 5 до 50 км, она протягивается более, чем на 400 км вдоль оси Карельского массива и трассируется системой линейных синклинальных (часто изоклинальных) структур, выполненных толщами протоплатформенного чехла. Частные синклинали, вытянутые на десятки километров и имеющие ширину от нескольких сотен метров до 1–5 км, в южном направлении расширяются до 20–30 км, образуя треугольную в плане Сегозерскую мульду, к югу от которой Центрально-Карельская зона распадается на две ветви: Сегозерско-Кумсинскую и Койкарско-Сегозерскую. Последнюю, базируясь на литературных данных [Войтович, 1971; Кратц, 1963; Миллер, 1988; Новикова, 1975; Новикова, Чахмахчев, 1967; Путеводитель..., 1987; Робонен, Рыбаков, 1978; Светов, 1972; Светова, 1978; Стратиграфия..., 1992; Сыстра, 1991; Трофимов, Голубев, 1995] и собственных наблюдениях [Колодяжный, 1999 а,б, 2000; Леонов, Колодяжный, Петрова, 1999], рассмотрим более подробно.

Койкарско-Сегозерская зона при ширине порядка 5–10 км, прослеживается в субмеридиональном направлении более чем на 100 км (рис. 2.7). В ее строении участвуют гранито-гнейсы, вулканогенно-осадочные и интрузивные породы архея, а также вулканогенно-осадочные толщи нижнепротерозойского протоплатформенного чехла. Зона ограничена субвертикальными разломами и зона-

ми пластического сдвигового течения, а в ее пределах преобладает субвертикальное положение пластов и сланцеватости. Породы пронизаны крутопадающими разрывами, а также зонами расланцевания и бластомилонитизации, вдоль которых происходит тектоническое совмещение линз, сложенных породами различного возраста и состава. Наблюдаются элементы диагонально-кулисного по отношению к простиранию зоны расположения структурных элементов (линзовидных тел, осевых поверхностей складок, вязких разрывов). Тектонические линзы часто имеют сигмоидальную форму и ограничены вязкими сдвиговыми нарушениями. Гнейсовидность и сланцеватость в пределах линз субконформна плоскостям их ограничения. В результате формируется линзовидно-петельчатый структурный рисунок, свойственный зонам сдвиговых деформаций [Бондаренко, 1997; Васильев, 1997; Муди, Хилл, 1960].

Проточехольные образования в северной части зоны образуют узкие синклинали, диагонально или конформно ориентированные по отношению к простиранию зоны и зажатые между выходами пород фундамента. На южном отрезке проточехол залегает более полого; средние углы падения составляют 15–20°, достигая 55° и более. Протерозойские породы образуют здесь кулисную систему куполовидных антиклиналей, в ядрах которых обнажаются породы фундамента (см. рис. 2.7).

Одной из них является Койкарская структура, которая представляет собой выраженную в современном рельефе куполовидную и каплеобразную в плане брахиантиклиналь (рис. 2.8). Ядро структуры сложено вулканогенно-осадочными породами лопия, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации, и залегающими на них со структурно-метаморфическим несогласием нижнепротерозойскими андезито-базальтами сумия и выше – конгломератами сариолия. На всех обозначенных сериях пород с угловым несогласием и размывом залегают вулканогенно-осадочные толщи ятулия, формирующие крылья антиклинали и округлую периклиналь с крутым (до 50°) погружением структуры к северу. Крутопадающие вязкие разрывы, ограничивающие линзы фундамента, проникают в ятулийский проточехол, в пределах которого они трансформируются в субслоистые срывы и рассеиваются в виде более частных зон трещиноватости и разрывов, что в конечном итоге приводит к появлению “структуры цветка”. В Койкарской структуре выделено три структурно-формационных этапа: а) фундамент, сложенный лопийскими породами; б) сумийско-сариолийские образования “квазичехольного” комплекса; в) ятулийские оса-

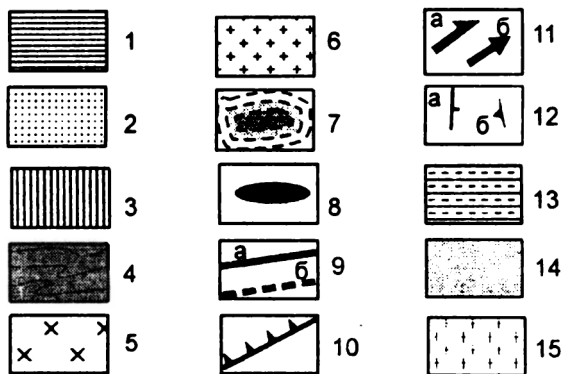
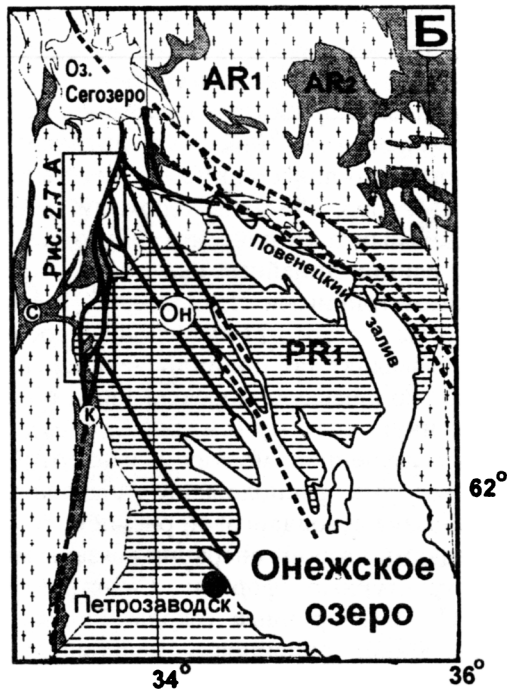
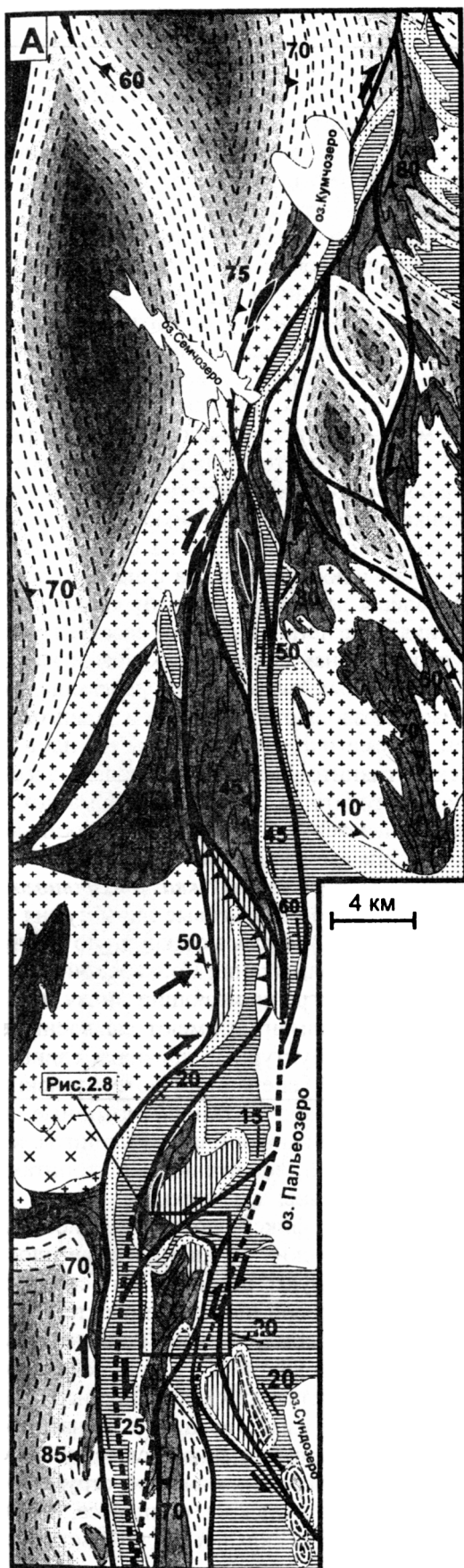


Рис. 2.7. Схема геологического строения Койкарско-Сегозерской зоны сдвиговых деформаций (А) и ее местоположение (Б)

На схеме А. 1-2 – ятулий (PR_1): вулканогенно-осадочные (1) и терригенные (2) породы; 3 – сумий-сариолий (PR_1): андезито-базальты и конгломераты; 4-6 – лопий (AR_2): 4 – осадочно-вулканогенные породы, 5 – габбро-диориты, 6 – граниты; 7 – мигматизированные гнейсы AR_1 ; 8 – ультрабазиты; 9 – сдвиговые нарушения установленные: (а) и предполагаемые (б); 10 – взбросо-надвиги; 11 – направления перемещения горных масс: сдвигового (а) и тангенциального (б); 12 – элементы залегания слоистости (а) и сланцеватости (б)

На схеме Б. 13 – нижнепротерозойские породы; 14 – лопийские (AR_2) зеленокаменные образования; 15 – гранито-гнейсы AR_1 . Буквенные обозначения: С – Семченский зеленокаменный трог, К – Койкарская зона, Он – Онежская система нарушений

дочно-вулканогенные породы протоплатформенного чехла. Каждому из комплексов свойственны характерные структурные парагенезы.

Структурные парагенезы фундамента. Лопийский комплекс ядра Койкарской антиклинали имеет складчато-линзовидную внутреннюю структуру [Миллер, 1988; Колодяжный, 19996]. Внутри отдельных тектонических линз отмечены фрагменты ранних линейных складок F_1 , осложненных асимметричными складками F_2 с левым рисунком. На стереографической проекции складки F_1 выглядят как цилиндрические; складки F_2 имеют коническую морфологию и образуют сопряженную систему (см. рис. 2.8, А). Это подтвердило изучение и мелких складок этой генерации, которые расположены диагонально-кулисно, образуя левосдвиговую рисунок.

Со складками второй генерации связаны мезо- и микроструктурные формы: С-S-структуры, главные (C_2) и вторичные (сколы Риделя R_2) сдвиговые зонки; линейность удлинения (L); асимметричные складки; кренуляционный кливаж; сигмоидальные структуры вращения; минеральная сланцеватость; минерализованные зонки теней давления. Морфология и пространственное сочетание структур указывают на развитие в пределах лопийских образований объемных левосдвиговых перемещений, имеющих диссипативный характер. Они хорошо обособлены в относительно слабо деформированных породах; с нарастанием деформаций происходит их полная линеаризация и слияние в одну плоскость, близкую к поверхности S_1 .

Парагенезы третьей генерации наследуют ранние структурные элементы, но направление перемещения полярно меняется: плоскости ранних левых сдвигов C_2 преобразуются в правые сдвиги C_3 . Это подчеркивается подворотом вторичных сдвиговых зонк и правосдвиговыми складками течения F_3 , а также вращением будин по часовой стрелке. Поверхности R_2 подновляются конформными сколами, но возникают и секущие разрывы. Эти структуры расположены диагонально по отношению к главным сдвигам C_3 и представляют собой унаследовано развивающиеся антитетические микросдвиги третьей генерации, смещения вдоль которых связаны с вращением междвиговых литонов по часовой стрелке при синхронных правосдвиговых смещениях вдоль плоскостей C_3 (сдвиг типа “домино”). Отмечены сопряженные системы кинк-зон (KZ_3), кинематические пары которых отражают продольное сжатие. В совокупности со структурами правого сдвига (система “домино”), представляющими собой структуры продольного уд-

линения, эти формы образуют динамопары чередующихся по простиранию сегментов сжатия и растяжения. Это свидетельствует о том, что объемные сдвиговые деформации в лопийских породах обуславливают общее продольное тектоническое течение, развивающееся с разной интенсивностью, в результате чего формируются локальные области оттока и нагнетания.

Анализ удлинения деформированных галек и других включений показал, что в центральных частях крупных тектонических линз, сложенных породами лопия, линейность ориентирована полого; в областях выклинивания линз – постепенно погружается и становится субвертикальной. Таким образом, в пределах лопийского ядра фиксируются элементы как продольного (по простиранию зоны), так и субвертикального течения материала. Макро-, мезо- и микроструктурный рисунок ядра Койкарской структуры подобны друг другу и их совокупность указывает на общее горизонтально-продольное течение, на фоне которого были обособлены локальные области продольного выжимания и нагнетания горных масс. В то же время, куполообразная форма структуры и наличие субвертикальных направлений перемещения горных масс позволяют говорить о сдвигово-купольной кинематике. Однако речь не идет о классических гранито-гнейсовых куполах: здесь формируются структуры, купольная форма которых вырисовывается по линейно-плоскостным элементам и общей морфологии.

Структурные парагенезы “квазичехольного” комплекса. Андезито-базальтовые лавы сумия и конгломераты сариолия слагают крупную линзу в районе северного замыкания Койкарской антиклинали. Разрывы, ограничивающие линзу, прослеживаются в фундамент и имеют выявленные в этом комплексе структурные признаки сдвигового течения третьей генерации. Протерозойские породы, в целом слабо метаморфизованные, в этих зонах преобразованы в blastsмилониты зеленосланцевой фации, идентичные тектонитам, которые сформированы по породам лопия. В пределах комплекса фиксируются две системы сопряженных конических складок, осевые плоскости которых образуют острый угол (см. рис. 2.8, Б, В). Кливаж осевой плоскости отсутствует, но развит кливаж разлома, имеющий ориентировку, аналогичную плоскостям C_3 в лопийских породах. Поверхности кливажа скалывания испытывают сигмоидальный изгиб (вращение по часовой стрелке). Таким образом, сумийско-сариолийские толщи имеют складчато-линзовидную структуру, сходную с таковой лопийского комплекса, а развитые в них конические складки свидетельствуют

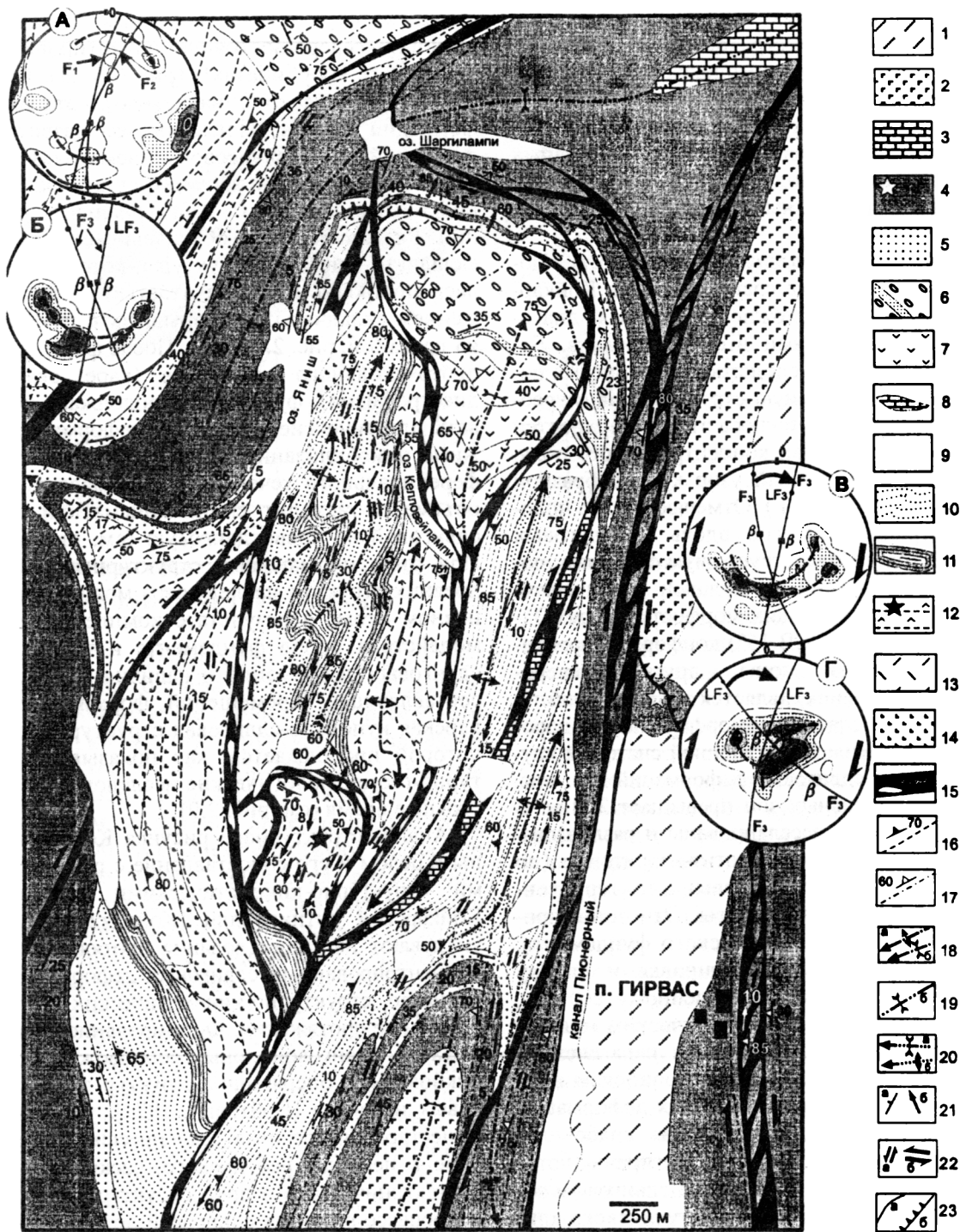


Рис. 2.8. Схема геологического строения Койкарской антиклинали

1 – четвертичные отложения; 2–5 – ятулий: 2 – силл габбро-диабазов, 3 – карбонатно-терригенные породы, 4 – базальты (звездочка – вулканическая постройка), 5 – кварцевые конгломераты и песчаники; 6 – сариолий: полимиктовые конгломераты с маркирующими горизонтами песчаников; 7 – сумий: андезито-базальты; 8–14 – лопий: 8 – доломиты, 9 – графитистые сланцы, песчаники, силициты, 10 – сланцы по туфам андезитов и дацитов, 11 – полимиктовые конгломераты, андезиты, туфы, 12 – коматииты, базальты и их туфы (звездочка – Койкарский вулкан), 13 – дациты, 14 – габбро-диабазы; 15 – сдвиговые зоны расланцевания с линзами различных пород; 16–17 – элементы залегания: 16 – сланцеватости, 17 – кливажа скальвания; 18–20 – простирания осевых поверхностей складок: 18 – F_1 , 19 – F_2 , 20 – F_3 (а – антиклинали, б – синклинали); 21 – элементы залегания: слоистости (а) и линейности удлинения (б); 22 – направления перемещения вдоль сдвиговых зон: микроуровня (а) макроуровня (б); 23 – геологические границы: стратиграфические (а) и надвиги (б)

о проявлении сдвиговых деформаций. Следовательно, развитие структур третьей генерации в пределах лопийского комплекса связано, по крайней мере, с постсариолийским этапом деформации, а различная интенсивность структурной перестройки – с разной реологией породных масс: пластичных и подвижных – лопийских и относительно монолитных и жестких – сумийско-сариолийских.

Структурные парагенезы проточехла. Породы ятулийского чехла слагают крылья Койкарской антиклинали, осложненной двумя диагональными антиклиналями второго порядка. Базальная поверхность и слоистость ятулийских пород образуют пликвативную структуру. На стереографической проекции полюса этих поверхностей рассеиваются в пределах концентрического поля, отражающего структурный узор куполообразной структуры (см. рис. 2.8, Г). Отмечаются две полосы концентрации полюсов вдоль малодуговых траекторий, что соответствует двум системам, по видимому, сопряженных складок конической морфологии, осложняющих морфоструктуру. Одна система складок (СВВ 15°) конформна простиранию Койкарской зоны, другая (северо-западного направления) является диагональной.

Относительно слабо метаморфизованные породы ятулия рассечены разветвленной системой крутопадающих зон сдвиговых деформаций (см. рис. 2.8). Ширина отдельных зон превышает 200 м. В их пределах породы рассланцованы и разлинзованы, превращены в альбит-биотит-хлоритовые (по базальтам) и серицит-кварцевые (по терригенным породам) бластомилониты. Эти зоны прослеживаются в породы лопийского фундамента. Данный парагенез по ориентировке и набору структурных форм, по вещественному составу, типам тектонитов и по кинематическим признакам сопоставим со структурными парагенезами третьей генерации, развитыми в лопийском комплексе. За пределами зон сдвиговых деформаций ятулийские породы дислоцированы слабо: локально развит кливаж разлома, простирание которого, в целом, подчинено главным сдвиговым зонам С₃. Отмечается проникание ятулийского кливажа в лопийские породы, где он сливается с конформно ориентированными плоскостными структурами третьей генерации.

Основываясь на приведенных данных, можно представить структурно-тектоническую эволюцию Койкарской купольно-сдвиговой структуры следующим образом. К концу позднего архея (ребольский тектонометаморфический цикл)

формируется система линейных складок F₁, имеющих северо-восточную ориентировку (в современных координатах!) (рис. 2.9, Б). Их формирование связано с начальными этапами деформации сдвига. Последующее развитие деформаций с левосдвиговой кинематикой приводит к формированию асимметричных складок F₂, продольных сдвигов С₂ и диагональных нарушений Риделя R₂, что обуславливает появление складчато-линзовой структуры, которая развивалась синхронно со складчатостью с взаимоналожением складчатых и разрывных структур друг на друга (см. рис. 2.9, В, Г). После формирования проточехольного комплекса (карельская фаза диастрофизма), фундамент продолжает испытывать пластические сдвиговые деформации в режиме ремобилизации, однако, в условиях дифференциального течения горных масс в данном объеме происходит смена кинематики с левосдвиговой на правосдвиговую (см. рис. 2.9, Д). При этом плоскостные структурные элементы древних структур наследуются молодыми. В конечном итоге, в результате комплексного взаимодействия пород фундамента и чехла в поле сдвиговых деформаций и наличия вертикальной составляющей перемещений, формируется Койкарская купольно-сдвиговая структура, развитие которой продолжается, как показывают структурно-геоморфологические исследования, и в настоящее время (см. рис. 2.9).

Анализ структурного рисунка Койкарской зоны в целом и его сопоставление с рассмотренными структурно-кинематическими парагенезами Койкарской антиклинали [Колодяжный, 1996] указывают на существование протяженной зоны концентрированных сдвиговых деформаций и на единство структурно-кинематических процессов на всем ее протяжении. Формирование сильно пережатой сдвиговой зоны, сопровождаемое возникновением оперяющих структур типа козырьковых надвигов [Войтович, 1971], указывают на существование режима транспрессии по крайней мере в периоды ребольского, свекофеннского и неотектонического этапов структурообразования. В процессе развития сдвиговой деформации происходит линеаризация структурного плана. Можно полагать, что Койкарская структура отражает “незрелую” стадию формирования зон концентрированных деформаций, тогда как Койкарско-Сегозерская зона в целом и описанная выше Кукасозерская структура представляют собой более продвинутую стадию процесса латерального сдвигового течения.

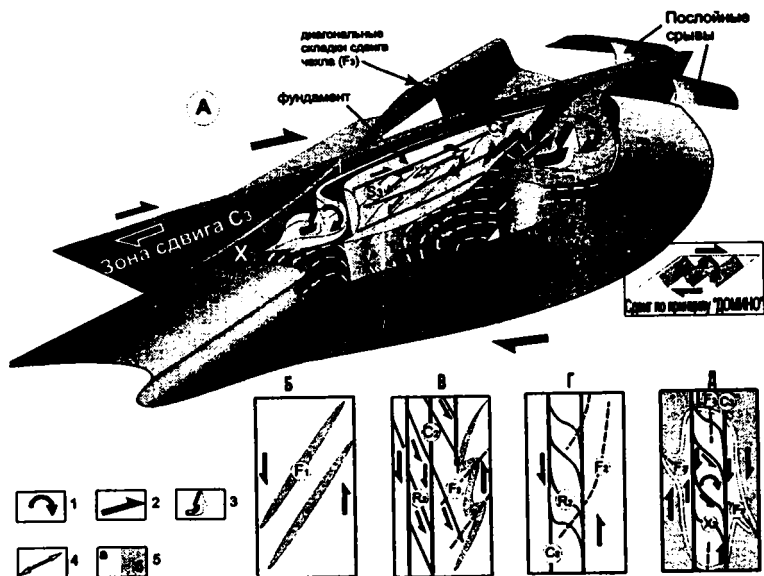


Рис. 2.9. Объемная модель Койкарской купольно-сдвиговой структуры (А) и этапы ее формирования (Б, В, Г, Д) (объяснения в тексте)

1–4 – стрелки, указывающие направление: 1 – вращения, 2 – сдвига, 3 – вертикальных перемещений, 4 – удлинения; 5 – фундамент (а) и чехол (б) на схеме Д

Буквенные обозначения: S_0 – слоистость, S_3 – сланцеватость, $F_{1,3}$ – складки первой, второй и третьей генераций, $C_{2,3}$ – главные зоны сдвига, R_2 – вторичные зоны сдвига Риделя (кренуляционный кливаж) второй и третьей генераций, L – линейность удлинения

Зоны диссипативного сдвигово-купольного тектогенеза

Области диссипативного купольно-сдвигового тектогенеза отражают объемное³, тектоническое течение горных масс, рассредоточенное по множеству структурных элементов: сланцеватости, зонам катаклаза и милонитизации, линейности, плейчатости, микро-, мезо- и макросдвигам и другим линейно-плоскостным элементам. Об этом свидетельствуют также преимущественно крутые залегания плоскостных структурных элементов и субгоризонтальное или слабо наклонное положение минеральной линейности. Поверхности сланцеватости в чехольных комплексах, как правило, субпараллельны поверхностям напластования или наклонены под углами $10-30^\circ$ к первичной слоистости; линейность, в основном, продольная (по простиранию плоскостных элементов), обычно с небольшим ($10-30^\circ$) наклоном к горизонту. Сдвиговая составляющая подчеркивается асимметричными подворотами слоев, структурами вращения, S- и Z-образными складками с вертикальными шарнирами, структурами типа “домино”, кулисообразным расположением мелких структурных форм, магматических даек, жил и пр. Примером такого диссипативного тектогенеза является, в частности, область проявления многочисленных

мелких сдвиговых деформаций, описанных в книге Ю.В. Миллера [1988] (рис. 2.10).

На обширных территориях массива по ориентировке структурных элементов, иногда подчеркиваясь выходами контрастных пород (например, гранито-гнейсов – в центре и вулканогенно-осадочных пород – по периферии), вырисовываются структуры типа куполов (рис. 2.11). Причем эти купола в большинстве случаев не являются гранито-гнейсовыми куполами в собственном смысле этого термина, а обрисованы только субконцентрическим расположением структурных элементов. Купола эти, как правило, асимметричны, имеют в плане каплевидную или линзовидную форму и расположены зачастую кулисообразно относительно друг друга. Длинные оси таких “структурных куполов” могут быть ориентированы диагонально и продольно по отношению к генеральному простиранию структур Карельского массива. Их внутренняя структура и взаимное расположение также подчеркивают сдвиговую кинематику областей их распространения.

Области диссипативного (рассредоточенного) тектогенеза занимают, по существу, подавляющую часть территории Карельского массива вне описанных выше геоструктурных ансамблей. Но и в пределах линейных зон (например, Северо-Карельской и Восточно-Карельской) области диссипативного купольно-сдвигового тектонического режима занимают весьма существенное место. Подобный морфокинематический тип был подмечен давно [Симонен, 1977; Харитонов, 1963]. Указывалось, в частности, что фундамент Карельского массива расчленен на разномасштабные блоки овоидной формы со следами значительных деформаций (мощных зон бластоми-

³ В понятия – “объемная” деформация, “объемное” течение – входят процессы, проявления которых в выбранном масштабе изучения (изображения) имеют трехмерную размерность.

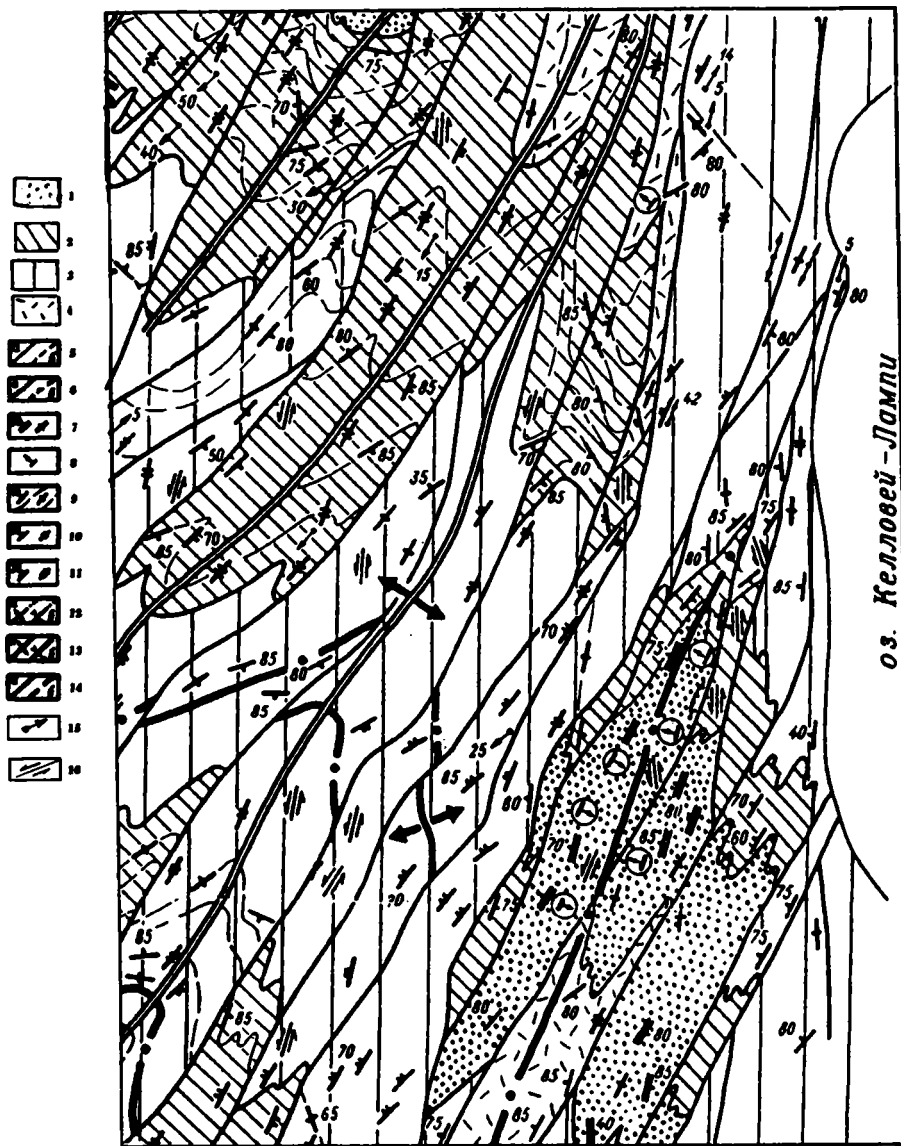


Рис. 2.10. Деформация сдвига, рассредоточенная по множеству структурных элементов (по: [Миллер, 1988])

1-4 – различные горизонты лопийского комплекса; 5-16 – структурные обозначения: 5 – стратиграфические контакты: наблюдаемые (а) и предполагаемые (б), 6 – взбросо-надвиги: наблюдаемые (а) и предполагаемые (б), 7 – слоистость, 8 – ориентировка кровли разреза, 9-11 – сланцеватость (9 – S_1 и линии ее простирания, 10 – S_2 , 11 – S_3), 12 – складки F_1 : антиклинальные (а) и синклинальные (б), 13 – складки F_2 : антиформные (а) и синформные (б), 14 – разрывы: наблюдаемые (а) и предполагаемые (б), 15 – линейность, 16 – направления сдвиговых смещений

бластомилонитов и милонитов) по краям овиодов. Эти зоны служили, кроме того, проводниками долеритовой магмы, основных и ультраосновных глубинных пород, поздних диоритов и гранодиоритов. С ними связаны также поздние проявления мигматизации и калиевого метасоматоза. Указывается на постпротоплатформенную активизацию фундамента и постседиментационную природу этих куполов [Харитонов, 1963]. Как отмечено в статье А. Симонена [1977], характерной особенностью ортогнейсов, слагающих обширные поля на территории Карельского массива, является их катакlastическая структура, возникшая в результате переработки пород

свекокарельской орогеней. Возраст переработки (перекристаллизации) по данным К-Аг определения по биотиту 1750-1800 млн лет.

Зоны растяжения и оттока

К этой категории структур относятся, вероятно, Ладожская депрессия, Сегозерская и Лехтинская синклинали, некоторые другие структуры. Но наиболее ярким и хорошо изученным примером безусловно является *Онежская мульда*, к описанию которой мы и перейдем.

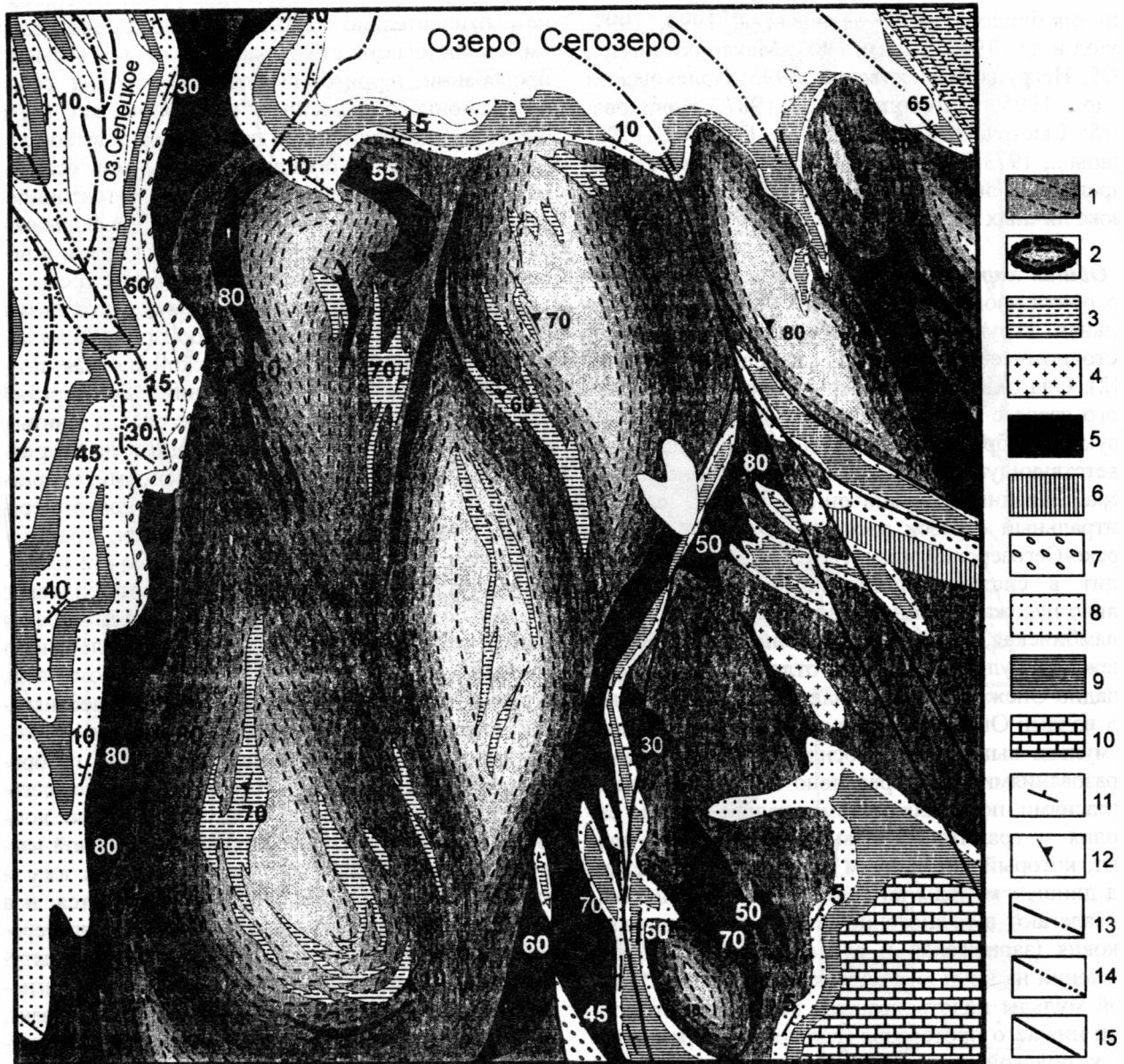


Рис. 2.11. Структурно-геологическая схема района оз. Сегозеро (составлена С.Ю. Колодяжным на основании Геологической карты масштаба 1:200 000 и дешифрирования аэрофотоснимков)

1–3 – нижний архей: 1 – гнейсо-граниты, 2 – мигматит-граниты куполообразных структур, 3 – линзовидные тела гранито-гнейсов; 4–5 – верхний архей: 4 – плагиомикроклиновые граниты, 5 – зеленокаменные образования; 6–10 – нижний протерозой: 6 – сумий, 7 – сариолий, 8 – нижний ятулий, 9 – средний ятулий, 10 – верхний ятулий; 11–12 – ориентировка: 11 – слоистости, 12 – сланцеватости; 13–14 – осевые поверхности складок: 13 – северо-восточного, 14 – северо-западного простираний; 15 – взбросо-сдвиги

Описание Онежской мульды дано на основании опубликованных [Афанасьева, 1990, 1997; Голод и др., 1983; Кратц, 1963; Макарихин и др., 1995; Негруца, Полеховский, 1995; Полеховский и др., 1995; Путеводитель..., 1987; Новикова, 1975; Сыстра, 1991; Трофимов, Голубев, 1995; Этапы..., 1973;] и фондовых (Отчет Центрально-Карельской экспедиции..., 1991] материалов, а также личных наблюдений.

Общая характеристика. Онежская мульда – это почти изометричная ($\cong 100 \times 120$ км) синклинальная структура, слегка вытянутая в юго-восточном–северо-западном направлении (рис. 2.12). Она охватывает северную половину Онежского озера с его побережьями. Восточный край структуры образует пологую дугу, в принципе соответствующую Повенецкому заливу Онежского озера. Западным ограничением мульды служит центральный отрезок рассмотренной выше Койкарско-Сегозерской зоны. На СЗ и С мульда переходит в систему постепенно утоняющихся и сильно пережатых синклинальных структур: Салвиламбинская, Ялгамская, Кумсинская. На ЮЮЗ Онежская мульда перекрыта отложениями вепсия Западно-Онежской синклинали; на юге – скрыта под водами Онежского озера. В основании разреза мульда выполнена, в основном, ятулийскими образованиями, трансгрессивно и с угловыми несогласиями перекрывающими толщи сумия, сариолия и гранито-гнейсовый архейский фундамент, который, по данным геофизики прослежен под днищем мульды на всем ее протяжении. Выше залегают вулканогенно-осадочные толщи людиковия (заонежская и суйсарская свиты). При движении на юг и юго-восток образования Онежской мульды надстраиваются верхними горизонтами нижнего протерозоя (вепсия), приуроченными к пологой изометричной Западно-Онежской синклинали. И, наконец, все перечисленные толщи перекрыты отложениями рифея–фанерозоя Петрозаводского грабена (что, впрочем, не подтверждено прямыми наблюдениями) и современной впадины Онежского озера.

В раннем протерозое Онежская мульда представляла собой обширный и длительно развивающийся бассейн, который обладал чертами, общими для раннепротерозойской седиментации в регионе. Но, в то же время, это была самостоятельная тектоноседиментационная провинция, имеющая специфические литолого-седиментационный и магматический режимы и тектоническое строение [Кратц, 1963; Путеводитель..., 1987; Макарихин и др., 1995; *мн. др.*]. Рассмотрим основные черты геологического строения территории.

Возникновение и длительное развитие бассейна с относительно медленным осадконакоплением⁴ свидетельствует о растянутом во времени прогибании территории (проседании дна седиментационного бассейна), которое может быть обусловлено различными причинами, и выбор варианта зависит от определения режимов осадконакопления и вулканизма и данных о тектонической структуре региона и механизме ее формирования как на этапе осадконакопления, так и в последующие периоды. Рассмотрим эти вопросы.

Условия образования осадочно-вулканогенных комплексов. Ятулийский надгоризонт, залегающий в основании разреза Онежской мульды, подразделен на два горизонта: нижний – сегозерский горизонт (янгозерская, медвежьегорская свиты), мощность 0–400 м – сложен кварцитами, кварцито-песчаниками, алевролитами, сланцами, кварцевыми и гранитными гравелитами и конгломератами, а также потоками базальтовых, трахибазальтовых и андезитовых лав с прослоями их пирокластитов и габбро-долеритовыми силлами; верхний – онежский горизонт (туломозерская свита), мощность 150–500 м – представлен пестроцветными и красноцветными доломитами, строматолитовыми и онколитовыми известняками, кварцито-песчаниками, гравелитами и различными сланцами; породы расслоены габбро-долеритовыми силлами. Нижнеятулийские (сегозерский горизонт) осадочно-вулканогенные комплексы развиты преимущественно в северной части Онежской мульды. По направлению к югу и юго-востоку они постепенно выклиниваются, и в центральной части впадины в основании протерозойского разреза скважинами вскрыты верхнеятулийские (онежский горизонт) карбонатно-терригенные отложения (Отчет..., 1991). Этот факт, по-видимому, свидетельствует о постепенной миграции Онежского бассейна в южном направлении.

Литоседиментационные особенности осадочных отложений ятулия отвечают условиям обширного мелководного эпиконтинентального морского бассейна и его прибрежных областей без резкого рельефа, тектонических уступов и проявления серьезных внутриформационных тектонических событий. Об этом свидетельствуют [Рухин, 1962; Кратц, 1963; Макарихин и др., 1995; Негруца, Полеховский, 1995; Рейнек, Сингх, 1981; Соколов, 1964, 1972; Условия..., 1974; Харитонов, 1963; Хейсканен, 1996; Швецов, 1948; *мн. др.*]: высокая степень сортировки и окатанности обломочного материала; зрелость

⁴ За 300 млн лет (ятулий–людиковий) образовалось около 1500 м отложений; за более чем 600 млн лет (ятулий–вепсий) – около 2500 м.

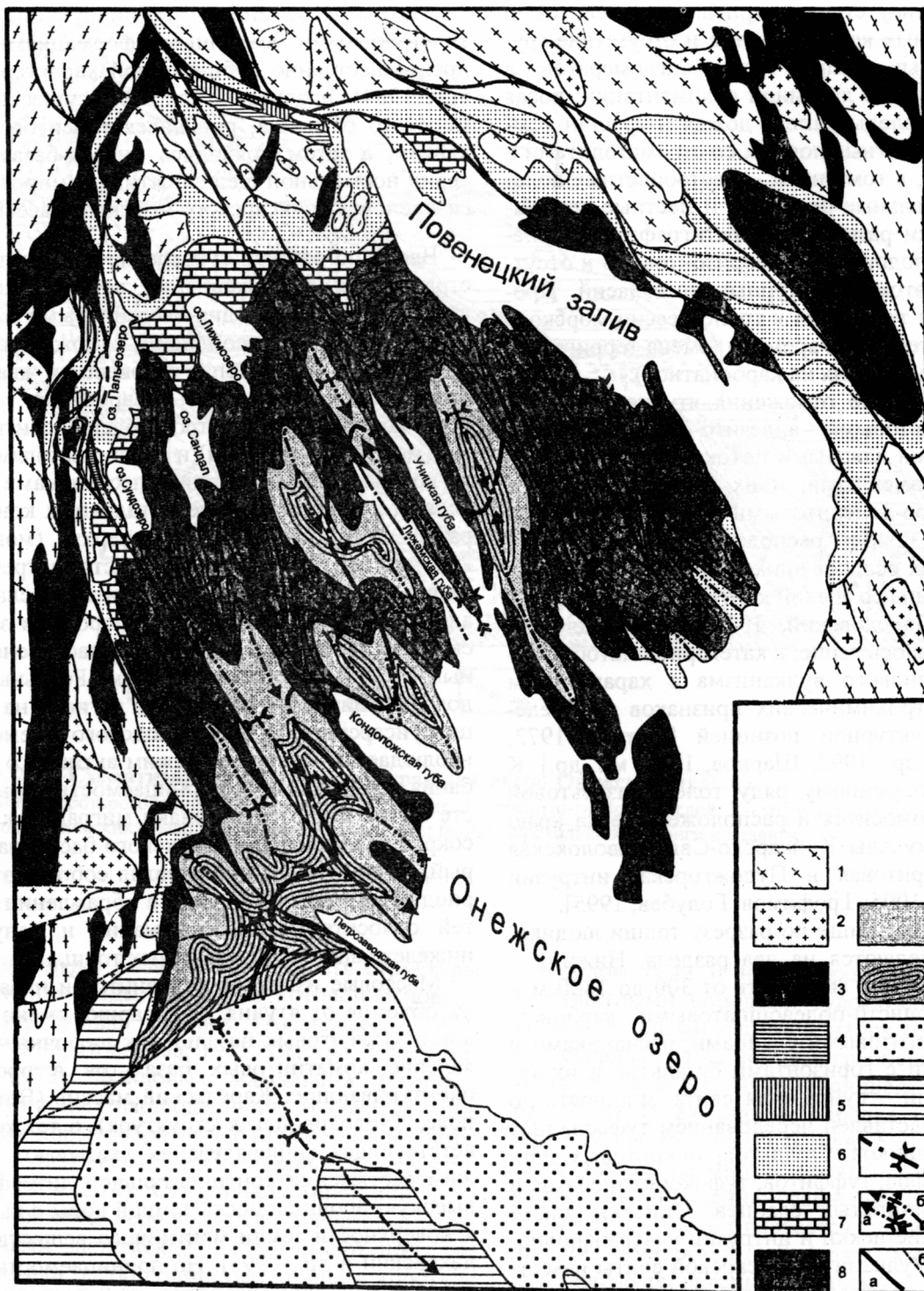


Рис. 2.12. Структурно-геологическая схема Северо-Онежской мульды и ее обрамления (с использованием данных: [Сыстра, 1991; Войтович, 1971; Отчет..., 1991])

1 – нижний архей: гнейсо-граниты; 2–3 – верхний архей: 2 – плагиомикроклиновые граниты, 3 – зеленокаменные образования; 4–11 – нижний протерозой: 4 – сумий, 5 – сариолий, 6 – нижний и средний ятулий, 7 – верхний ятулий, 8–9 – лудиковый (8 – заонежская свита, 9 – суйсарская свита); 10 – ливий (калевий), 11 – вепсий; 12 – венд; 13 – осевые поверхности; 14 – осевые поверхности: синклиналей (а) и антиклиналей северо-западного простирания (б); 15 – взбросо-сдвиги: главные (а) и второстепенные (б)

осадков; присутствие кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов и отсутствие грубообломочных фаций типа фангломератов, а также признаков лавинной седиментации; косая слоистость, следы капель дождя и трещин усыхания; карбонатные породы со строматолитами и онколитами, в том числе, – пестроцветные доломиты; фациальные переходы и местные перерывы; признаки размыва и стратиграфических несогласий в подошве всех горизонтов, но и отсутствие при этом структурных несогласий. Прослеживается тенденция к трансгрессии морского бассейна с течением времени (смена терригенного осадконакопления на карбонатное).

Вулканогенные отложения ятулия представлены базальтовыми, андезито-базальтовыми и андезитовыми лавовыми потоками, в том числе, – миндалекаменными, и их пирокластитами, а также габбро-долеритовыми силлами. Все вулканогенные породы расположены внутри толщи мелководных осадков эпиконтинентального морского бассейна со зрелой континентальной корой [Негруца, Полеховский, 1995] и принадлежат, как упоминалось выше, к категории платобазальтового траппового вулканизма с характерным набором петрохимических признаков и определенной структурной позицией [Светов, 1972; Турченко и др., 1992; Шарков, 1984; мн. др.]. К протоплатформенному ряду толеит-базальтовой формации относится и расположенные на краю Онежской мульды Койкарско-Святонаволоцкая габбро-долеритовая и Пудожгорская интрузии [Трофимов, 1995; Трофимов, Голубев, 1995].

Залегающие выше по разрезу толщи людиковия подразделяются на два раздела. Нижний – заонежская свита, мощность от 300 до 1800 м – сложен слюдисто-полевошпатовыми, карбонатными и шунгитовыми сланцами, песчаниками и известняками с горизонтами базальтов и их туфов. Верхний – суйсарская свита, мощность до 700 м – представлен чередованием туфосланцев и туфопесчаников, базальтов, пикритовых порфиритов, туфов, туффитов, туфоконгломератов и первично глинистых сланцев. Описаны также вулканические некки и интрузии ультраосновного состава. Вулканыты суйсарской свиты известны в южной части мульды и выходят в ядрах небольших синклинальных структур. Суйсарские вулканыты залегают на мелководно-морских отложениях и не несут никаких признаков глубоководности⁵. По петрохимическим данным, вулканыты отнесены к внутриконтинентальным образованиям. На ранних стадиях субаэральный

⁵ Некоторые геологи склоны относить суйсарские вулканыты к образованиям коры океанического типа.

базальтовый вулканизм, ассоциирующий с континентальными осадочными формациями, имел преимущественно субщелочной характер [Шарков, 1984], позднее, в условиях существования морского бассейна, проявился толеитовый вулканизм, а затем появились пикрит-базальтовые серии нормальной щелочности, формировавшие в условиях суйсарского морского бассейна.

Вверх по разрезу суйсарские вулканыты надстраиваются отложениями вепся, который представлен мелководно-бассейновыми и континентальными молассоидными отложениями: сероцветными полевошпат-кварцевыми кварцито-песчаниками с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов петрозаводской свиты (внизу) (мощность до 600 м) и красноцветными, часто косослоистыми кварцито-песчаниками с прослоями алевролитов и мелкогалечных конгломератов шокшинской свиты (вверху) (мощность 200–400 м). В песчаниках часто встречаются плохо окатанные обломки шунгитовых сланцев и алевролитов, сопоставимых с породами заонежской свиты. Шокшинская свита расслоена мощным габбро-диабазовым силлом. Реальных следов тектонической инверсии в регионе на границе суйсарского и петрозаводского времени не наблюдается – затухает режим активного прогибания и уменьшается проницаемость коры. Вместе с тем, имеются признаки миграции к югу и сокращения площади Онежского бассейна, который, по-видимому, представлял собой в этот период замкнутую котловину в обрамлении областей относительного воздымания и денудации нижележащих черносланцевых толщ.

Массовые излияния вулканытов и нарастание их объемов от ятулия к суйсарскому, смена составов от толеитовых базальтов к щелочным и появление коматитовых базальтов в прогибах, оконтуривающих Карельский массив (Ветреный пояс, Куолоярвинская структура), а также соответствующая минерализация указывают на режим растяжения континентальной литосферы и высокую проницаемость земной коры с выносом к поверхности земли мантийного вещества [Полеховский и др., 1995]. Но проницаемость корового слоя связана, вероятно, не с большими погружениями и растаскиванием блоков континентальной коры вплоть до образования зияний с корой океанического типа, а с процессом диссипативного растяжения и с пластичностью нижнекорового слоя (разновидность “пластичного спрединга” А. Крёнера [Хаин, Божко, 1988]). При этом возникают дискретные линейные узкие ослабленные зоны (борозды) повышенной проницаемости [Новикова, 1975; Голод и др., 1983].

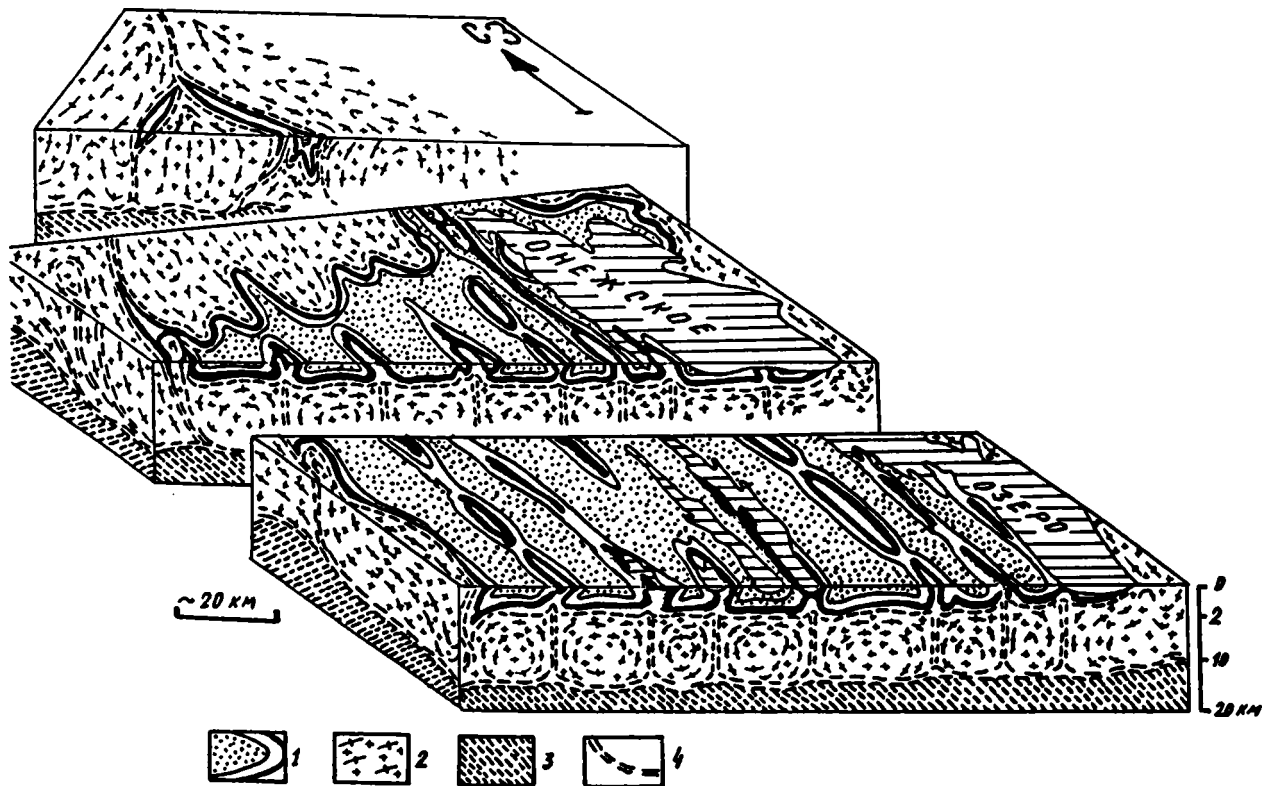


Рис. 2.13. Схематизированная блок-диаграмма Северо-Онежской мульды

1 – нижнепротерозойский проточехольный комплекс; 2 – гранито-гнейсовый слой; 3 – гранулит-гнейсовый слой; 4 – зоны вязкопластических срывов-отделителей (detachment faults), переходящих в сдвиги и надвиги

Структура. Главная особенность структуры Онежской мульды, описание которой основано на литературных данных [Афанасьева, 1997; Кратц, 1963; Новикова, 1975; Сыстра, 1991; Этапы..., 1973], фондовых материалах (Отчет..., 1991) и личных наблюдениях – это чередование широких корытообразных синклиналей и узких, линейно вытянутых антиклинальных структур (рис. 2.13 и 2.14). Синклинали (шириной 6–12 км) выполнены черносланцево-диабазовыми отложениями заонежской свиты, имеют широкие плоские или слабо волнистые днища и короткие крутые крылья. Падение пород в пределах центральных частей структур 10–20°, редко достигает 30–35°. Крупные складки могут быть осложнены мелкими складками более высоких порядков, разломами с малой амплитудой смещения (несколько десятков метров) и подворотами слоев.

Антиклинальные зоны, ядра которых сложены пластичными, интенсивно дислоцированными

ми доломитами и нижележащими терригенно-карбонатными породами туломозерской свиты, являются зонами сложной напряженной линейной складчатости с чертами гребневидной структуры выжимания, напоминающей диапир (см. рис. 2.14). Имея ширину порядка 1–4 км и амплитуду, часто превышающую 600 м, они прослеживаются на многие десятки километров. В ядрах антиклиналей по сравнению с синклинальными структурами отмечается значительное увеличение мощностей (в 2–4 раза) карбонатных и карбонатно-терригенных пачек туломозерской свиты. Антиклинали или представляют собой отдельную структуру, или осложнены сопряженными складками и разломами. Иногда это относительно широкие структуры, сопоставимые с синклинальными, но чаще – это узкие, сильно пережатые складки гребневидной и грибовидной формы с раскрывающимися наподобие цветка или пальмового дерева крыльями.

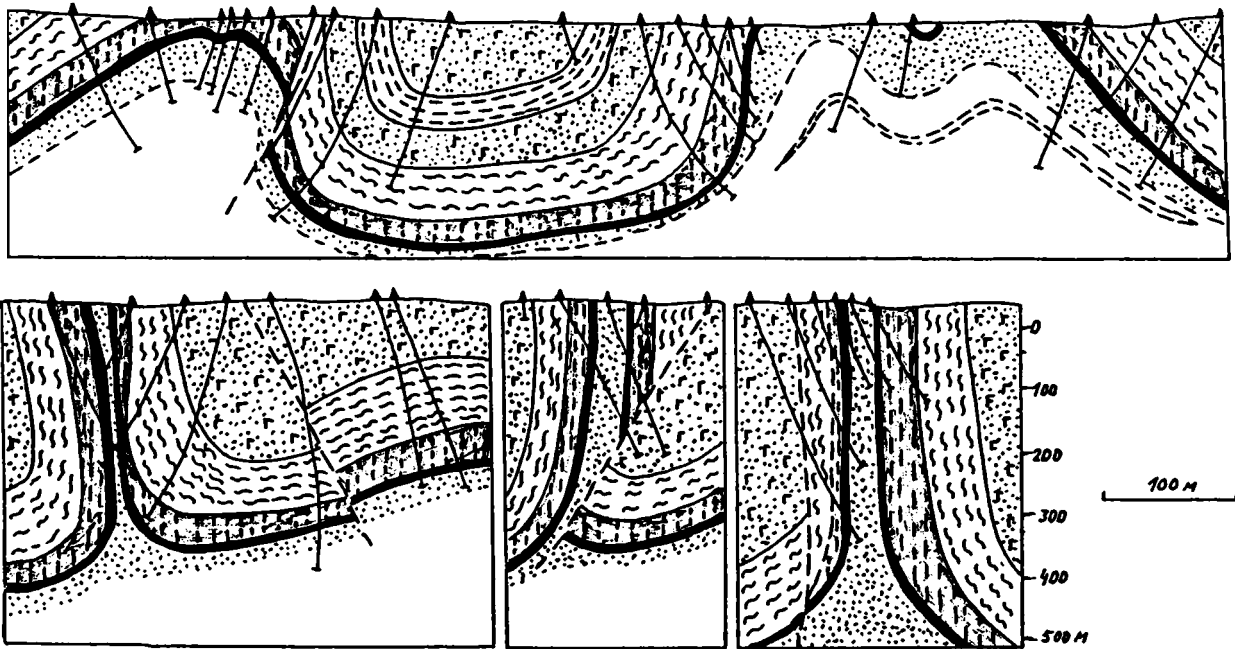


Рис. 2.14. Строение псевдодиапировых антиклинальных структур Северо-Онежской мульды (по данным Отчета..., 1991)

Различной штриховкой и крапом показаны разные горизонты нижнепротерозойского проточехольного комплекса

Падение пород на крыльях до вертикального и запрокинутого. Антиклинальные зоны ассоциируют с продольными сдвигами. Вдоль разрывов породы залегают более круто. Степень вторичной структурно-вещественной переработки пород в антиклинальных структурах чрезвычайно велика, что подчеркивается рассланцеванием, кливажем, катаклизом и брекчированием, повышенной степенью метаморфических преобразований и интенсивной рудовмещающей альбит-карбонатно-слюдистой метасоматической минерализацией. Абсолютный возраст главной фазы рудообразующих метасоматических преобразований 1730 ± 40 млн лет (Отчет..., 1991). Антиклинальные зоны представляют собой типичные зоны концентрированной деформации с морфологией структур “цветка”.

Оси складок и их шарниры ундулируют по простиранию; складки испытывают виргации, но генеральный план отвечает главному карельскому направлению (ЮЮВ–ССЗ). Шарниры складок воздымаются в направлении выходов гранитного основания, где наблюдаются их центриклинальные и периклиналильные замыкания. Крупные складчатые структуры часто распадаются на ряд более мелких складок, располагающихся кулисообразно друг относительно друга (Отчет..., 1991).

Морфология и характер проявления складчатости в породах разной реологии различны. По данным Е.Н. Афанасьевой [1997], в жестком фундаменте складчатые зоны маркированы разломами, зонами рассланцевания и повышенной тектонической трещиноватости. В породах карельского комплекса те же зоны выражены в форме линейных гребневидных складок. На границе фундамент–чехол происходят не только количественные (ширина зон динамического влияния разломов), но и качественные изменения. В чехольных комплексах происходит выжимание вверх – в сторону свободной поверхности, в фундаменте – вниз, чем определяется синклинальное строение зон на нижних уровнях [Афанасьева, 1997]. Однако правило это не универсально, часто наблюдается конформность структурного плана фундамента и чехла и по простиранию морфология структур и направления движения могут меняться, что было показано, в частности, на примере Койкарско-Сегозерской зоны. В то же время, структурная дисгармония комплекса основания и чехольного комплекса сохраняется, что подчеркивается наличием регионально выраженного срыва на границе фундамента и проточехла. Присутствие срыва-отделителя (detachment fault [Иванов С., Иванов К., 1996]) определяется также и общей

структурой чехольного комплекса мульды, существенно более сложной, чем это рисуется для поверхности фундамента.

Парагенез структур и их ориентировка свидетельствуют о тектоническом течении материала от синклиналей к антиклиналям и вдоль простирания антиклинальных зон (сдвиговое течение). Течение материала происходит неравномерно – максимальные сдвиговые деформации осуществляются вблизи сместителей, при удалении от них деформации затухают. В ядрах антиклиналей мощность горизонтов, особенно карбонатных, возрастает в сравнении с синклинальными структурами, что свидетельствует о тектоническом перетекании материала и о его нагнетании в антиклинальные диапировые структуры. К зонам концентрированных деформаций приурочены рудопоявления метасоматического генезиса. Максимально обогащенные руды концентрируются в наиболее деформированных центральных частях таких зон. Все это подтверждает вывод о высокой проницаемости зон концентрированных деформаций.

Некоторые результаты геофизических исследований. Материалы по глубинному строению территории содержатся во многих работах, но в контексте этой работы необходимые данные наиболее полно изложены в: [Голод и др., 1983]. По геологическим данным и по характеру потенциальных полей можно предполагать, что основание Онежской мульды сложено кислыми породами (граниты, гранитогнейсы, мигматиты с плотностью $\sigma=2,65-2,68$ г/см³). Эти породы (архейский фундамент) оказывают влияние лишь на общий уровень гравитационного поля. Породы фундамента характеризуются устойчивыми значениями параметра плотности; ятулийско-суйсарские образования отличаются резкой дифференциацией плотности, зависящей от их литопетрографического состава. Глубина залегания верхней поверхности кристаллического цоколя и, соответственно, мощность осадочных образований оцениваются приблизительно в 2 км. В региональном гравитационном поле Центрально-Онежскому блоку соответствует относительная положительная аномалия, осложненная аномалиями более высоких порядков. Локальные аномалии силы тяжести обусловлены вещественным составом горных пород и особенностями тектонической структуры. Границы блока проявлены в разделяющих трансформациях поля силы тяжести. Для Северо-Онежского блока характерно некоторое повышение интенсивности поля тяжести, однако такое же повышение поля Центрально-Онежской аномалии объясняется плотностью осадочно-вулканогенных пород ятулия и суйсария.

Отмечены полосовые локальные аномалии силы тяжести. Поскольку породы проточехла обладают избыточной плотностью ($\Delta\sigma=+0,15-0,20$ г/см³) по сравнению с породами основания, локальный гравитационный эффект определяется количественным (объемным) соотношением осадочно-вулканогенных образований в антиклинальных и синклинальных структурах. При этом антиклиналям соответствуют отрицательные аномалии поля силы тяжести. Это заставляет предполагать подъем относительно легких сиалических масс фундамента и участие их в строении антиклинальных структур, что подтверждено наблюдениями [Колодяжный, 1999б; Леонов, Колодяжный, Сомин, 1996] в краевых частях Онежской мульды (Койкарский выступ, Западно-Онежская система куполов-складок). Синклинальные же структуры с увеличенной мощностью шунгитовых пород и относительно более глубоким залеганием фундамента фиксируются положительными локальными аномалиями. Изменение интенсивности этих аномалий позволяет судить о виргации и ундуляции осей и шарниров складок, фиксируемых по поверхности фундамента.

Равным образом, осям антиклиналей соответствуют положительные магнитные аномалии, осям синклиналей – отрицательные, что связано с большей мощностью слабомагнитных пород в синклиналях и с наличием сильномагнитных габбро-диабазов в антиклиналях. Форма аномалий (ΔT_s) и данные бурения показали, что диабазы в ядрах антиклиналей представляют собой кулисно расположенные тела с субвертикальным падением. Отмечены крупные магнитные аномалии в Онежском озере к югу от Заонежского полуострова. Простирание осей магнитных аномалий совпадает с простиранием тектонических структур. Таким образом, гравиметрические и магнитные данные позволяют дополнить структурно-геологические и подтверждают: а) наличие гранитно-метаморфического фундамента впадины; б) ее неравномерно-полосовую структуру, связанную с вертикальным и кулисообразным расположением тел габбро-диабазов (подводящих каналов), что свидетельствует о режиме трансформации в период внедрения базитовых силлов и даек; в) наличие положительной магнитной и гравитационной аномалий под водами Онежского озера.

Геодинамическая интерпретация. Совокупное рассмотрение режимов осадконакопления, вулканизма и структурообразования позволяет наметить главные особенности геодинамической эволюции района Онежской мульды и с большой долей уверенности определить режим, обусловивший ее заложение и развитие.

Как мы уже говорили, возникновение и длительное развитие бассейна с относительно медленным осадконакоплением⁶ свидетельствует о растянутом во времени прогибании территории (проседании дна седиментационного бассейна), которое может быть обусловлено несколькими причинами: 1) растяжение: а) без разрыва сплошности коры, но с увеличением ее проницаемости (“пластичный” вариант); б) с разрывом гранитно-метаморфического слоя и образованием грабенов и (или) зияний с корой мафического профиля (“хрупкий” вариант); 2) сжатие и образование рамповых структур; 3) сдвиг со сжатием (transpression) и формирование структур вдавливания и выдавливания (“push-inside” или “push-outside” [Trifonov et al., 1995]), а также структур “цветка” (flower structures [Морозов, Гептнер, 1997]); 4) сдвиг с растяжением (transtantion) и формирование грабенов и впадин типа “pull-apart” и их комбинаций; 5) отток вещества с утонением гранитно-метаморфического слоя и формированием структур по типу “сдвига с растяжением”; 6) фазовый переход на границе кора/мантия и образование лабигенной (по: В.Г. Николаеву [1986]) структуры.

Некоторые из них, после изложения фактического материала, можно отбросить. В первую очередь это касается представлений о лабигенной природе мульды, о наличии фазового перехода в основании структуры и о рамповом режиме ее развития. Первая и вторая модели предполагают быстрое, катастрофическое прогибание и наличие определенного типа магматизма и вулканизма, как, например, в Паннонской впадине [Николаев, 1986], чего мы не наблюдаем в Северо-Онежской мульде. Рамповый режим развития обычно сопровождается развитием краевых надвигов и задавливанием структуры с бортов, а также накоплением характерных комплексов (олистоостромы, брекчии, конгломераты) и более или менее линейными очертаниями бортов структуры (можно вспомнить рамповые грабен-синклинали и грабены Южного Тянь-Шаня, Арморианского и Родопского массивов). Все эти признаки в рассматриваемой структуре отсутствуют. Равным образом, нельзя объяснить формирование мульды условиями общего сжатия ни на стадии ее заложения и развития как осадочного бассейна (об этом говорилось выше), ни на стадии формирования ее тектонической структуры. Общий стиль структуры, как мы видели, определяется чередованием узких зон концентрированного сдвига с выжиманием диапироподобных антиклиналей и широких синклиналей с практи-

чески ненарушенными пологими днищами. Эта закономерность не может быть объяснена с позиций общего сжатия.

Но Северо-Онежскую мульду четко характеризуют другие признаки, а именно: а) длительное и постепенное прогибание Северо-Онежской мульды в начале раннего протерозоя, наследуемое формированием вепсийской Западно-Онежской мульды и современной впадины Онежского озера; б) накопление мелководноморских и лагунных, а затем континентальных отложений незначительной мощности; в) слабое проявление трансгрессивных процессов с течением времени: область осадконакопления в основном сохраняет свои очертания, но при этом испытывает некоторую миграцию с севера на юг; г) диагонально-кулисное размещение даек основных пород, указывающее на режим транстенсии в период накопления вулканогенно-осадочных комплексов; д) четко фиксируемый режим сдвига со сжатием (транспрессии) свекофеннской фазы диастрофизма с формированием дискретных структур “цветка” и кулисно-эшелонированных складок; е) развитие базального срыва и области пластического течения карбонатных толщ в основании протерозойского разреза; ж) наличие сплошного “гранитного” слоя под всей территорией мульды; з) повышенная (но дискретная) проницаемость корового слоя с поступлением мантийных составляющих (вулканизм, метасоматическая минерализация).

Все это в совокупности позволяет рассматривать ятулийско-людиковийскую Онежскую мульду, вепсийскую Западно-Онежскую впадину, рифейско-палеозойский Онежский (Петрозаводский) грабен и современную депрессию Онежского озера в качестве единой области перманентного прогибания, связанной с режимом сдвигового течения, которая с течением времени несколько мигрировала в пространстве с ССЗ на ЮЮВ. При этом, если для периода накопления осадочно-вулканогенных толщ преобладал режим транстенсии, то свекофеннский этап тектонометаморфических преобразований в большей степени характеризуется транспрессионными деформациями. Не исключено, что частные режимы транспрессии и транстенсии сменялись во времени более часто, а также проявлялись синхронно в динамически связанных тектонических обстановках. Об этом свидетельствует факт длительного и периодического проявления эпигенетических процессов гидротермально-метасоматической минерализации свекофеннского (1900–1700 млн лет), позднепротерозойского (1100–900 млн лет), мезозойского (150–100 млн лет) времени, которые

⁶ См. сноску 4.

происходили в обстановке растяжения литосферы с выносом на поверхность Земли мантийного вещества [Полеховский и др., 1995].

Метасоматические образования, как правило, подвержены наложенным процессам расщепления, брекчирования и катаклаза, что свидетельствует о периодической смене условий декомпрессии обстановками сжатия. Сопряженное и синхронное развитие структур выжимания и нагнетания отражается в процессах тектонического течения пластичных горизонтов доломитов и сланцев туломозерской и заонежской свит, что приводит к многократному увеличению мощностей толщ в ядрах антиклиналей с соответствующим сокращением объемов пород в синклинальных прогибах. Перманентная и повторяющаяся в времени динамическая связь между структурами сжатия типа “цветка” и декомпрессионными прогибами возможна лишь в условиях сдвиговых деформаций, что доказано экспериментальными исследованиями [Морозов, Гептнер, 1997]. В регионе отмечены и признаки новейшей тектонической активности, что существенно расширяет диапазон геодинамической эволюции Онежской структуры. Этот вопрос рассмотрен нами ниже в специальном разделе.

Таким образом, можно признать, что в целом прогибание Северо-Онежской мульды связано с процессом растяжения со сдвигом, а оформление ее тектонической структуры – с общим режимом транспрессии. Общие режимы предполагают пульсационно-временную и пространственно-комплементарную смены частных режимов сдвигового течения. В целом, развитие Онежского бассейна подчинялось единому трансгрессивно-регрессивному мегациклу, отражающему максимум прогибания в позднеятулийское и людиковийское время с постепенной деградацией прогиба в вепсии и позднем протерозое. Геологические данные свидетельствуют о том, что Онежская структура формировалась за счет последовательного развития как бы вложенных друг в друга локальных бассейнов, которые последовательно “откатывались” в юго-юго-западном направлении.

Более ранние частные бассейны после трансформационного прогибания испытывали частичное поднятие и размыв в условиях транспрессии, тогда как комплементарная декомпрессионная область смещалась в южных румбах, определяя положение более поздних бассейнов. Эти особенности можно объяснить постепенной латерально-продольной пропагацией Центрально-Карельской зоны сдвигового тектонического течения, по отношению к которой Онежская мульда является комплементарной и венчающей ее структурой в области торцевого прерывания (см. рис. 1.2).

Тот факт, что Онежская структура пространственно и парагенетически связана с зонами латерального диссипативного и концентрированного сдвигового течения Центральной Карелии и постепенно переходит в них в северном направлении, по-видимому, дает основания допустить, что возникновение мульды и ее развитие связаны с оттоком горных масс из тыловой области Карельского массива, с последовательной миграцией области выжимания в южном направлении. Как мы увидим в дальнейшем, это подтверждается и исследованиями по современной геодинамике региона [Mörner, 1979]. Учитывая материалы Е.С. Пржиялговского и Е.Н. Терехова [1984], новые данные одного из авторов этой работы (С.Ю. Колодяжный) и результаты тектонофизического моделирования [Бондаренко, 1984], нельзя исключить и существенную роль в процессе развития Онежской структуры элемента вращения в поле сдвиговых деформаций.

Дискретная складчато-сдвиговая структура с сильно сжатыми антиклиналями и пологими широкими синклиналями, сопровождающаяся региональным дисгармоничным срывом на границе “фундамент–чехол” – достаточно типичный случай эпидермальной тектоники, отражающей общее сдвиговое течение не только чехла, но и подстилающего фундамента. Поэтому важно подчеркнуть, что архейские комплексы кристаллического цоколя принимали участие в процессах тектонического течения (выжимания–нагнетания) в качестве активной субстанции.

Глава 2

Деформации тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла

Деформации тектонического течения свойственны не только зонам концентрированных деформаций, но и участкам спокойного залегания протоплатформенных чехольных отложений [Леонов, 1997б; Леонов, Колодяжный, Сомин, 1995].

В частности, на юго-западном берегу оз. Сегозеро в борту одноименной мульды обнажается толща ятулийских диабазов, косослоистых пестроцветных кварцито-песчаников и белых кварцитов. Породы залегают спокойно и наклонены к центру структуры под углами 10–15°. Диабазы и пестроцветные кварцито-песчаники нарушены серией вертикальных трещин, которые разбивают породы на ортогональные блоки размером порядка 1×5 м. Трещины зияющие, что свидетельствует о их возникновении после образования всей колонны осадков и их полной литификации. Это преимущественно трещины отрыва, но встречаются и трещины скола.

Пачка белых кварцитов, залегающая выше диабазов, дислоцирована интенсивнее: сеть трещин становится более частой, размер выкальваемых блоков уменьшается ($\cong 50 \times 150$ см), а вся пачка пронизана тончайшей сетью кливажных субвертикальных плоскостей ЮЮЗ–ССВ простирания. Трещины могут быть “сквозными”, рассекающими всю колонну отложений; но основная сеть трещин, рассекая пласты белых кварцитов, не проникает в подстилающие и перекрывающие отложения. Кливажные поверхности и сланцеватость также не проникают в подстилающие слои. Субширотные трещины ассоциируют со стилолитовыми швами; субмеридиональные трещины никогда не сопровождаются стилолитами. Стилолитовые швы субвертикальны, ориентировка зубцов субгоризонтально-субмеридиональная; высота зубцов до 10–15 см. Они часто залечивают более ранние субширотные трещины отрыва. Имеются стилолитовые швы нескольких поколений (рис. 2.15).

Процесс хрупкопластической деформации сопровождается сегрегацией вещества и отгон-

кой окислов железа, которые образует кольцеобразные структуры типа колец Лизиганга внутри каждого из блоков. Весь комплекс данных – формирование системы трещин отрыва с преимущественным растяжением в субмеридиональном направлении, наличие субвертикальных стилолитовых швов нескольких поколений, кливажа, сланцеватости, микроструктурные изменения и своеобразная форма перераспределения железистого вещества в процессе деформации – все это указывает на внутрислоевое тектоническое течение пород. Наличие трещин отрыва, залеченных стилолитовыми швами, свидетельствует о сложном режиме тектонического течения с периодической сменой режима продольного растяжения продольным сжатием в одном и том же объеме пород.

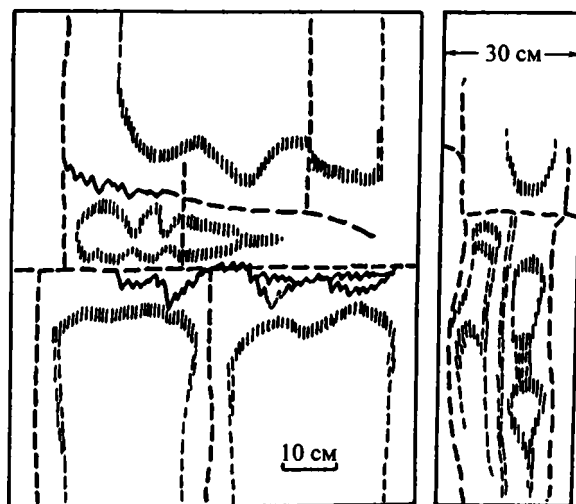


Рис. 2.15. Трещины (пунктир), стилолитовые швы (зубчатые линии) и структурно обусловленные выделения окислов железа (тонкий штрих-пунктир) в кварцито-песчаниках сегозерской свиты, отражающие квазипластическое течение пород

Течение осуществляется в субгоризонтальном (субслоином) направлении, но за счет возникновения вертикальных слайдов – бесчисленных плоскопараллельных микробъемов, на границах и внутри которых происходило относительное смещение элементарных составляющих вещества горных пород. Сходный механизм субслоино-го течения с возникновением субвертикальной линзовидно-петельчатой внутренней структуры отмечен в метабазах восточной оконечности оз. Сегозеро. Свидетельством субслоино-го течения вещества в проточехле является деформация эпидозитов в ятулийских метабазах этого же региона [Леонов, Колодяжный, Петрова, 1999] (рис. 2.16).

Структуры субслоино-го тектонического течения отмечены в залегающих субгоризонтально породах петрозаводской и шокшинской свит [Леонов, Колодяжный, Сомин, 1995]. Данные образования внешне выглядят как совершенно недислоцированные комплексы, но детальное изучение их внутренней структуры свидетельствует об обратном. В петрозаводской свите объемная подвижность обусловлена возникновением в отдельных горизонтах системы зонкок хрупкопластического скалывания, подвижных ромбоэдрических доменов и межслоевых зон проскальзывания. Шокшинские кварцито-песчаники

нарушены системой разрывов, среди которых выделяются послонные срывы, секущие взбросы и надвиги, а также практически вертикальные разрывы, по которым устанавливаются взбросо-сдвиговые перемещения. Толща пронизана огромным числом трещин с зеркалами скольжения, ориентированными как в направлении слоистости, так и под углом к ней. Ориентировка борозд скольжения указывает на послонные перемещения, а также на секущие надвиговые и взбросо-сдвиговые смещения. Все эти признаки фиксируют макроблоковую объемную деформацию.

В породах наблюдаются эпигенетические изменения различной интенсивности, соответствующие, в основном, динамическому катагенезу и метагенезу, а также динамометаморфизму низких ступеней прениг-пумпеллитовой субфации и свидетельствующие, вместе с макроструктурами, об общей объемной подвижности горных масс. Эти структурно-вещественные преобразования развиты неравномерно и обнаруживают пространственную и генетическую связь с зеркалами скольжения. Относительное скольжение внутри пород осуществляется в масштабе слоев, зерен и их частей, а также на уровне кристаллической решетки минералов, что свидетельствует о внутренней пластичности и подвижности пород в масштабе отдельных слоев,

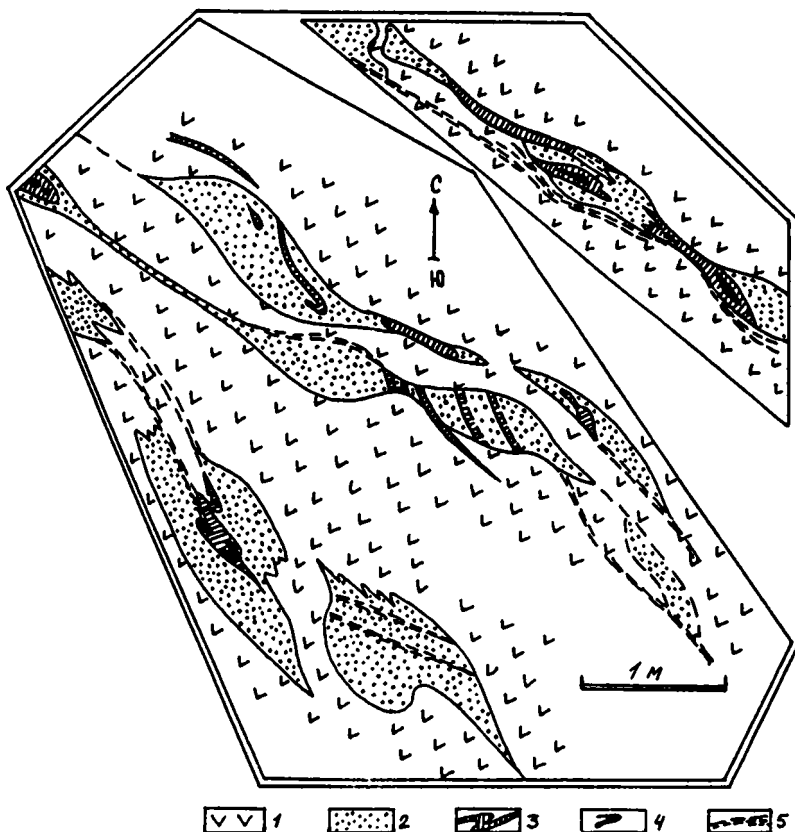


Рис. 2.16. Будинаж и разлинзование эпидозитов в толще ятулийских метабазальтов (район оз. Сегозеро), отражающие дисгармоничное послонное пластическое течение горных масс проточехольного комплекса

1 – рассланцованные базальты; 2 – эпидозиты; 3 – жилы кварцы; 4 – пустоты; 5 – зоны повышенного рассланцевания

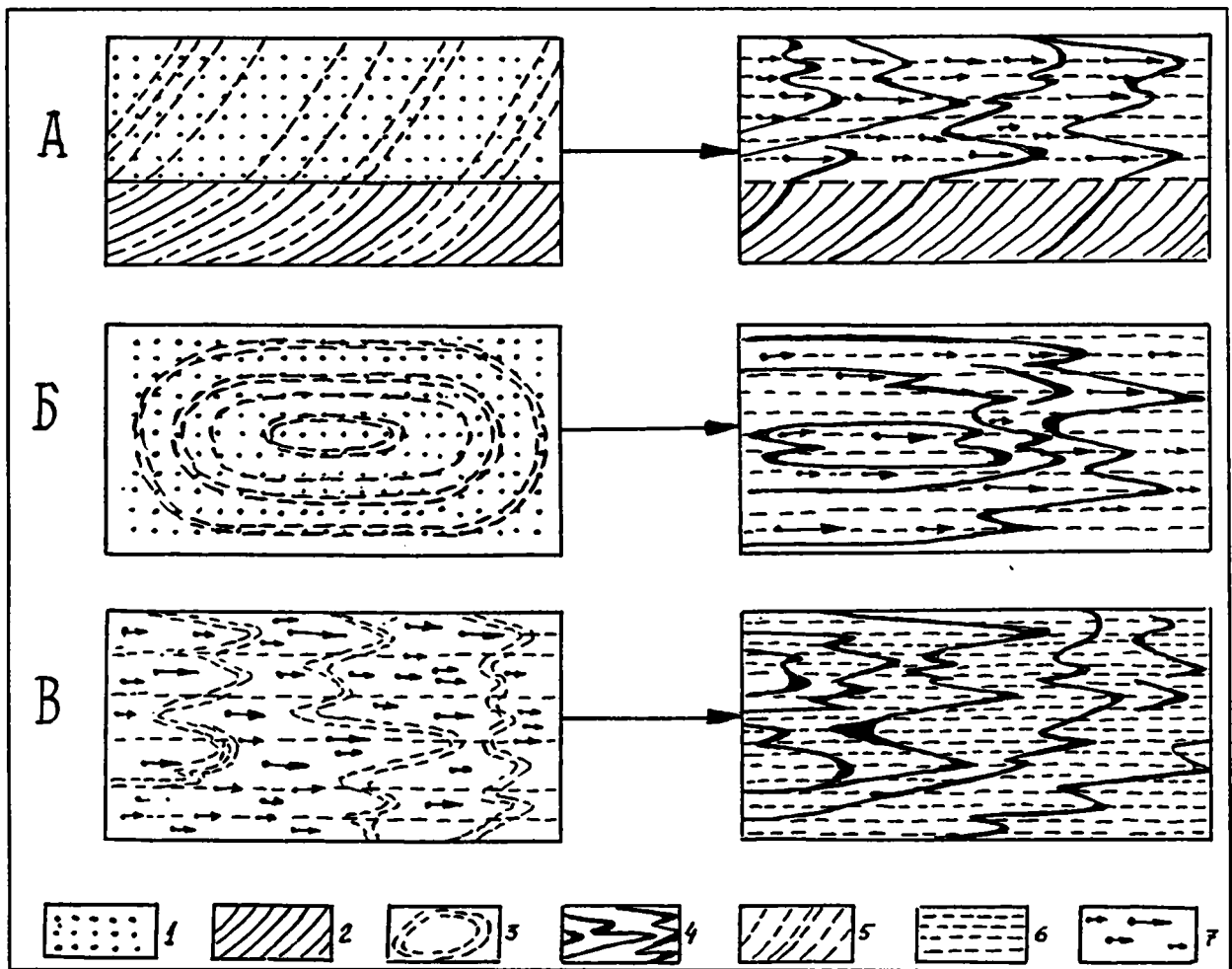


Рис. 2.17. Тектоническое течение в кварцито-песчаниках шокшинской свиты, фиксируемое по деформации полос окислов железа

А – деформация полос, наследующих косо ориентированные кливажные сколы; Б – деформация колец Лизиганга; В – структурно-вещественная дифференциация вещества в процессе течения

1 – кварцито-песчаники; 2 – косая слоистость; 3 – кольцевые и ленточные выделения окислов железа; 4 – псевдоскладчатые деформированные полосы окислов железа; 5 – проникающий косо ориентированный кливаж; 6 – субслойный кливаж и сланцеватость; 7 – относительное перемещение частиц гранулированной среды в процессе течения

пачек и горизонтов шокшинских отложений [Копелиович, Симанович, 1963, 1966]. В породах шокшинской свиты обнаружены своеобразные структуры, отражающие тектоническое течение гранулированных сред [Леонов, 1997а; Леонов, Колодяжный, Сомин, 1995] (рис. 2.17).

На границах деформированных пластически и относительно недеформированных объемов возникают послонные срывы, отражающие дисгармонию хрупкого и пластического течения. Это, помимо вышеприведенного материала, подтверждено сведениями о вторичных преобразованиях кор выветривания. На территории Карельского

массива на породах архейского фундамента залегают метаморфические образования, которые первично являлись корой выветривания [Корякин, 1970]. Древняя кора выветривания перекрыта отложениями протоплатформенного чехла. На поверхности гранитов метаморфизованная кора выветривания представлена [Корякин, 1970] кварцсерицитовыми образованиями, мощность которых от 30–50 см до 15–20 м. В основании кор выветривания исходные породы монолитны, имеют массивную текстуру без признаков рассланцевания. Вверх по разрезу трещиноватость гранитов увеличивается, они дезинтегрируются на углова-

тые и угловато-закругленные глыбы. Трещины заполнены карбонат-кварц-серицитовым цементом песчаного облика. У контакта с перекрывающими граниты отложениями протоплатформенного чехла породы коры выветривания интенсивно рассланцованы и метаморфизованы до зеленосланцевой фации. Минералы и их агрегаты вытянуты в направлении сланцеватости, которая часто не совпадает с седиментационной слоистостью вышележащих осадочных толщ. Сланцевая структура вновь возникшей кварц-серицитовой породы и плоскостное распределение в ней минеральных индивидов и их агрегатов являются следствием рассланцевания доятулийских кор выветривания [Корякин, 1970].

В перекрывающих рассланцованную кору выветривания отложениях метаморфизм и рассланцевание постепенно ослабевают и на некотором расстоянии от контакта с гранитами полностью исчезают. Таким образом, метаморфизованная и рассланцованная кора выветривания в современном виде представляет собой горизонт дифференциального субслойного (субгоризонтального) скольжения (образование сланцевой структуры невозможно без участия стресса и сдвигового течения вещества) и является зоной тектонического срыва на границе архейского фундамента и нижнепротерозойского протоплатформенного чехла. Подобные срывы наблюдаются во многих обнажениях протоплатформенного чехла, в частности, – в Северо-Карельской зоне [Колодяжный, 1998], в Сегозерской мульде [Леонов, Колодяжный, Петрова, 1999], в системе куполов-складок Северного Прионежья [Леонов, Колодяжный, Сомин, 1996] и отражают наличие субслойной и субгоризонтальной тектонической расслоенности массива в условиях сдвигового течения.

Таким образом, мы рассмотрели различные структурно-тектонические ансамбли, развитые на территории Карельского массива: зоны сплющивания и нагнетания, зоны осепродольного течения, оттока и диссипативного сдвига. Все они, сами по себе являясь сложными структурными парагенезами, располагаются закономерно

относительно друг друга и образуют единый парагенетический ансамбль первого порядка, характеризующий внутреннюю структуру и кинематику Карельского массива. Этот ансамбль отвечает объемному сдвиговому течению, происходящему в режимах транспрессии и транстенсии со сдвигово-надвиговой кинематикой. Основной структурный план массива, как считает большинство исследователей [Буйко и др., 1995; Докембрий..., 1994; Корреляция..., 1987; Кратц, 1963; Соколов, 1972; Сыстра, 1991; Травин, 1996; Хейсканен, 1996; Этапы..., 1973; мн. др.], был сформирован к концу раннего протерозоя в результате свеко-карельского (или карельского) тектогенеза в интервале 1750–1600 млн лет (данные разных источников несколько различны).

Что же происходило с породами Карельского массива в дальнейшем? Собственно о внутреннем развитии массива в рифее–фанерозое информация мала, однако в это время массив, по-видимому, не был пассивен, так как в непосредственном обрамлении массива произошло заложение и развитие системы Ладожско-Ботнической зоны, Онежского и Кандалякшского грабенов. На территории Балтийского щита в рифее происходили и другие значительные тектонические события [Аксенов, 1998; Арзамасцев и др., 1999; Проскураков и др., 1993]: заложение небольших грабенов типа Сатакунта, Евле и др.; возникновение, кроме вышеупомянутых, палеорифтов Балтийского моря, Даларна и пр.; проявление магматических и вулканических процессов (Дала-порфиры, граниты-рапакиви, силлы и дайки долеритов, дациты и риолиты формации Рьюкан) и прочие проявления активной тектоники. В последующем не могли не оказать влияния на Карельский массив и палеозойские процессы в зоне Кандалякшского залива и Хибин, становление Норвежских каледонид и т.д. Однако, в настоящее время мы не можем вычленить структурно-вещественное выражение этих процессов. Гораздо полнее информация, отражающая особенности неотектонического этапа, к рассмотрению которого мы сейчас и перейдем.

Глава 3

Новейшая тектоника

Проблемы новейшей геодинамики региона в интересующем нас аспекте рассмотрены в специальной монографии одного из авторов этой работы (Д.С.Зыкова), которая находится в печати, и здесь мы приведем лишь фрагментарное описание новейших структур и процессов.

Для новейшей истории Фенноскандии характерно влияние четвертичных оледенений, в которых многие видят причину возникновения современного морфоструктурного плана. В то же время, процессы гляциоэрозии и гляциоизостазии не могут исчерпывающе объяснить формирование современных морфоструктур региона.

Существует множество аргументов в пользу тектонического фактора [Ассиновская, 1986; Бискэ, 1958, 1961; Зыков, 1991, 1996, 1997; 1999 а,б; Кошечкин, 1969; Кошечкин, Стрелков, 1974; Леонов, Зыков, Колодяжный, 1998; Лукашов, 1974, 1976, 1982, 1986, 1993; Марков, 1974; Махачек, 1959; Мусатов, 1998; Никонов, 1977 а,б; Новейшие и современные движения..., 1974; Панасенко, 1969; Чувардинский, 1986, 1992; Mörner, 1979; мн. др.]: “сквозная” тенденция щита к воздыманию, по крайней мере, с позднего докембрия до наших дней; совпадение орографических форм с соответствующими тектоническими структурами при их единой пространственной ориентировке; несовпадение простираения и положения новейших структур с границами и направлениями течения ледникового щита, а также несоответствие орографического плана древней структуре; морфоструктурная и генетическая зависимости озерных котловин от расположения основных структурных элементов; изгибы в плане озерных котловин, не соответствующие направлению движения ледника; воздымание гранитных массивов под действием бокового давления; горизонтальное положение наибольшего главного сжимающего напряжения, в 10–20 раз превышающего напряжения, рассчитанные по весу пород; наличие молодых (голоценовых) сейсмодислокаций и подвижек по разломам, в том числе и сдвигового характера; ре-

шения механизмов очагов землетрясений, которые указывают на наличие горизонтального стресса и сдвигового характера деформаций на глубине; реконструкции полей напряжений, которые указывают на субгоризонтальную ориентировку оси максимального сжатия; проявления современной сейсмичности.

Кроме того, район максимального поднятия не совпадает с областью, испытывавшей максимальную ледовую нагрузку, и смещен на 150 км к востоку, а ось молодого сводового поднятия тесно связана с геологической структурой, и поднятие представляет собой чисто тектоническое явление.

Ф. Махачек [Махачек, 1959, с. 214] констатирует, что “...движения оказались возможными благодаря пластичности фундамента, допускающей компенсационные течения масс...”, что подтверждено и последующими исследованиями [Mörner, 1979]. Установлены и признаки новейшего преобразования платформенной литосферы окраин Балтийского щита [Безр, Шукин, 1999]. Таким образом, существенная роль тектонического фактора на новейшем этапе развития региона несомненна. Рассмотрим несколько региональных примеров.

Заонежская мульда. Геологическое строение и положение мульды в структуре массива было рассмотрено выше. С геоморфологической точки зрения одной из наиболее четко выраженных частных структур района является депрессия, заполненная водами Повенецкого и Заонежского заливов Онежского озера (рис. 2.18). Анализ геологических материалов показывает, что депрессия пространственно не связана с какими-либо определенными комплексами пород и не может быть объяснена избирательной денудационной препарировкой. Дуга залива сечет протерозойские структуры, но конформна изгибу структурных плоскостей (гнейсовидности) подстилающих архейских пород и располагается в ядре горизонтальной складки, образованной этим изгибом в плане. На островах Заонежского залива обнаружены перекосы террас, что свидетельствует о молодом тектоническом прогибании dna водоема

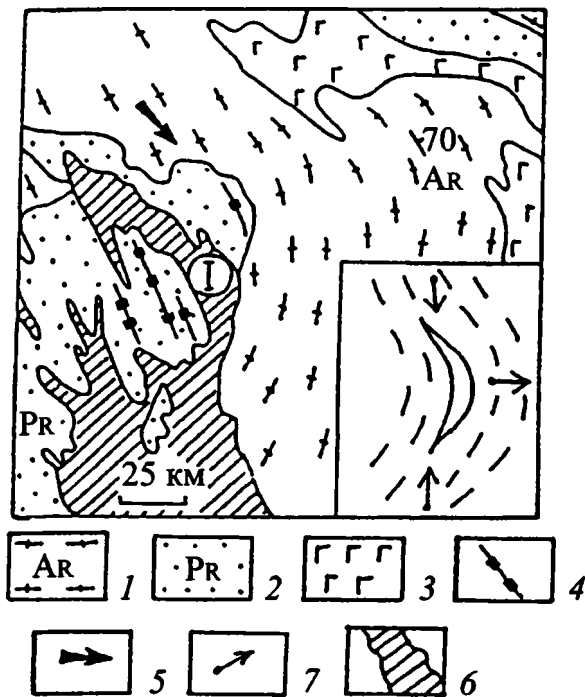


Рис. 2.18. Образование депрессии Повенецкого и Заонежского заливов в ядре мегаскладки – изгиба; на врезке – схема образования полости замкового отслаивания

1 – архейские гранито-гнейсы; 2 – толщи нижнего протерозоя; 3 – основные магматические породы; 4 – оси складок; 5 – направление движения ледника; 6 – озера; 7 – направление перемещения материала; I – депрессия Заонежского и Повенецкого заливов

[Биске и др., 1971; Лукашов, 1976]. Особенности геолого-геоморфологического строения района позволяют говорить о новейшем развитии деформации изгиба в архейских толщах и об образовании депрессии в замке мегаскладки, подобно образованию трещин замкового отслаивания [Хиллс, 1967; Ажгирей, 1966].

Структура Калевала. В Центральной Карелии хорошо изучена кольцевая структура Калевала [Геоморфология..., 1977], центральная часть которой с севера и с юга обрамлена дугообразными системами озер Нюк и Куйто, а с запада и с востока – заболоченными депрессиями. Территория структуры и ее обрамления сложена в основном гранито-гнейсами архейского возраста. Протерозойские толщи образуют сравнительно узкие протяженные синклинальные структуры. Простираение сланцеватости гранито-гнейсов и осей протерозойских складчатых структур является секущим по отношению к кольцевой структуре. В центре структуры располагается зона по-

вышенной гранитизации, и структуре в целом соответствует мощный гравитационный минимум [Строение..., 1993]. Геоморфологические профили показывают наличие куполовидной формы структуры Калевала. Секущее положение озерных депрессий по отношению к геологической структуре и к простираению толщ разного состава, а также по отношению к направлению движения ледника, который двигался поперек структуры, не позволяют связать их образование с избирательной денудационной препарировкой, и можно сделать вывод о неотектонической природе озерных ванн, образующих кольцевую структуру. Весь комплекс признаков (геологических, геоморфологических, геофизических) показывает, что структура Калевала может быть проинтерпретирована как сложно построенный и изостатически некомпенсированный гранито-гнейсовый купол, воздымающийся в новейшее время. Озерные ванны являются компенсационными прогибами.

Северо-Карельская зона. Основные черты геологического строения и развития зоны рассмотрены выше; описание неотектонической морфоструктуры и кинематики, а также обзор литературы приведены в работах: [Зыков, 1996, 1999 а,б; Леонов, Зыков, Колодяжный, 1998], и здесь мы лишь кратко суммируем эти данные. Основным тектонический облик региона был сформирован в позднекарельское время (1800–1600 млн лет). На неотектоническом этапе структура массива претерпела существенные изменения, о чем свидетельствует: заложение новейших складчатых структур (синклиналям соответствуют озерные котловины, антиклиналям – положительные формы рельефа) [Бискэ, 1961]; пликативные деформации постпротерозойского пенепплена; новейшие вертикальные и горизонтальные подвижки по разломам; обновление протрузивного процесса; массовое проявление сейсмодислокаций и активизация постгляциальной разломной сети [Lukashov, Systra, 1998] и пр. Область повышенной новейшей активности значительно шире той зоны, под которой обычно выделяют собственно Северо-Карельскую зону, и захватывает значительные территории как Карельского массива, так и расположенных к северу от нее беломорид. Рассмотрим восточный (Кукасозерский) сегмент Северо-Карельская зоны в широком ее понимании.

Кукасозерский сегмент представляет собой структуру обращенного к северу клина (рис. 2.19). Боковые ограничения зоны представлены системами сдвигов: северо-западное фиксируется Ковдозерским разрывом, северо-восточное –

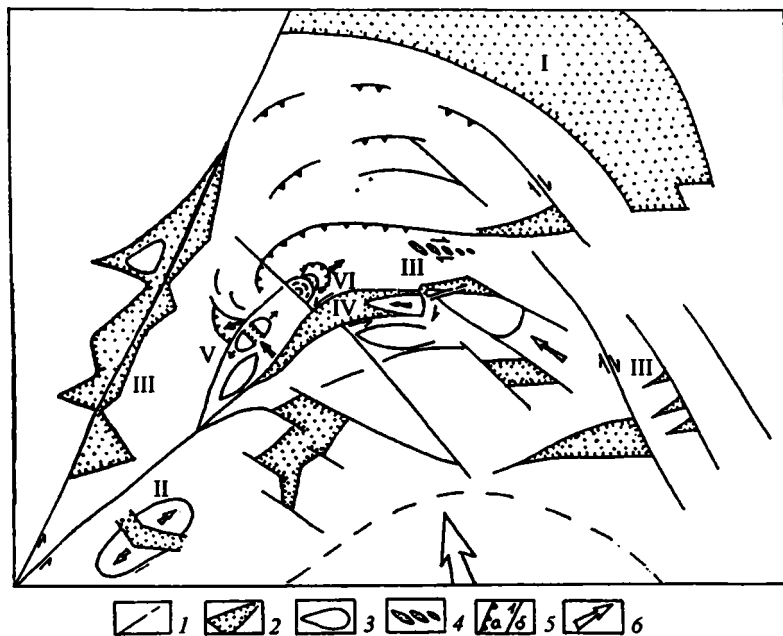


Рис. 2.19. Структурно-кинematicкая схема новейшего этапа Северо-Карельской зоны

1 – разрывы, активные на новейшем этапе; 2 – неотектонически обусловленные депрессии; 3 – доменно-купольные морфоструктуры; 4 – сдвиговая зона, маркируемая кулисно расположенными озерными депрессиями; 5 – разрывы установленной кинематики: взбросо-надвигов (а) и сдвигов (б); 6 – направления перемещения горных масс

Римские цифры: I – принадлежковая депрессия оз. Ковдозеро; II – Ципрингский массив габбро-перидотитов, рассеченный грабеном (впадина оз. Ципринга); III – присдвиговые депрессии; IV – депрессия в ядре Кукаозерской синклинальной структуры; V – Ханкусьярвинская структура латерального выжимания; VI – Кужьярвинская структура латерального выжимания в замке языковидной складки с образованием полости замкового отслаивания (детальную картину см. на рис. 2.20, А)

системой кулисных разломов. По смещению русел ручьев, эрозионных долин и линеаментов, по наличию присдвиговых треугольных в плане депрессий растяжения и наличию кулисно расположенных озерных ванн, не объяснимых с точки зрения избирательной препарировки субстрата, по смещению типов растительности установлены левосдвиговые смещения – на западном ограничении зоны и правосдвиговые – на восточном. Боковые сдвиги находятся в парагенезе с системой фронтальных надвигов. Свидетельством неотектонической активности надвигания является образование преднадвиговой депрессии оз. Ковдозеро. Относительная структурно-вещественная однородность пород ложа и обрамления озера, несоответствие формы озера направлению движений ледника, а также резкое несовпадение формы депрессии со структурой гранито-гнейсов, вытянутая изогнутая форма, генерализованно отвечающая форме надвиговых дуг – все это не позволяет связать образование депрессии с избирательной денудацией, а свидетельствует о тектоническом короблении, компенсационном по отношению к движущемуся надвиговому фронту [Спенсер, 1981; Lebel et al., 1996].

Внутренняя структура района хорошо согласуется с картиной общего сдвигово-надвигового перемещения всей массы горных пород, расположенной внутри клина, что подтверждается наличием набора новейших структур и их парагенезов [Бискэ, 1961; Балаганский и др., 1998; Зыков, 1999 а,б; Тевелев Ал., Тевелев Арк., 1999]:

грабенообразные зоны растяжения; области объемного сдвигового течения; протрузии ультрабазитов; складчатые изгибы поверхности фундамента; латеральное выжимание замков складок; линзовидная делимость субстрата и др. Возникновение постумных складчатых форм поверхности кристаллических комплексов свидетельствует, в частности, об объемной реидной деформации и о значительной подвижности горных масс [Бероуш, 1991; Леонов, 1991; Паталаха, 1966]. Само наличие изгибов донижнепротерозойского и постпротерозойского пенепленов свидетельствует в пользу тектонического течения горных пород. Примеры новейшего развития частных структур Северо-Карельской зоны приведены на рисунках 2.20 и 2.21.

Особенно четко объемная деформация хрупкопластического течения проявлена в осевой зоне Кукаозерской структуры, детально описанная в статье М.Г. Леонова, Д.С. Зыкова, С.Ю. Колодяжного [1998]. Здесь отчетливо проявлен процесс тектонической деформации бараньих лбов – морфоструктур, сформированных действием ледника по будинами габбро-амфиболитов (рис. 2.22). Структурный парагенез в пределах будин – бараньих лбов и его проявление в пределах протяженной и достаточно широкой зоны указывают на формирование структурного рисунка в условиях субмеридионального сжатия и латерального субширотного растяжения. Реализация этого процесса сопровождается латеральным течением горных масс в пределах зоны, что,

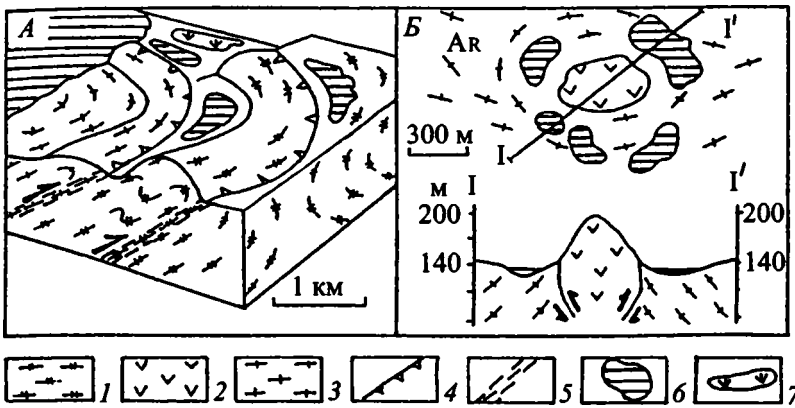


Рис. 2.20. Примеры объемной неотектонической деформации в пределах Северо-Карельской зоны

А – формирование Кужьярвинской складки-покрова; Б – формирование базитовой протрузии и компенсационного прогиба фундамента, маркируемого озерными ваннами

1 – сумийские метавулканы; 2 – серпентинизированные ультрабазиты; 3 – гранито-гнейсы Кужьярвинского массива (на рис. 2.20, А) и беломорского комплекса (на рис. 2.20, Б); 4 – надвиги; 5 – зоны катаклаза и расланцевания; 6 – озерные ванны; 7 – торфяные болота

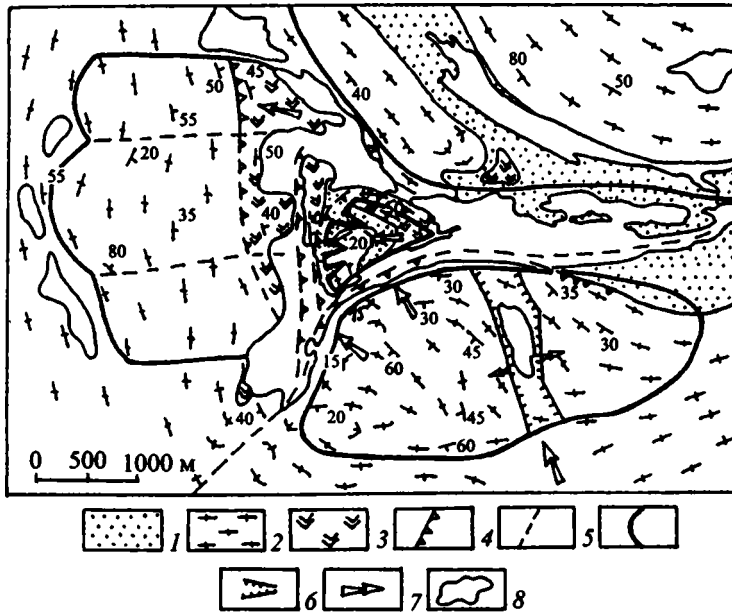


Рис. 2.21. Структурно-кинематическая схема Ханкусьярвинской структуры на новейшем этапе

1 – нижний протерозой: кварцито-песчаники; 2 – архей: гранито-гнейсы; 3 – серпентинизированные ультрабазиты; 4 – взбросо-надвиги; 5 – предполагаемые разрывы; 6 – контуры выраженных в рельефе гранито-гнейсовых доменно-купольных морфоструктур; 7 – депрессии-грабены; 8 – направление перемещения горных масс; 9 – контуры озер

помимо проявления горизонтального растяжения и тектонического растаскивания будин – бараньих лбов, подтверждено и дополнительными структурными данными (см. рис. 2.22, В). Будины и их отдельные фрагменты образуют кулисные ряды, что подтверждает объемную сдвиговую деформацию горных масс, которая влияет на возникновение морфоструктурных элементов новейшего времени. И еще одно наблюдение. Структуры Северо-Карельской зоны в центральной части Кукаозерского сегмента рассечены протяженным поперечным разрывом северо-западного простирания, который выражен в рельефе депрессиями, смещает геологические границы с амплитудой в сотни метров и сопровождается многочисленными зеркалами скольжения. Прекрасная читаемость в рельефе и на

космоснимках и деформация донных осадков озер позволяют говорить о его новейшем развитии. Разрыв хорошо выражен в периферийных частях зоны и по ее обрамлению, однако не прослеживается в центральной части озера и на его островах, т.е. в области максимального проявления продольного “будинного” течения, что говорит о проявлении последнего в самое новейшее время. Подтверждением продольного течения является также некоторое смещение зоны разрыва в северном и южном бортах Кукаозерской структуры.

Таким образом, весь имеющийся фактический материал свидетельствует о значительной объемной деформации хрупкопластического течения в пределах распространения нижнепротерозойских толщ Кукаозерской структуры Балтийского щита, которое проявилось в постледниковое

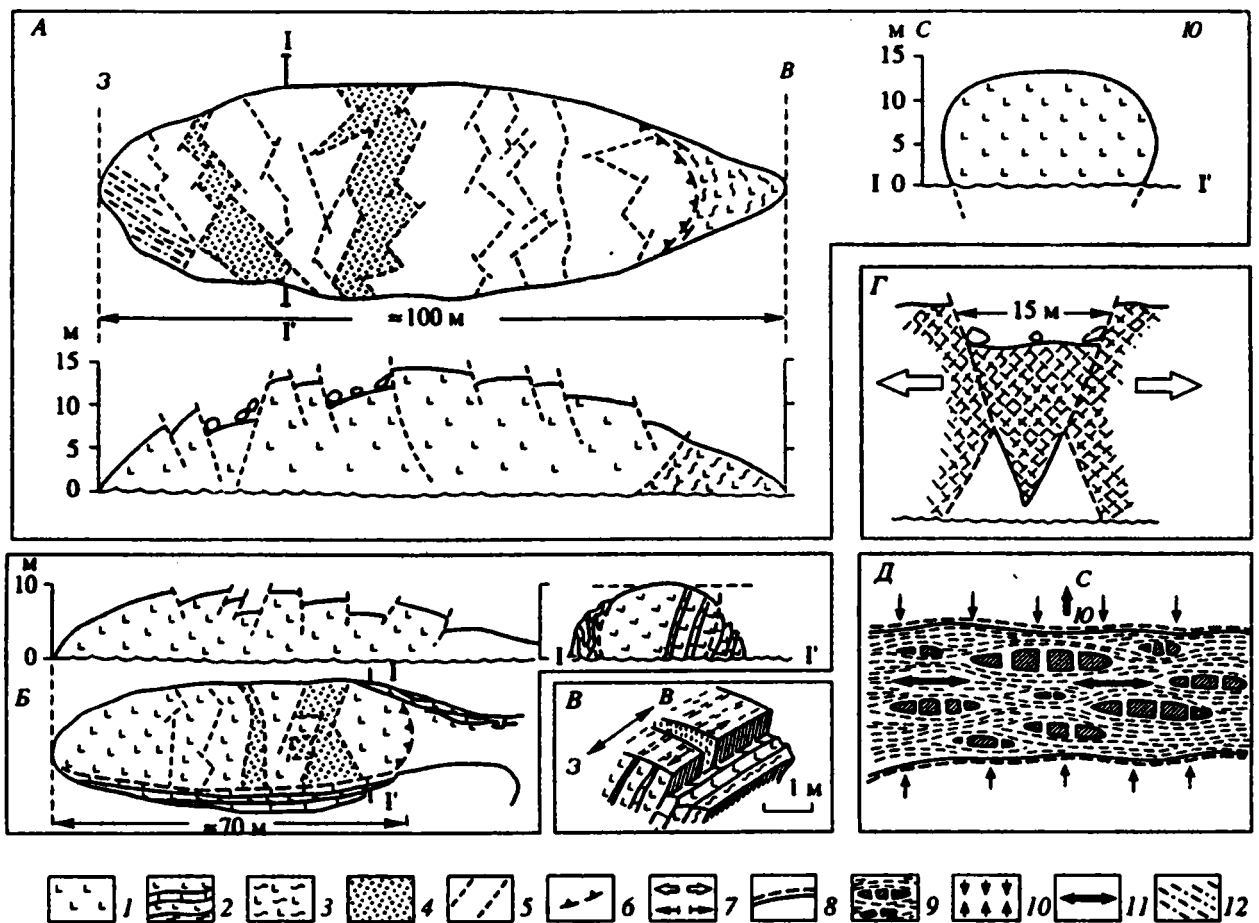


Рис. 2.22. Постледниковая деформация бараньих лбов (будин габбро-амфиболитов) в зоне максимального сплющивания Кукасозерской структуры

1 – массивные габбро-амфиболиты; 2 – псевдослоистые пластичные амфиболиты, гранатовые и актинолитовые сланцы, карбонатные породы; 3 – рассланцованные габбро-амфиболиты; 4 – грабены растяжения с опущенными центральными блоками; 5 – разломы и тектонические трещины; 6 – надвиги; 7 – направление растяжения; 8 – границы зоны сплющивания и латерального тектонического течения; 9 – будины габбро-амфиболитов в пластичном матриксе; 10 – направление сжатия; 11 – направление максимального удлинения, растяжения и тектонического транспорта; 12 – ледниковая штриховка на поверхности бараньих лбов; А, Б, В, Г – зарисовки конкретных объектов; Д – принципиальная схема постледниковой деформации в коллизиионном шве

время, т.е. в последние 10 тыс. лет. Этот факт, наряду с ранее установленными новейшими пликативными деформациями допротерозойского и постпротерозойского пенепленов [Бискэ, 1961], указывает на их практически современную объемную подвижность и реальное проявление реидной деформации или тектоники истечения. Во всяком случае, проявление постледникового тектонического течения в пределах Северо-Карельской зоны приводит к выводу о новейшей тектонической активности и горизонтальных движениях Карельского массива, которые, вероятно, и спровоцировали формирование Северо-Карельской дуги и области субширотного сплю-

щивания. При этом структурно-кинематический план новейшей тектоники массива отвечает структурно-кинематическому плану постнижнепротерозойских деформаций, описание которых приведено выше. Перемещение массива в северо-западном направлении в виде единого хрупкопластичного объема подтверждается расположением разломной сети и ромбовидной формой выкалываемых блоков, отраженных на соответствующих схемах [Лукашов, 1974]. Структурный рисунок и характер перемещений в пределах карельского клиновидного выступа резко отличны от таковых сопредельных Беломорской и Свекофеннской тектонических областей.

Глава 4

Некоторые элементы глубинного строения

Глубинное строение Карельского массива и его обрамления описано в работах [Анкудинов и др., 1972; Бельская, 1992; Былинский и др., 1982; Ваньян, 1998; Гарбар, 1996; Гарбар, Кабаков, 1994; Голод и др. 1983; Гришин, 1990; Дертев и др., 1994; Духовский, Артамонова, 1994; Кратц и др., 1968; Кропоткин и др., 1971; Панасенко, 1969; Строение..., 1993; Шаров, 1993; Шаров и др., 1990; Collisional tectonics..., 1994; и мн. др.]. Не затрагивая всего многообразия данных по глубинному строению района и их интерпретации, мы приведем только сведения, необходимые с точки зрения поставленной проблемы.

Согласно современным данным, земная кора описываемой территории имеет слоисто-блоковое строение. Выделены: верхняя мантия (8,0–8,1 км/с; 3,2 г/см³); коровомантийный (переходный) слой (7,0–7,3 км/с; 3,0–3,2 г/см³); “базальтовый” или “гранулит-базитовый” слой (6,6–6,8 км/с; 2,90–3,0 г/см³); “диоритовый” или “гранулит-гнейсовый” слой (6,3–6,5 км/с; 2,75–2,9 г/см³); “гранитно-метаморфический” или “гранито-гнейсовый” слой (5,2–5,9 км/с; 2,66–2,75 г/см³); осадочно-вулканогенный слой (2,65–2,82 г/см³). Раздел М четко фиксируется на средних глубинах порядка 50 км, образуя пологие прогибы с глубиной залегания до 60 км в центральной части территории и в районе Северо-Карельской зоны и разделяющие их области относительно высокого (около 40 км) залегания. Погружения границы М компенсируются объемами коровомантийной смеси, которая образует мощные линзы с утонением к бортам прогибов.

В продольном профиле прослеживаются крупные пологие нарушения типа глубинных надвигов, один из которых трассируется на Северо-Карельскую зону сплющивания, а на глубине сливается с поверхностью М. Плотность вещества верхней мантии под массивом отлична от плотности горных масс смежных геопровинций (Беломорской и Свекофеннской), и в Карельском геоблоке прослеживается тенденция к разуплотнению. Отчетливые поверхности разде-

ла фиксируются на глубинах 5–13, 15–20 и 26–35 км. Устанавливается относительная однородность разреза ниже глубин 8–14 км. Кроме того, как следует из профиля Феннолора, литосферная мантия Балтийского щита обладает сильной расслоенностью с чередованием, виргацией и слиянием зон пониженных и повышенных скоростей сейсмических волн, что фиксируется вплоть до астеносферы. В частности, подобное тонкорасслоенное строение корово-мантийной смеси зафиксировано под Центрально-Карельской зоной по профилю Лахденпохье – Сегозеро. Здесь же видны концентрации отражающих площадок на глубинах 25–30 км, а также расщепление масс внутри гранулит-базитового слоя с чередованием зон разных скоростей сейсмических волн. Расслоенность верхнекорового слоя подчеркивается и фиксируемой на глубинах 10–15 км субгоризонтальной зоной возрастания электропроводности, которая, в корреляции с данными сейсмических исследований о наличии на этих же глубинах зоны низких скоростей, проинтерпретирована как ослабленная зона на границе верхней и нижней коры [Ваньян, 1998]. По данным цитируемого автора, подобные горизонты обнаружены также в коре Белорусской антеклизы, Среднего Урала и Индийской платформы.

Таким образом, устанавливается четкая “слоистая” структура корового слоя региона, ее вертикальная неоднородность, наличие сейсмически прозрачных и непрозрачных слоев и объемов вещества разной плотности, их виргация и слияние, определенная корреляция глубинного строения с общей структурой массива и его обрамления. В частности, четко фиксируются границы массива, выраженные в изменении геофизических полей и их параметров, а также зона глубинного надвига, выходящая на поверхность в районе Северо-Карельской зоны и полого погружающаяся в южном направлении вплоть до слияния с поверхностью М. Однако эти интерпретации не связаны напрямую с поверхностной структурой, а положение подошвы “гранито-гнейсового

слоя” практически на всех схемах отрисовано субгоризонтально и влияние “гранулит-гнейсового” слоя на приповерхностную тектонику уже как бы и не прослеживается.

В связи с этим была предпринята попытка комплексной интерпретации геологических, петроплотностных и гравиметрических данных [Лишневицкий, 1998] с построением трехмерной модели “гранито-гнейсового слоя” и его подошвы (кровли “гранулит-гнейсового” слоя) (рис. 2.23 и 2.24). Было подтверждено, что архейский фундамент Карелии имеет двухъярусное строение и состоит из верхнего (“гранито-гнейсового”) с $\sigma=2,68 \text{ г/см}^3$ и нижнего (“гранулит-гнейсового”) с $\sigma=2,80 \text{ г/см}^3$ слоев (см. рис. 2.23, 2.24). Выступы гранулит-гнейсового слоя фиксируются региональными гравитационными максимумами, прогибы – гравитационными минимумами. Выступы “гранулит-гнейсового слоя”, будучи интенсивно диафторированными, либо выходят непосредственно на дневную поверхность, либо залегают на глубинах 1–2 км под маломощными образованиями гранито-гнейсов и протоплатформенного чехла. Это: Кемско-Беломорский выступ и его “подгранито-гнейсовое” продолжение – Тумчинско-Тикшозерская гемиантисиналь. Вдоль границы с Финляндией более, чем на 250 км, прослежен Войнишко-Тулосский вал; на юге-востоке расположено Водлозерское поднятие, на юго-западе – Ладожское.

В срединной части массива выделен Центрально-Карельский глубинный прогиб, где мощность “гранито-гнейсового слоя” достигает 9–10 км. Прогиб вытянут в субмеридиональном направлении не менее, чем на 350 км, и имеет в продольном направлении волнистую форму дна с отдельными впадинами и относительно приподнятыми участками “гранулит-гнейсового слоя”. В наиболее широкой части прогиб достигает 180 км в поперечнике, к северу он суживается до 50 км. В сложении его “надгранулитового” выполнения доминирующая роль принадлежит архейским гнейсам с низкой средней плотностью ($2,65 \text{ г/см}^3$).

Таким образом, практически впервые установлена сложная пликативная форма одной из принципиальных границ раздела земной коры региона. При сопоставлении морфоструктур поверхности “гранулит-гнейсового слоя” с типами поверхностных структур устанавливается их взаимосвязь. Осевая зона Центрально-Карельского глубинного прогиба соответствует расположению Центрально-Карельской осепродольной зоны сдвигового течения. Дугообразные зоны надвигово-сдвиговой тектоники и субширотного сплющивания (Северо-Карельская зона, Костомукша) имеют приуро-

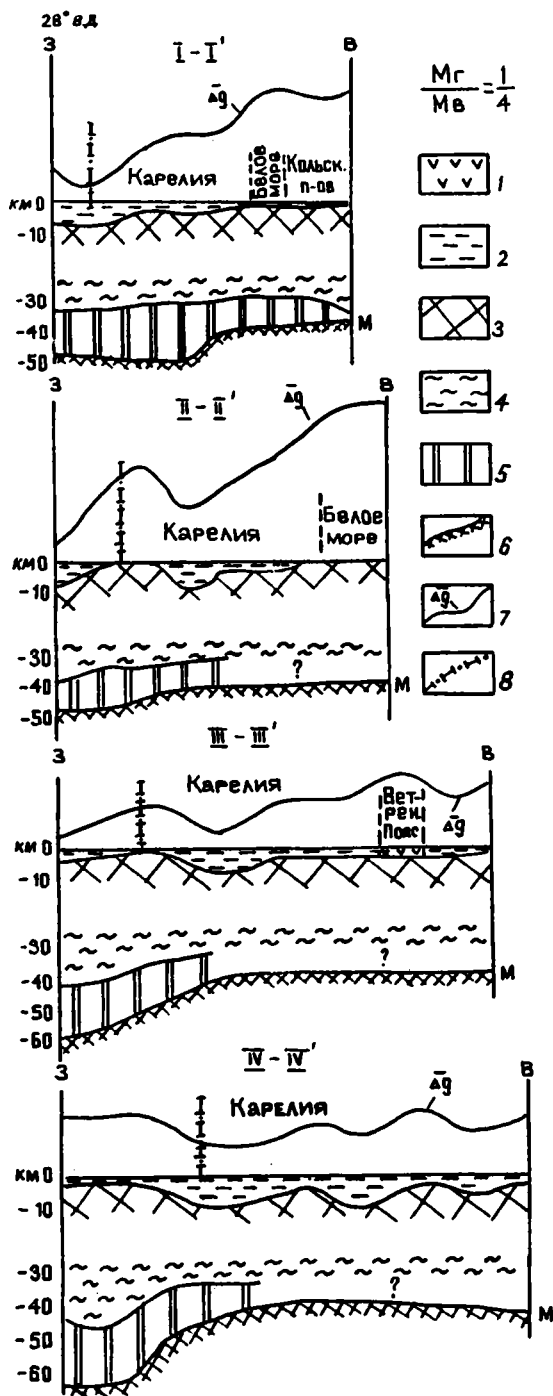


Рис. 2.23. Поперечные профили, отражающие положение границы “гранито-гнейсового” и “гранулит-гнейсового слоев” в пределах Карелии

1 – породы Ветреного пояса; 2 – “гранито-гнейсовый” слой; 3 – “гранулит-гнейсовый” слой; 4 – нижняя кора; 5 – корово-мантийная смесь; 6 – поверхность М; 7 – сглаженная кривая силы тяжести; 8 – граница с Финляндией. Отношение горизонтального масштаба к вертикальному 1 : 4

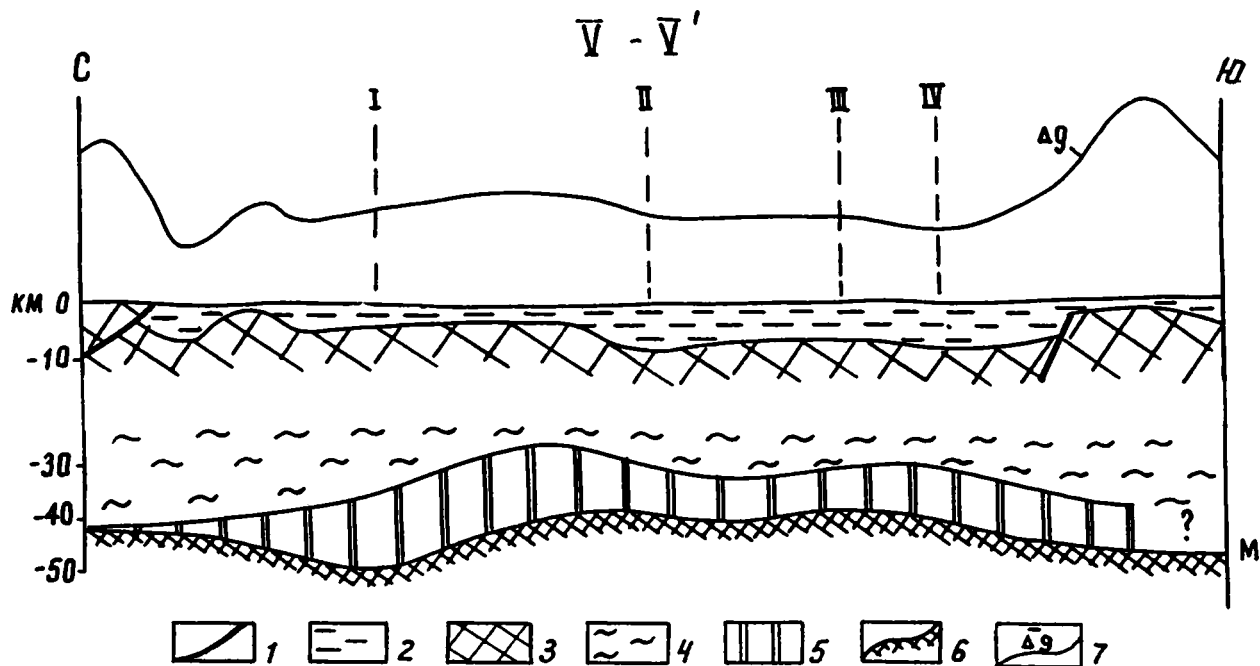


Рис. 2.24. Продольный профиль, отражающий положение границы “гранито-гнейсового” и “гранулит-гнейсового” слоя
 1 – главные разломы глубинного заложения; 2 – “гранито-гнейсовый” слой; 3 – “гранулит-гнейсовый” слой; 4 – нижняя кора; 5 – корово-мантийная смесь; 6 – сглаженная кривая силы тяжести

ченность к зонам поперечного воздымания гранулит-гнейсового основания. Борта прогиба связаны с развитием структур доменно-сдвигового течения со структурами типа pull-apart (Восточно-Карельская зона) или линейно-сдвиговой тектоники (Западно-Карельская зона). Причем концентрированность структур находится в соответствии с крутизной и протяженностью склона: более пологого и протяженного – на востоке и узкого и крутого – на западе. По данным [Голод и др., 1983], области крупнокупольного тектогенеза с вскрытием глубоких горизонтов гранит-гнейсового слоя совпадают с крупными положительными морфоструктурами “гранулит-гнейсового” фундамента, которые по положению в разрезе и петрологическим параметрам могут быть отождествлены с “диоритовым” слоем земной коры. В Карельском геоблоке к таким выходам отнесены центральные части Западно-Карельского и Восточно-Карельского антиклинальных выступов, а именно: Вокнаволоцкий, Тулосский и Водлозерский блоки, сложенные по данным Л.П. Свириденко [1980], диафториро-

ванными по эндербитам дупироксеновыми амфиболитовыми сланцами, плагиогранито-гнейсами, тоналито-гнейсами и пироксеновыми амфиболитами.
 Таким образом, зоны прогибов и их склоны служат как бы рельсами, определяющими продольные (по длинной оси массива) движения горных масс “гранит-гнейсового слоя” и проточехольных образований верхнего структурного этажа, а поперечные поднятия служат упорами, перед которыми образуются покровно-надвиговые фронты и зоны сплющивания. Вертикальная составляющая прогибания “гранулит-гнейсового слоя” определяла, по всей видимости, заложение раннепротерозойских зон осадконакопления, а также формирование и сохранение в последующем синклиналичных структур. На основании данных И.А. Резанова [1991], можно предполагать наличие структурной неоднородности и относительной турбулентности процессов течения в верхнем слое и гомогенного субгоризонтального течения горных масс в “гранулит-гнейсовом” слое, из чего следует, что существует

не только вещественная, но и структурная дисгармония между “гранито-гнейсовым” и “гранулит-гнейсовым” слоями (см. рис. 1.3).

Интерпретация гравиметрических данных также показала [Лишнеvский, 1998], что региональные гравитационные аномалии определяются в основном перепадами плотности на границе “гранито-гнейсового” и “гранулит-гнейсового” слоев и что “гранулит-гнейсовый” слой является петрофизически относительно гомогенным. Кроме того, установлено [Лишнеvский, 1999], что все крупные раннепротерозойские гранитные плуто-

ны расположены в пределах “гранито-гнейсового” слоя и что у 90 % из них отмечено совпадение вертикальной мощности с соответствующей им по положению толщиной “гранито-гнейсового слоя”. Все это может быть интерпретировано как свидетельство формирования гранитов только в пределах “гранито-гнейсового слоя” или как наличие на границе гранитно-гнейсового и подстилающего гранулит-гнейсового слоя регионального дисгармоничного срыва (деколлемента), срезающего корни гранитных плутонов. Впрочем, эти две точки зрения не альтернативны.

Глава 5

Обобщение материала: структурно-кинематическая схема и геодинамика

Итак, мы привели описание различных структурных ансамблей, развитых на территории Карельского массива, дали их кинематическую интерпретацию, показали их соотношение с глубинным строением территории и обосновали существование определенной преемственности структурно-кинематического плана массива от раннего протерозоя до наших дней, т.е. на плитном (протоплатформенном и щитовом) этапе развития региона.

Рассмотренный материал убедительно свидетельствует, что породы архейского фундамента и протоплатформенного чехла Карельского массива, при принципиальном единстве структурно-кинематического плана, подвержены не только складчато-разрывным деформациям, но и деформациям, отражающим внутреннюю объемную подвижность горных пород, их хрупкопластическое и квазипластическое течение, т.е. реидную деформацию. Главный структурный ансамбль Карельского массива отвечает режиму сдвигового тектонического течения со сдвигово-надвиговой кинематикой и фиксирует отток горных масс из южных частей массива, сопровождающийся формированием компенсационных впадин, латеральное течение в его центральных частях (зоны осепродольного течения и диссипативного сдвига) и нагнетание горных масс в северном направлении (зоны сплющивания и сдвига). Помимо данных, приведенных в предыдущих разделах, роль объемного сдвигового течения подтверждается: существованием пластичного рифтогенеза со сдвиговой составляющей на более ранних этапах эволюции (в лопии) [Горьковец, 1993]; данными о сдвигово-надвиговой кинематике в районе Куолярвинско-Паанаярвинской структуры [Silvenpöinen, 1991]; материалами интерпретации дистанционных съемок [Соколова, 1993]; S-образной внутренней структурой отчленившегося от Карельского массива блока Исальми, которая связывается с процессом вращения со сдвигом [Вейри-

нен, 1939]; заметной ролью сдвигов и сдвигового течения на территории Балтийского щита в целом [Балаганский и др., 1998; Балуев и др., 1997; Колодяжный, 2000].

При этом массив, как уже говорилось, характеризуется общей для супра- и инфракрупных комплексов структурно-тектонической зональностью. Движение осуществляется “en bloc”, без расчленения массива на отдельные блоки (микроплиты)⁷, о чем свидетельствует, в частности, отсутствие крупных тектонических смещений по разломам. Анализ геологических и тектонических карт, а также материалов дистанционных съемок показывает, что разрывы четко фиксируются на местности, но существенных смещений по ним не обнаруживается, т.е. массив дезинтегрирован и представляет собой гигантскую хрупкопластическую мегабрекцию, двигающуюся в виде более или менее единого тектонического потока.

В то же время, массив не является жестким блоком или плитой: весь изложенный выше региональный материал указывает на значительную пластичность и внутреннюю объемную подвижность горных масс, связанную с различными проявлениями тектонического течения (реидной деформации), преимущественно, в его (ее) хрупкопластическом и пластическом выражении. При этом с течением времени и с усилением склеротизированности коры происходит смена типа пластической деформации. На ранних этапах при интенсивном прогреве и проявлении магматических и метаморфических процессов деформация сопровождается (и стимулируется) интенсивными вещественными преобразованиями и связана с процессами растворения, перекристаллизации, бластеза, метасоматоза, т.е. с нарушением фазовых равновесий. На более поздних этапах – при ослаблении термобарического режима – реидная

⁷ Кроме, разве, массива Исальми, который был отчленен от Карельского массива зоной Кайну.

деформация осуществляется на межзерновом, межлитонном и межпластовом уровнях и главное значение приобретают процессы проскальзывания и катаклаза. Заметную роль начинают играть разрывная и доменно-блоковая тектоника. Эти процессы сопровождаются проявлениями регрессивного метаморфизма.

При этом нужно отметить, что деформация осуществляется за счет объемного ослабления внутренних связей в горных породах на всех масштабных уровнях, что в известной степени отвечает идее о проявлении в кратонизированных объемах земной коры *тектоники разрыхления* (*Lockertectonik*) [Штилле, 1964]. Именно это явление определяет возможность реидной деформации в пределах консолидированной, относительно жесткой коры, в том числе, – и на неотектоническом этапе.

Реидная деформация осуществляется в сложных формах с возникновением структур сжатия (зоны сплющивания, надвиги, складки-покровы), растяжения (зоны оттока, грабенообразные структуры, бассейны типа pull-apart), областей про-

дольного течения, вращения, псевдодиапиризма и пр. Особенно характерно для структуры массива наличие разномасштабных колчановидных (или “фулярных” [Николя, 1992]) складок, формирование которых связано со сдвиговым течением и которые во многом определяют тектонический стиль территории. Течение проявляется то в концентрированной форме в виде узких линейных зон с резким преобладанием протяженности над их шириной, то в виде диссипативного процесса, рассредоточенного в большом объеме, то в виде дискретно расположенных зон сдвигового течения с режимом транспрессии и образованием “структур цветка” (Центрально-Карельская зона, линейные структуры Онежской мульды). Происходит сложное сочетание структур субгоризонтального и субвертикального течения, их виргация, изгибы, сигмоидальные завороты и пр. И все же все, они образуют закономерно построенный структурный ансамбль, отражающий (подчеркнем это еще раз!) общее поступательное движение массива в северо-западном (в современных координатах) направлении (рис. 2.25).

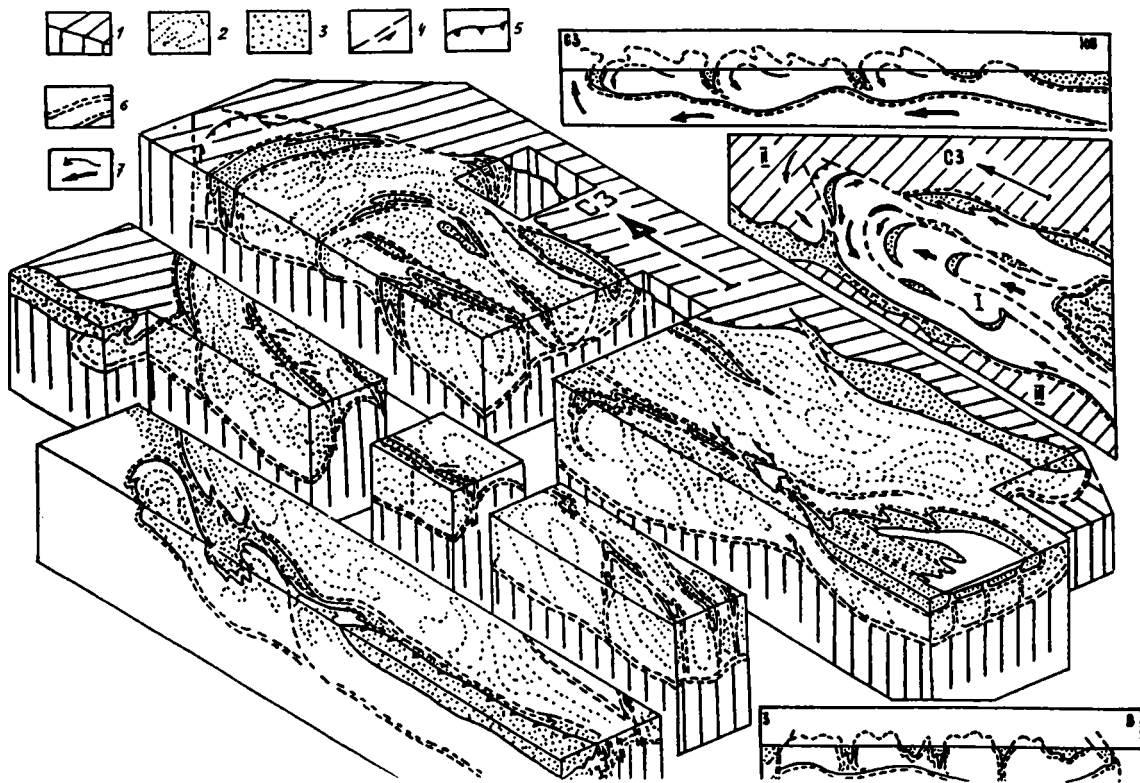


Рис. 2.25. Структурная блок-диаграмма Карельского массива, отражающая суммарный эффект постаршейской деформации

I – комплексы Беломорид и гранулит-гнейсовый слой; 2 – гранито-гнейсы Карельского массива (области диссипативного течения); 3 – нижнепротерозойские комплексы; 4 – сдвиги; 5 – надвиги; 6 – зоны вертикально- и горизонтально плоскостного концентрированного вязкопластического течения; 7 – основное направление течения горных масс. Вверху – продольный профиль, внизу – поперечный профиль

Римские цифры на клиновидной врезке: I – Карельский массив; II – Беломориды; III – Свекофенниды

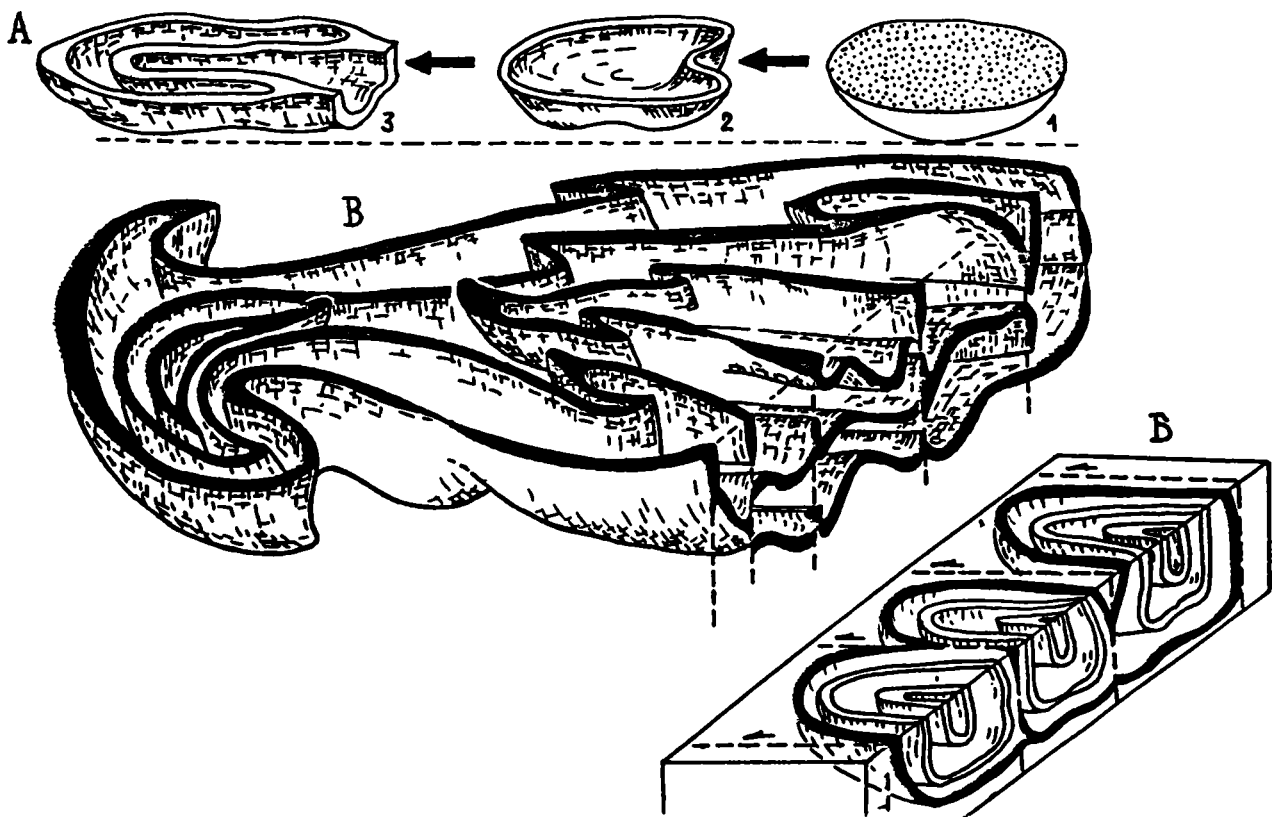


Рис. 2.26. Один из возможных механизмов формирования колчановидных (футлярных) складок, структур типа “матрешки” (telescope structures) и “матрешек-близнецов” (twins telescope structures), образующихся в процессе объемного течения

А – принципиальная схема (1–3 – последовательные стадии развития); Б – схема соотношения телескопических складок с зонами продольных сдвигов; В – принципиальная схема Карельской горизонтальной протрузии. Черным показаны зоны концентрированного сдвигового течения с сдвигово-надвиговой кинематикой, которые обуславливают тектоническое горизонтальное и вертикальное расслоение массива

Это движение сопровождается интенсивным субвертикальным и субгоризонтальным тектоническим расслоением массива. Вертикальное расслоение определяется, в основном, чередованием субвертикальных зон концентрированной и диссипативной деформации. Горизонтальное – существованием субгоризонтальных зон хрупкопластического и квазипластического течения внутри разреза и на границах толщ разной реологии как внутри проточехольного комплекса, так и на границе с архейским фундаментом, а также на нижней поверхности гранито-гнейсового слоя. При этом возникают дисгармоничные разрывы-разделители, столь свойственные пограничной области “фундамент/чехол” [Иванов С., Иванов К., 1996; Морозов, Сомин, 1997; Мусатов, 1998; Склярлов и др., 1997; Сомин, 1994, 1998]. В конечном итоге формируется гигантская горизон-

тальная протрузия типа “матрешки” (рис. 2.26). Сходные структуры получены при моделировании на центрифуге (рис. 2.27).

Горизонтальное расслоение массива, кроме приведенных выше геологических и геофизических данных, аргументировано следующими положениями: а) существованием двух структурных ярусов: верхнего – с преимущественно вертикальными слайдами (субвертикальная расслоенность) – и нижнего – с субгоризонтальным течением горных масс [Миллер, 1988]; б) предположениями о резком понижении вязкости в нижней части гранитного слоя, а возможно, и в нижней части континентальной коры, и о расщеплении литосферы на несколько относительно упругих слоев, разделенных слоями с пониженной вязкостью [Stewart, Watts, 1997]; в) признанием взаимной компенсации напряжений внутри земной

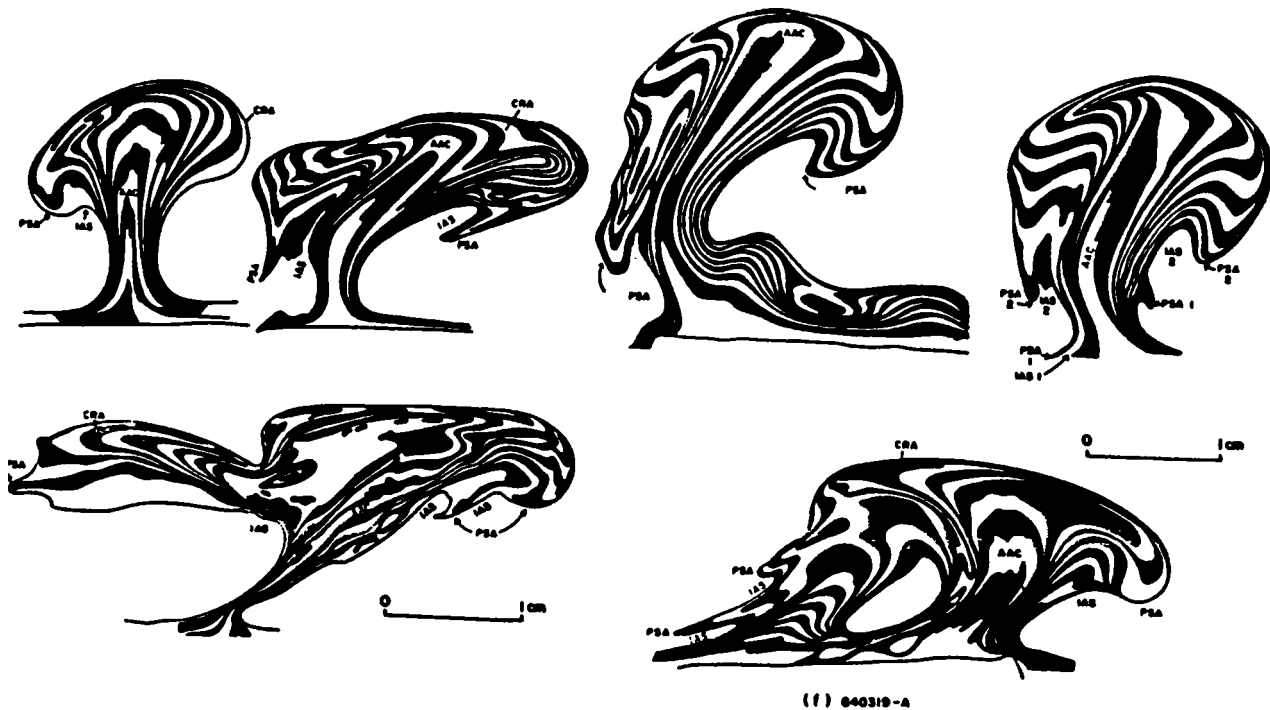


Рис. 2.27. Диапировые структуры, смоделированные на центрифуге (по: [Jackson, Talbot, 1989])
 Можно видеть значительное сходство генеральной структуры Карельского массива (см. рис. 2.25, 2.26) со структурой моделей

коры, при которой области сжатия чередуются с областями растяжения – соответственно, чередуются и зоны с различным тектономагматическим, метаморфическим (и тектоническим [М.Л.] режимами [Штейнберг, 1978], что приводит к горизонтальному и вертикальному расслоению корового слоя. Налицо объемное дисгармоничное (но определенным образом упорядоченное) тектоническое течение горных масс Карельского массива. Причем течение это осуществляется практически независимо от соседствующих Свелофеннской и Беломорской провинций, которые имеют совершенно иной структурный рисунок, набор геологических формаций, эволюционный ряд магматических и метаморфических процессов, тип коры и пр.⁸ и от которых Карельский

массив отчленен зонами хрупкопластического течения и разломами глубинного заложения.

Таким образом, вопреки распространенному мнению о жесткости литосферных плит (особенно это касается древних платформ), которые, якобы, не подвержены существенной перестройке после становления в качестве платформенной (протоплатформенной) структуры, изучение Карельского массива приводит к выводу о их значительной “пластичности” (лучше говорить – реидности) и внутренней подвижности, которая обеспечивается целым комплексом структурных преобразований. Данная закономерность заставляет во многом поновому подходить к проблемам геодинамики щитов и рассматривать их не как относительно жесткие тела, подверженные лишь разломно-блоковой тектонике и изгибам большого радиуса кривизны, а в качестве мобильных пластичных объемов, в которых реально проявляются, в том числе и на новейшем этапе, широкомасштабные латеральные течения горных масс.

⁸ Конечно, эта независимость относительна: она безусловно существует в пограничных зонах (зонах влияния), проявляется как отражение явлений надрегионального (глобального) значения и т.д.

Часть третья

Структурно-вещественный аспект постархейской геодинамики Карельского массива

Этот раздел отражает комплекс исследований по межлабораторной программе Геологического института РАН “Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы”. Сбор материала и его обобщение осуществлены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 93-05-9125 и 96-05-64412). Авторы выражают благодарность В.И. Виноградову, В.И. Копорулину, А.Л. Книпперу, С.А. Куренкову, Ю.Г. Леонову, А.В. Лукьянову, Г.Е. Некрасову, В.С. Федоровскому за участие в обсуждении проблемы и ценные дополнения, которые способствовали как проведению исследования, так и написанию раздела этой книги. Особую признательность авторы выражают В.В. Петровой (ГИН РАН) и М.Л. Сомину (ОИФЗ РАН) за их вклад в получение фактического материала, его обработку и подготовку ряда публикаций по проблеме. В полном объеме проблема рассмотрена в специальной монографии М.Г. Леонова, С.Ю. Колодяжного и Н.М. Куниной “Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект” [2000]

В первой части мы рассмотрели особенности структуры и общей геодинамики Карельского массива в постархейское время от раннего протерозоя до наших дней и убедились, что архейский фундамент и нижнепротерозойский прото-платформенный чехол подверглись серьезной структурной перестройке. Однако преобразования горных пород региона касаются не только изменения их структуры, но и вещественного состава. Работ, посвященных этому аспекту геологии Карельского массива столь много, что нет никакой возможности их перечислить и обозначить все множество рассматриваемых в них проблем. Отметим лишь, что одной из актуальных является проблема формирования гранитно-метаморфического слоя, особенно на протерозойском этапе развития региона, и связанный с

этим вопрос о взаимоотношении пород фундамента и чехольного комплекса в процессе постумных тектонометаморфических процессов.

Этим вопросам уделяли внимание многие исследователи [Коросов, 1991; Корякин, 1970; Кратц, 1963; Лобач-Жученко, 1977; Лобач-Жученко, Пинаева, 1961; Миллер, 1988; Московченко, Турченко, 1975; Свириденко, 1980; Травин, 1996; и др.] и были высказаны различные мнения о характере взаимоотношений фундамента и проточехольного комплекса, отражающие реально существующие различия в геологическом выражении и структурно-вещественной эволюции этой границы и, в меньшей степени, – некоторые субъективные интерпретации, вытекающие из неполноты геологической летописи. Фиксировались три главных типа взаимоотношений: а) нормальный стратиграфический контакт с корой выветривания и базальными делювиальными песками, гранитными брекчиями и конгломератами в основании нижнепротерозойского разреза; б) контакт по зоне тектонического срыва, наследующего первичную плоскость подошвы чехла и зону развития коры выветривания по архейскому фундаменту; в) переход от пород архея к проточехольному комплексу через зону гранитизации.

Нами изучены различные типы взаимоотношений архейских пород фундамента и проточехольных образований в районе Медвежьегорска (Кумсинский купол), на юго-восточном берегу оз. Сегозеро, в Северо-Карельской зоне концентрированных деформаций, которые дополняют имеющийся в литературе материал и высвечивают некоторые новые аспекты проблемы. В изученных районах процессы гранитизации (сиализации) и структурно-вещественной переработки чехольного комплекса выражены по-разному и отражают различные формы, возможно, соответствующие последовательным ступеням прогрессивно развивающегося процесса ста-

новления гранитно-метаморфического корового слоя [Леонов, Колодяжный, 1998].

Именно в этой последовательности – от стадии начальной структурно-метаморфической переработки к стадии практически полной гранитизации и гомогенизации фундамента и чехла мы и рассмотрим ход процесса вертикального аккретирования корового слоя региона. Проблема эта, как только что говорилось, решалась во мно-

гих работах, но она, за редким исключением [Миллер, 1988; Травин, 1998], рассматривалась, преимущественно в геохимическом и петрологическом планах. Роль структурного фактора в вещественной трансформации горных пород исследована явно недостаточно, и мы в данном разделе рассмотрим именно этот аспект проблемы формирования новых объемов гранитно-метаморфического слоя.

Глава 1

Северное Прионежье

К западу от Повенецкого залива Онежского озера расположен крупный гранито-гнейсовый Уницкий купол – выступ архейского фундамента Карельского массива (рис. 3.1). Купол со всех сторон обрамлен выходами отложений нижнего протерозоя: андезито-базальтами сумия, конгломератами сариолия, терригенно-вулканогенными и карбонатными отложениями ятулия, составляющими протоплатформенный чехол Карельского массива. Дислоцированы эти отложения весьма неравномерно: местами они залегают полого или субгоризонтально, местами же образуют напряженные складчатые структуры. По периферии Уницкого купола они деформированы интенсивно, особенно в восточном и северном обрамлении. К востоку от купола отложения чехла образуют серию прямых складок с ундулирующими шарнирами и углами падения на

крыльях 15–50°. При переходе к северному обрамлению купола система складчатых структур заворачивает на запад и сливается в узкую сжатую с запрокинутым и срезанным надвигом северным крылом Кумсинскую синклиналь (Кумсинскую зону дислокаций).

В обрамлении Уницкого купола крылья Онежской и Кумсинской синклиналей осложнены полосой выходов небольших куполовидных структур, в ядрах которых обнажаются гранитоиды архейского фундамента, перекрытые или сариолийскими конгломератами, или непосредственно толщами ятулия. В рельефе купола выражены пологими сельгами (удлиненными холмами), в плане они несколько вытянуты в соответствии с общим простиранием структур. Протяженность куполов (при ширине в сотни метров) не превышает 2–5 км.

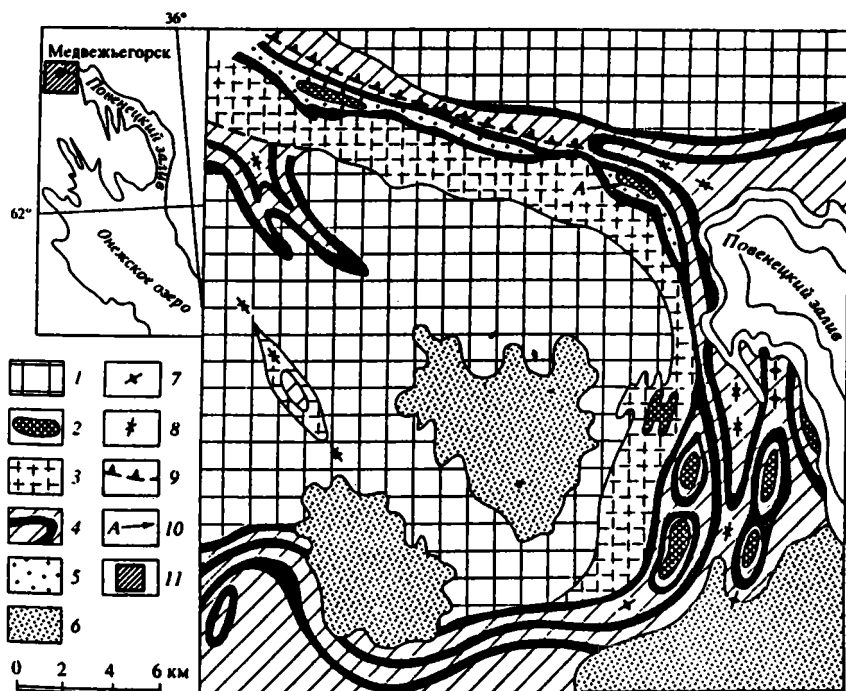


Рис. 3.1. Схема геологического строения Северо-Западного Прионежья

1, 2 – выходы раннеархейского фундамента: 1 – основные, 2 – в ядрах антиклиналей; 3, 4 – образования: 3 – лопийские, 4 – ятулийские осадочно-вулканогенные; 5 – сариолийские конгломераты; 6 – четвертичные отложения; 7, 8 – оси структур: 7 – антиклинальных, 8 – синклинальных; 9 – надвиги; 10 – Кумсинский купол; 11 – местоположение участка работ на карте-врезке

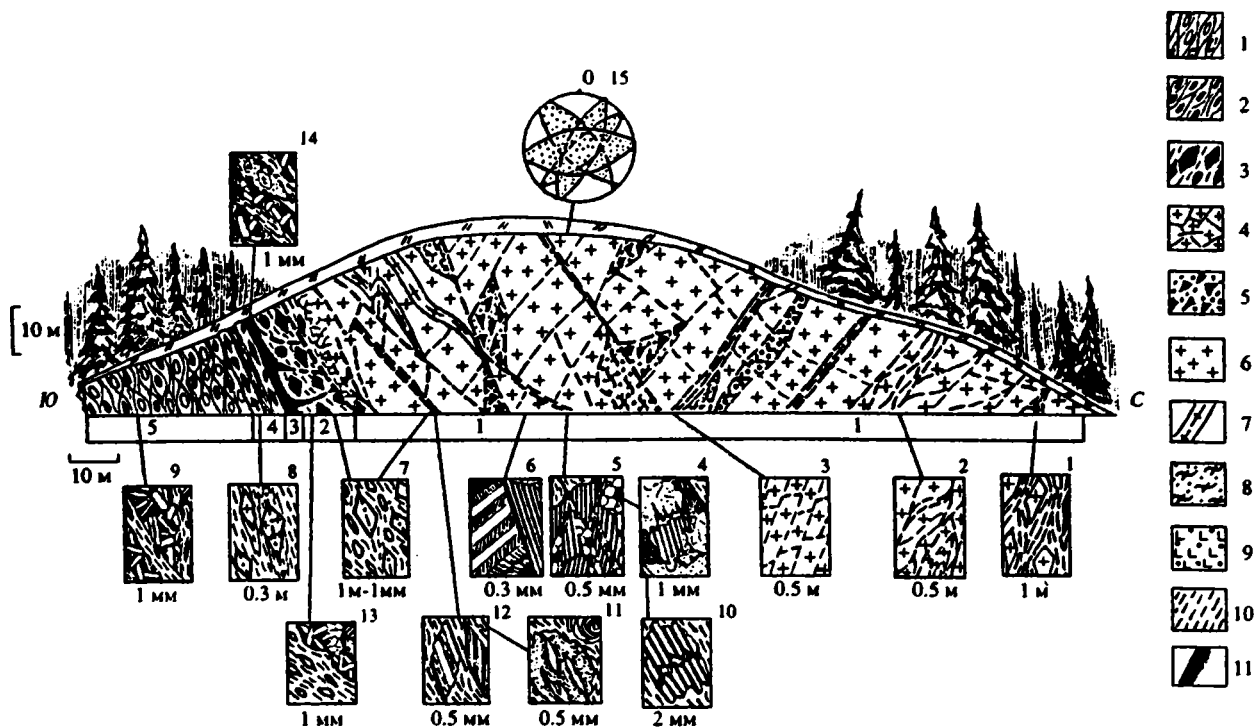


Рис. 3.2. Структура Кумсинского купола

1–4 – сариолийские образования: 1 – полимиктовые рассланцованные конгломераты, 2 – биотитовые скопления в конгломератах, 3 – глыбовые гранитные конгломерато-брекчии, 4 – гранитный дресвяник; 5 – тектоническая брекчия; 6–9 – породы раннеархейского фундамента: 6 – граниты и гранодиориты, 7 – пегматиты, 8 – включения кварцевых диоритов, 9 – дайки основного состава; 10 – зоны скалывания и бластомилонитизации; 11 – альбит-биотитовые метасоматиты. Информацию о врезках 1–15 см. в тексте

Один из хорошо обнаженных куполов, расположенный на дороге Петрозаводск – Мурманск, в 0,5 км южнее моста через р. Кумса, был изучен нами детально [Леонов, Колодяжный, Сомин, 1996] (рис. 3.2). Северная часть структуры скрыта под четвертичными наносами, но основное тело гранитоидов и его вулканогенно-осадочное обрамление обнажены хорошо.

Вдоль дороги с севера на юг наблюдается следующая последовательность напластования.

1. Среднезернистые, иногда порфириовидные граниты и гранодиориты, содержащие ксенолиты кварцевых диоритов. Гранитоиды пересекаются пегматитовыми жилами и дайками основного состава.

2. С гранитоидами через маломощную зону гранитной дресвы контактирует пласт (10 м) глыбово-галечного конгломерата, обломки и глыбы в котором представлены гранитоидами, аналогичными упомянутым выше. Размер обломков 1–50 см. Сортировка и элементы внутренней стратификации отсутствуют. Глыбы и обломки округлые

или неправильно-изометричной формы, но много обломков с формой, приближающейся к ромбоэдрической. Заполняющее вещество интенсивно милонитизировано и подвержено бластезу.

3. Южнее, через зону тектонического срыва, осложняющего первично стратиграфический контакт, залегают деформированные полимиктовые конгломераты с маломощным (до 1 м) горизонтом альбит-биотитовых метасоматитов (горизонт 3). Метасоматически измененные породы этого горизонта образуют хвостобразные затеки по трещинам в плотных глыбовых конгломератах слоя 2.

4. Пачка переслаивания (4 м) зеленых сланцев, по-видимому, метатUFFитов, и глыбово-галечных гранитных конгломератов, отличающихся от пород слоя 2 присутствием зеленосланцевого цементирующего матрикса.

5. Рассланцованные темноцветные пудинговые полимиктовые метаконгломераты (более 40 м). Гальки представлены метаандезитами, кварцитами и гранитоидами, аналогичными архейским гранитам ядра купола. Большинство галек дефор-

мировано (расплющено и вытянуто по простиранию толщ), но при отсутствии деформации устанавливается их округлая, хорошо окатанная форма, что наиболее характерно для галек гранитоидов. Фрагменты реликтовых минералов и структур в зеленосланцевом цементе указывают на его первично туффитовый или граувакковый состав.

Постепенные переходы между выделенными разностями пород, идентичный состав гранитоидов в массиве и в гальках конгломератов, несмотря на тектонические срывы вдоль контактов, свидетельствуют о первичной стратиграфической последовательности упомянутых слоев. Также очевидно, что конгломераты отлагались непосредственно на гранитоидах, представленных в ядре купола, и являются продуктами их размыва. Подобные соотношения описаны во многих местах Карельского массива [Кратц, 1963], и конгломераты этого стратиграфического уровня всеми исследователями относятся к сариолию. Однако в данном случае вызывает интерес пликвативная купольная форма поверхности досариолийского пенеппена, а также наличие горизонта метаморфических пород (зеленых сланцев) в нижней части протоплатформенного чехольного комплекса.

Структурно-вещественные преобразования гранитоидов фундамента

Макроуровень. Гранитоидный массив интенсивно раздроблен и пронизан системой эшелонированных и элементарных зон скалывания шириной от 1 см до 1–2 м, выполненных blastокластитами и blastомилонитами с многочисленными зеркалами скольжения и минеральной линейностью. Сгущение и сложное переплетение элементарных сколов обуславливает выкалывание крупных (0,5–2,5 м) и мелких (сантиметры) блоков, имеющих форму ромбоздров или параллелепипедов с длинной осью, ориентированной преимущественно в субвертикальном направлении с некоторым наклоном в южной части массива к югу, в северной части – к северу, что задает веерообразный рисунок. Сами же зоны скалывания образуют сопряженную систему, в которой сколы падают навстречу друг другу под углами 40–80° и, таким образом, образуют открытый сверху веер.

Можно выделить не менее четырех систем трещин скалывания, среди которых преобладают сколы с субширотным простиранием поверхностей (см. рис. 3.2, фрагмент 15). Ромбоздровид-

ные блоки гранитоидов в процессе сложного мозаичного перемещения по системе сколов частью вели себя как жесткие и неделимые объемы (см. рис. 3.2, фрагмент 3), а частью испытали начальную пластическую деформацию, так как имеют изогнуто-линзовидную форму (см. рис. 3.2, фрагмент 2). У окончаний отдельных линз образуются хвостобразные скопления хлорит-биотитового материала (дворики давления). Расположение таких “сланцевых хвостов” также указывает на перемещение материала вверх в соответствии с положением общего “веера деформации”.

В целом, гранитоиды, образующие купол, представляют собой тектоническую брекчию – продукт деформации преимущественно катакластического типа. Об этом свидетельствуют: общая дезинтеграция пород массива; относительное перемещение его отдельных блоков; изгиб и будинаж жил и даек, пронизывающих массив; наличие линзовидно-петельчатых структур, дворики давления, зон рассланцевания и многочисленных зеркал скольжения.

Общая форма купола в плане, отраженная на геологических картах, и внутренняя веерообразная структура массива позволяют думать, что северный борт данного купола симметричен по отношению к южному и запрокинут на север. Таким образом, выход гранитоидов фундамента – это, скорее всего, куполообразное тело, расширяющееся кверху и сужающееся книзу; возможной, каплевидной формы.

Микроуровень. Как было отмечено, тектоническое перемещение гранитоидов фундамента является результатом сочетания хрупких (преимущественно) и пластических (имеющих подчиненное значение) деформаций. Наиболее интенсивные деформации наблюдаются в зонах хрупкопластического скалывания, но и в них они весьма неравномерны и дискретны. С неравномерным распределением в пространстве деформаций увязывается и неравномерность вещественных преобразований гранитоидов.

В минимально измененных и наиболее слабо тектонизированных объемах гранитоидов повсеместно имеются следы эпимагматического замещения и частичного разложения первичных минералов. Бурый магматический (или автометасоматический) биотит замещается коричнево-зеленым; плагиоклаз (олигоклаз) неравномерно сосюритизирован и серицитизирован; редкие зерна роговой обманки биотитизированы. В калиевых полевых шпатах, наряду с обособлениями серицита, отмечаются пертиты замещения. В краевых частях массива, и особенно в горизонте гранитно-глыбовых конгломератов слоя 2, отдельные зерна полевых шпатов альбитизированы

с появлением перекрещенных метасоматических структур (см. рис. 3.2, фрагмент 13).

В целом же, в слабо дислоцированных гранитоидах процессы замещения минералов развиваются слабо и хаотично, редко доходят до конца, в результате чего широкое распространение здесь получают метастабильные минеральные формы без признаков закономерной ориентировки. Даже слабое проявление деформаций в гранитоидах придает процессам разложения и замещения минералов структурную направленность и большую завершенность. В полевых шпатах появляются пятнистые и неправильно-сетчатые участки серицитизации и сосюритизации, подчеркивающие контуры зарождающихся, а местами уже и обособившихся изометричных зерен альбита. Иногда можно наблюдать переход таких метастабильных форм в гранобластический серицит-альбитовый агрегат. В других случаях серицит, развиваясь по плагиоклазу, образует плоскопараллельные чешуйки по отдельным двойниковым пластинкам. В результате трансляционного скольжения вдоль плоскостей двойникования чешуйки приобретают единообразный наклон, образуя микроструктуры дифференциального скольжения (см. рис. 3.2, фрагмент 6). Если скольжение осуществляется вдоль плоскостей двойникования, то это подчеркивается изменением формы кристаллов и смятием в микроскладки поперечных направлению скольжения трещинок отрыва, пертитовых и симплектитовых вростков (см. рис. 3.2, фрагмент 10).

Наблюдается процесс альбитизации калиевых полевых шпатов, имеющий структурную упорядоченность: хвостобразные вростки альбита вытянуты в соответствии с направлением общего течения горных масс. Альбитизация также происходит и в результате дифференциального скольжения путем двойникования. Этот процесс, а также развитие ориентированных вростков альбита приводят к появлению чистых от включений альбитовых зерен, которые уже можно рассматривать в качестве стабильных членов новообразованной метаморфической ассоциации. Кристаллы биотита при деформации испытывают изгиб, скольжение по спайности и расчешуивание. В участках изгиба и интенсивного скольжения зелено-коричневый биотит послойно замещается светлой слюдой и хлоритом. Продукты разложения биотита (гидроокислы железа, минералы группы эпидота) при этом сбрасываются в микро-трещины и межзерновое пространство. При более интенсивной деформации в гранитоидах вдоль границ первично магматических зерен развиваются процессы бластеза, приводящие к появлению

гранобластического агрегата альбит-кварцевого состава с редкими чешуйками серицита и хлорита.

Явное структурирование гранитоидов выражается в образовании ориентированных минеральных выделений: линзочек рекристаллизованного кварца, чешуек деформированного и хлоритизированного биотита и удлиненных зерен полевых шпатов, растащенных по системам микросколов и зон трансляционного скольжения. Широко распространены трещинки отрыва, перпендикулярные общему удлинению и заполненные поперечно ориентированными чешуйками серицита и хлорита.

Накопление продуктов разложения гранитоидов в межзерновых пространствах приводит к ослаблению сил сцепления минеральных зерен, что открывает новые возможности для дислокационных процессов. Значительно возрастает амплитуда перемещения на межзерновом уровне. Это приводит к милонитизации краевых частей зерен и сопровождается интенсивным синкinemатическим бластезом. В результате этого формируются зоны бластомилонитов – тонкозернистых лепидобластовых сланцеватых агрегатов кварц-альбит-серицитового состава с редкими чешуйками хлорита и зеленого биотита. Зонки бластомилонитов на ранних этапах развития имеют извилистые очертания и тонкими струйками оплетают объемы гранитной породы самой разной размерности, наследуя вначале межзерновые границы. С нарастанием интенсивности процесса эти зонки расширяются, спрямляются и частично сливаются с микросколовыми зонками бластеза, секущими минеральные зерна.

Все это приводит к дезинтеграции гранитоидов на отдельные микроблоки и мономинеральные порфинокласты, плавающие в бластомилонитовом матриксе. Мономинеральные порфинокласты представлены в разной степени замещенными альбитом полевыми шпатами и кварцем. Их форма изменяется от ромбоидальной (результат хрупкого выкалывания) до округлой и линзовидной, (следствие истирания при вращении, регенерации, скольжения и перекристаллизации при пластической деформации). Длинные оси таких порфинокластов всегда ориентированы в направлении хрупкопластического течения (см. рис. 3.2, фрагмент 7). Продуктом наиболее интенсивного изменения являются линзовидные пластически деформированные порфинокласты. В зернах кварца такой формы видны линейные домены волнистого угасания, вытянутые по удлинению порфинокласта (см. рис. 3.2, фрагмент 12). Кластические зерна плагиоклазов испытывают внутреннее трансляционное скольжение вдоль плоскости одной из систем полисинтети-

ческого двойникования и замещаются альбитом. Изредка отмечается вращение этих зерен, что в условиях синкинематической перекристаллизации приводит к появлению структур “снежного кома”, образованных пластинчатыми спиралевидно закрученными выделениями альбита.

Все эти процессы развиваются или в пределах зон скальвания, или в непосредственной близости от них. Степень объемных структурно-вещественных преобразований на микроуровне зависит от степени тектонической раздробленности горных пород, которая проявляется резко неравномерно. Как уже подчеркивалось, гранитное ядро купола представляет собой тектоническую брекчию, – продукт пластически-хрупкого (с преобладанием катакластического механизма) объемного течения с прогрессивной тенденцией к вязкопластической деформации и превращению в кристаллические сланцы с кварц-альбит-хлорит-биотит-мусковитовой минеральной ассоциацией.

Структурно-вещественные преобразования конгломератов проточехла

Макроуровень. В чехле, представленном конгломератами сариолия, стиль деформаций определяется, прежде всего, развитием сланцеватости, которая отчетливо выражена в цементе полимиктовых пудинговых конгломератов. Здесь элементарные микросдвиговые плоскости сланцеватости образуют линзовидно-петельчатую субпослойную систему, придающую породам свилеватую текстуру. Сланцеватость обтекает гальки гранитоидов и кварцитов, которые в результате общего ламинарного скольжения испытали прокатку. Гальки вулканитов, напротив, пронизываются сланцеватостью, в результате чего они уплощаются, вытягиваются по падению (реже по простиранию) сланцеватости, в целом круто падающей к северу, в соответствии со слоистостью.

В глыбово-галечных конгломератах (слой 2, прослой в пачке 4) сланцеватость менее отчетливая, выраженная лишь на микроуровне в ориентировке минералов, составляющих цементирующую массу. Гальки и глыбы гранитов или не деформированы, или деформированы и изменены аналогично гранитам ядерной части купола. Дифференциальное движение вещества нашло отражение в расположении гранитных “параллелепипедов” – крупных остроугольных обломков гранитоидного состава. Логично допустить, что первоначально обломки подобной формы располагались так,

что их плоские широкие грани были субпараллельны напластованию. В настоящее время параллельны плоскостям напластования и общей сланцеватости оказались длинные оси этих блоков. Следовательно, в процессе деформации эти блоки испытали вращение и переориентировку.

В конгломератах пачки 4 деформации наиболее заметны: здесь около блоков возникли “дворики давления” слюдистого состава, ориентированные по сланцеватости. Сами же блоки и гальки обтекаются достаточно совершенной сланцеватостью (см. рис. 3.2, фрагмент 8).

Таким образом, в толще конгломератов проявлены хрупкие и пластические деформации (преобладают последние), что выражено в развитии сланцеватости, во вращении, расплющивании, появлении “двориков давления” и приведении к единой плоскости обломочных компонентов и их длинных осей. Вышележащая часть вулканогенно-осадочного разреза, судя по многочисленным выходам миндалекаменных базальтов ятулия, не затронута сколько-нибудь заметными проявлениями пластической деформации. Здесь доминируют широкие отрывые складки и хрупкие деформации – несовершенная система разреженных сколовых трещин.

Микроуровень. Структурно-вещественные преобразования конгломератов на микроуровне имеют ряд особенностей по сравнению с таковыми гранитоидов. В гранитоидах интенсивные вещественные преобразования приурочены к дискретным зонам хрупкопластических деформаций, а в конгломератах – это процесс, захватывающий практически весь объем горной породы. Если в гранитоидах преобладает хрупкая катакластическая деформация, то в конгломератах главную роль играют процессы пластического течения. В приконтактной зоне процессы имеют как бы смешанный переходный характер.

Глыбы и гальки гранитоидов в конгломератах слоя 2 заключены в дезинтегрированный матрикс, первоначально представлявший собой гранитный дресвяник. Породы пронизаны многочисленными, сложно переплетающимися зонами скальвания, вдоль которых цементирующий матрикс превращен в бластомилониты; лишь локальные объемы сохраняют элементы первичной обломочной структуры. Фактически почти весь рассматриваемый слой превращен в единую зону скальвания. Минеральный состав бластомилонитового матрикса представлен в основном серицитом с включениями тонких чешуек хлорита, зеленого биотита, изометричных зерен альбита и кварца. Отмечается большое количество выколотых и пластически деформированных порфирокластов полево-

го шпата и кварца. Минералы образуют ориентированную лепидобластовую порфирикластическую структуру. Минеральная сланцеватость отчетливо выражена на микроуровне, но невооруженным глазом она практически не видна.

Структурно-вещественные преобразования порфирикластов и обломков гранитов во многом аналогичны описанным в гранитоидах. Однако в конгломератах более широко распространено метасоматическое замещение полевых шпатов альбитом. Последний представлен резко удлиненными табличками, составляющими беспорядочно перекрещенную метасоматическую структуру (см. рис. 3.2, фрагмент 13). В зонах интенсивного течения (рассланцевания) подобные агрегаты испытывают вращение и внутреннюю переориентировку – появляются спиралевидно закрученные и плоскопараллельные нематобластовые структуры. В других случаях альбит перекристаллизован в изометричные полигональные зерна. Все это свидетельствует о более раннем проявлении метасоматоза по сравнению с процессами бластомилонитизации и рассланцевания.

В обломках гранитов появляются мелкие призмочки актинолита и идиоморфные зерна эпидота, псевдоморфно замещающего плагиоклаз. Эти новообразования полностью отсутствуют в бластомилонитовом матриксе слоя 2. Другая интересная особенность – наличие в тенях давления и краевых частях гранитных обломков криптокритсталлических агрегатов кварц-полевошпатового состава – ультрамилонитов. В некоторых случаях они раскристаллизованы настолько слабо, что напоминают слабо девитрифицированное стекло – псевдотахилиты.

Метасоматиты горизонта 3 сложены преимущественно пластинками альбита и биотита, образующими перекрещенную метасоматическую структуру прорастания. Эти соотношения осложнены развитием более позднего кливажа (сланцеватости), что приводит к частичной переориентировке минералов в соответствии с плоскостями микросдвигового скольжения. В микросдвиговых зонах более ранний зелено-коричневый биотит испытывает деформацию и хлоритизацию. Эти зонки трассируются новообразованными, параллельно ориентированными чешуйками хлорита, цепочками рутила и скоплениями гидроокислов железа. Они оплетают микрообъемы нерассланцеванных альбит-биотитовых метасоматитов. В отдельных объемах метасоматитов, вытянутых по сланцеватости, порода превращена в ультрамилонит – тонкозернистый агрегат слабо двупреломляющих зерен кварца и полевого шпата.

В метатUFFитах пачки 4 сланцеватость становится более совершенной, а сами породы пре-

вращены в зеленые сланцы, сложенные преимущественно хлоритом, хлоритизированным биотитом, гранобластическими зернами альбита и кварца. Эти минералы составляют сланцеватую лепидобластовую структуру, на фоне которой развиты неориентированные порфиробласты зеленого биотита. Последние иногда испытывают вращение, деформацию и приведены к плоскости общего рассланцевания. В основной массе встречаются деформированные обломочные зерна магматического плагиоклаза (андезина), испытавшего сильную альбитизацию и сосюритизацию, а местами идиоморфно замещенного эпидотом и кальцитом. В отдельных объемах зеленых сланцев присутствуют ультрамилониты, состоящие из криптозернистого альбита и сосюрита.

Для толщи пуддинговых конгломератов пачки 5 бластомилонитизация не характерна, ультрамилониты не встречены. Цемент конгломератов – зеленосланцевый, сложен хлоритом, альбитом, эпидотом и биотитом с небольшой примесью актинолита. В цементирующем матриксе видно последовательное развитие метасоматических перекрещенных, затем ориентированных лепидобластовых структур (см. рис. 3.2, фрагмент 9). В цементе конгломератов часто встречаются скопления биотита, нарастающие на затравочные обломочные зерна кварца. Форма этих скоплений округло-эллипсоидальная, с ориентировкой длинных осей вдоль сланцеватости. Размер по длинной оси – до 5–7 см. Подобные скопления часто видны и в “тенях давления” деформированных галек.

Гальки гранитоидов и вулканитов в пределах пачки 5 изменены относительно слабо, что отражает тенденцию постепенного, но быстрого затухания метаморфизма при удалении от контакта гранитоидов фундамента с сариолийскими конгломератами.

Обсуждение материала

Полученные данные позволяют предложить следующую схему эволюции горных пород Кумсинской структуры. В сариолийское время на коре выветривания раннеархейских гранитоидов были отложены деллювиальные гранитные конгломерато-брекчии и полимиктовые конгломераты. Они формировались за счет размыва архейских гранитоидов и более молодых (вероятно, сумийских) осадочно-вулканогенных образований. Следует подчеркнуть, что тектонические нарушения на границе фундамента и чехлы являются послонными срывами и не позволяют сомневаться в пер-

вично стратиграфических соотношениях гранитоидов и конгломератов сариолия.

Несмотря на громадный промежуток времени, разделявший формирование гранитоидов фундамента и конгломератов (около первого миллиарда лет), первые не несут сколько-нибудь определенных признаков досариолийских деформаций и регионального метаморфизма. Структурно-метаморфические преобразования гранитоидов фундамента и сариолийского чехла произошли уже в постсариолийское время.

В истории структурно-вещественных преобразований пород фундамента и чехла выделяются два последовательных этапа: 1) термально-метасоматический; 2) динамометаморфический.

Первый этап наиболее полно проявлен в конгломератах сариолия. Он проходил в статической обстановке, в результате чего получили развитие неориентированные метасоматические структуры. Метасоматоз имел натровый профиль и был выражен преимущественно в альбитизации. Наряду с альбитом, в состав метаморфических ассоциаций вошли биотит, актинолит, хлорит и эпидот. При этом типичные метасоматические структуры широко представлены только в самой нижней части разреза конгломератов, где отмечаются целые субслойные горизонты метасоматитов незначительной мощности (горизонт 3), в то время как в гранитоидах фундамента и в основной части разреза конгломератов метасоматоз проявлен слабее. Таким образом, глубинный источник щелочных (натровых) флюидов, по-видимому, исключается. В то же время, альбитизация, в нашем случае, не относится к числу автометаморфических процессов, развивающихся в еще не остывших магматических породах, так как данные преобразования имеют место преимущественно в конгломератах, имеющих осадочный генезис. Наиболее вероятно, что локальное развитие альбитизации определяется составом вмещающих пород, среди которых было много граувакк и туффитов, первоначально обогащенных натрием, а его последующая концентрация была связана с динамическими причинами, которые мы обсудим в следующих разделах.

Наиболее интенсивные вещественные преобразования первого этапа (термально-метасоматического) отмечаются вдоль контакта гранитоидов фундамента и сариолийских конгломератов. Тенденция к быстрому снижению уровня метаморфизма выражается, в частности, в явно меньшей степени изменения ятулийских миндалекаменных диабазов, надстраивающих сариолийский разрез. Таким образом, термально-метасоматические процессы затухают и в гранитах фундамента. С чем

может быть связано такое локальное проявление метаморфизма и, в частности, повышение температуры преобразований в приконтактной области? Тепловое (интрузивное) воздействие гранитоидов на толщи сариолия исключено, поскольку они значительно древнее последних. Не отмечено и признаков реоморфизма (палингенеза) гранитоидов, ответственного, как мы увидим на других участках Карельской гранит-зеленокаменной области, за формирование "краевой" метаморфической зональности [Миллер, 1988]. Поэтому здесь можно было бы допустить (в дальнейшем мы обсудим и другие варианты) проявление "эффекта цоколя", который предложен М.Л. Соминым [Сомин, 1971; Сомин, Видяпин, 1987], не только для этого района, но и для других регионов (Большой Кавказ) со сходными соотношениями фундамента и чехла. Суть этого явления сводится к следующему.

Сравнительно однородные крупнокристаллические породы типа гранитоидов или гнейсов являются существенно более теплопроводной субстанцией по сравнению со слоистым осадочным чехлом, выполняющим роль своеобразного "теплового экрана". При небольшой интенсивности теплового потока заметно прогревается только основание чехла, где и происходит сгущение геоизотерм. Формируется зона повышенного уровня метаморфизма, расположенная субпараллельно плоскости контакта фундамента и чехла. При этом условия метаморфизма существенно статические, что приводит к появлению порфиробластовых и роговиковоподобных гранобластических структур.

В пределах массива архейских гранитов Кумсинского купола вещественные преобразования первого этапа выражены в замещении первичных амфиболов и бурого биотита более низкотемпературным зеленым биотитом, в соскюритизации и серицитизации полевых шпатов. При этом структурных преобразований не наблюдается, а вещественные изменения, видимо, ограничены незначительной подвижностью породообразующих компонентов в условиях отсутствия динамического фактора и обычно не доходят до конца, оставляя для последующих процессов метастабильные минеральные фазы.

Второй этап эволюции купольной структуры обусловил ее современные морфоструктурные особенности и был связан с деформацией, которая в гранитоидах имела преимущественно каткластический характер, а в перекрывающих сариолийских конгломератах, — преимущественно пластический, выраженный общим расслаиванием и смятием слоев. Различия в типе деформаций были связаны с различной реологией

пород. В гранитах деформация осуществлялась, прежде всего, в форме сложного мозаичного перемещения относительно крупных доменов и блоков в результате скольжения по веерообразным системам сколов. Оно дополнялось процессами катакластического течения, межзерновым проскальзыванием, милонитизацией. При этом максимально дезинтегрированные объемы гранитоидов (милониты и ультрамилониты) испытывали перекристаллизацию, превращаясь в бластомилониты и слюдястые сланцы. Процессы перекристаллизации и регенерации, приводя к появлению ориентированных структур и к удлинению минеральных зерен, совместно с общим брекчированием и катаклазом обуславливали тектоническую деформацию кристаллических пород без разрыва их сплошности в форме преимущественного катакластического течения. Прослеживается прогрессивный переход от процессов хрупкого разрушения через тонкое диспергирование к структурно-вещественным преобразованиям, связанным с пластической деформацией.

Но существует и обратная система взаимосвязи. Пластическая деформация на уровне кристаллических решеток, выраженная в трансляционном скольжении, формировании двойников скольжения и т.п., приводит к исчезновению метастабильных частично разложенных минералов. При этом последние в условиях механохимической активации, обуславливающей высокую подвижность компонентов, сбрасывают продукты своего распада в межзерновое пространство магматической породы. Это приводит к ослаблению связей зерен, появлению межзернового проскальзывания, которое может перейти в катакластическое течение и милонитизацию. В данном случае пластическая деформация предшествует хрупкой, — инициирует и обеспечивает начальные условия для дезинтеграции пород. В целом же, в зонах хрупкопластического скалывания, густо пронизывающих граниты, разделить процессы хрупкого и пластического деформирования, а тем более выяснить их соподчиненность порой очень трудно и проще сделать вывод об их гармоничном сочетании.

В сариолийских конгломератах основной формой динамометаморфических преобразований было формирование сланцеватости, по плоскостям которой развивались хлорит, альбит, кварц. На син- и частью посткинematическом этапе кристаллизовались порфиробласты биотита и эпидота. Набор метаморфических минералов второго этапа преобразований здесь такой же, как в зонах деформированных гранитоидов. В отличие от них в конгломератах динамомета-

морфизм проявлен более равномерно и упорядоченно, структурно-вещественные парагенезы относительно единообразны, что отражает их способность концентрировать тектонические напряжения и относительно равномерно по всему объему толщи релаксировать их с формированием тонких послонных плоскостей делимости и ламинарного течения — сланцеватости.

Развитие купола, обусловленное главным образом катакластическим течением, сопровождалось субслоиным течением пород чехла, что подтверждается послонной ориентировкой сланцеватости и длинных осей деформированных галек. Если в породах фундамента преобладает хрупкая (сколовая) деформация, то в чехле превалирует пластическая. Различия в реологии сред отражаются в появлении срывов на границе “фундамент—чехол” и в развитии дисгармоничных структурно-вещественных преобразований.

Отмеченный выше факт подтверждается на примере древних кор выветривания в Карельском и других регионах. На территории Карельского массива на разнообразных породах архейского фундамента располагаются метаморфические образования, которые первично являлись корой выветривания [Корякин, 1970]. Древняя кора выветривания перекрыта протерозойскими протоплатформенными отложениями. Наиболее отчетливо она фиксируется на поверхности гранитов кристаллического фундамента и представлена кварц-серицитовыми сланцами, мощность которых изменяется от первых десятков сантиметров до 15–20 м [Корякин, 1970]. Исходный гранит в нижней части сохраняет признаки неизменной породы без признаков рассланцевания. Вверх по разрезу увеличивается трещиноватость гранитов, они дезинтегрируются на угловатые и угловато-закругленные обломки и глыбы. Трещины заполнены гранитным метаморфизованным дресвяником. У контакта с перекрывающими граниты отложениями протоплатформенного чехла породы интенсивно рассланцованы и метаморфизованы до зеленосланцевой фации. Минералы и их агрегаты при этом вытянуты в направлении сланцеватости, которая часто не совпадает с седиментационной слоистостью вышележащих осадочных пород.

Выше по разрезу, в перекрывающих рассланцованную кору выветривания отложениях, метаморфизм и рассланцевание постепенно ослабевают и на некотором расстоянии от контакта с гранитами полностью исчезают. По мнению А.Н. Корякина [1970], сланцеватая текстура вновь возникшей кварц-серицитовой породы является следствием рассланцевания доятулийских

кор выветривания в ходе последующего регионального метаморфизма. Таким образом, метаморфизованная и рассланцованная кора выветривания в современном виде представляет собой горизонт дифференциального скольжения и является зоной срыва на границе архейского фундамента и нижнепротерозойского протоплатформенного чехла. Многочисленность обнажений рассланцованной коры выветривания свидетельствует о площадном распространении этих образований на территории Карельского массива [Корякин, 1970]. Такие зоны тектонического срыва на границе “фундамент–чехол” известны и на других – Украинском и Канадском – щитах.

Итак, выявлен ряд факторов, способных приводить к локальному развитию метаморфических пород на границе кристаллического фундамента и проточехла. Это, во-первых, термально-метасоматическое воздействие, связанное с экранирующим свойством “эффекта цоколя”. Во-вторых, – динамический (структурный) фактор,

связанный с развитием куполообразной структуры, а также с различной реологией фундамента и чехла, обеспечивающей, помимо дисгармоничного структурно-вещественного развития этих субстанций, концентрированное проявление тектонометаморфических преобразований на границе раздела “фундамент–чехол”. В данном случае для нас важно то, что в нижней части чехольного комплекса породы претерпевают структурно-метаморфические преобразования и приобретают кристалличность и реологию, характерную для консолидированного корового слоя. Происходит наращивание метаморфического основания и, как следствие, смещение физической границы консолидированной коры вверх по разрезу. Рассмотренный пример, по нашему мнению, отражает начальную стадию процесса формирования новообразованного гранитно-метаморфического слоя, дальнейшее развитие которого происходит с включением механизмов гранитизации, описываемых в следующих главах.

Глава 2

Район оз. Сегозеро

Как вытекает из предыдущего раздела, проблема вертикального аккрецирования консолидированной коры тесно связана с вопросом о характере взаимоотношений фундамента и чехольного комплекса, который представляет значительный интерес для понимания как геологического строения конкретных структур, так и общих закономерностей структурно-вещественной эволюции принципиально различных этажей корового слоя региона. Выше были отмечены три главных типа соотношений фундамента и проточехла Карельского массива (нормальный стратиграфический контакт, контакт по зоне тектонического срыва, переход от пород архея к проточехольному комплексу через зону гранитизации). Нами изучена [Леонов, Колодяжный, Петрова, 1999] зона контакта архейских пород фундамента и ятулийских образований на юго-восточном берегу оз. Сегозеро западнее пос. Великая Губа, где наблюдается как бы промежуточный тип перехода между архейским фундаментом и протоплатформенным чехлом, который выражен в формировании тектономагматического меланжа.

Фактический материал

Сегозерская мульда входит в состав Центрально-Карельской синклинальной зоны [Коровов, 1991; Сыстра, 1991] и выполнена отложениями нижнепротерозойского протоплатформенного чехла: локально развитыми сумийскими андезито-базальтами и сариолийскими конгломератами, а также ятулийскими кварцито-песчаниками и диабазами, широко развитыми по площади. Во многих местах ятулийские толщи непосредственно залегают на архейском основании. Сегозерская структура представляет собой пологую синклиналь, имеющую в плане форму неправильного треугольника (рис. 3.3, А). Западное и южное крылья мульды полого (под углом 20–30°) падают к ее центру. Северо-восточное крыло, сопряженное с надвигом архейских толщ,

имеет падение на ЮЗ под углами 60–80°. На юго-западном и юго-восточном окончаниях синклинальная структура осложнена серией сильно сжатых синклиналей и антиклиналей второго порядка, сопряженных с продольными разломами, зонами милонитизации и рассланцевания. На севере мульда сужается и трансформируется в серию сжатых складчатых структур северо-западного простирания с небольшими выходами пород гранито-гнейсового фундамента в ядрах антиклиналей.

Юго-восточное окончание Сегозерской структуры представляет собой сильно сжатую и несколько запрокинутую к ЮЗ синклиналь второго порядка, сопряженную с антиклинальным выступом архейского основания. Особенности структурно-вещественных преобразований на границе архейского фундамента и нижнепротерозойского протоплатформенного чехла в юго-западном крыле синклинали рассматриваются на примере петроструктурного разреза, составленного вдоль южного берега оз. Сегозеро в 2 км западнее пос. Великая Губа. Здесь с 3 на В, залегая субвертикально или с падением ВСВ 70–80°, обнажается следующая последовательность породных комплексов (рис. 3.4, см. рис. 3.3, Б).

1. Тонкополосчатые серые амфибол-биотитовые гнейсы, подверженные интенсивной гранитизации и мигматизации. Субстрат представлен темно-серыми амфибол-биотитовыми гнейсами с неравномерно развитыми по всему объему мелкими порфиробластами плагиоклаза. Мигматитовые жилы и прожилки густо пронизывают вмещающие породы и сложены биотитовыми и лейкократовыми аплитовидными гранитами. Выделяются три основные структурно-генетические генерации мигматитов.

а) Послойные мигматиты, образованные тонкими прожилками и линзовидными жилами биотитовых гнейсо-гранитов, во многом наследующих минеральный состав и структуру вмещающих пород (мигматиты 1). Формирование этих мигматитов связано с развитием порфиробластов

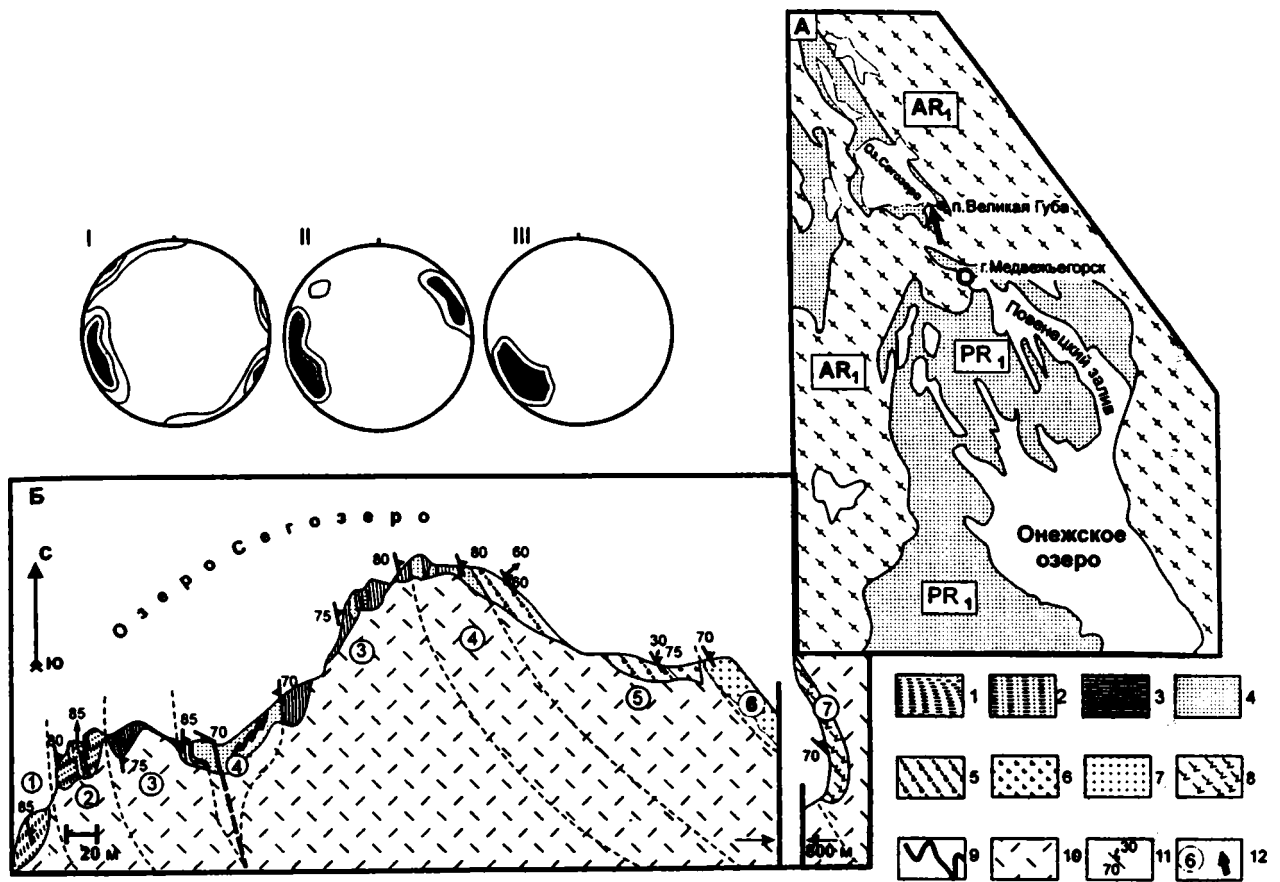


Рис. 3.3. Схема геологического строения Онежско-Сегозерского района (А) и геологический разрез (в плане) “промежуточного комплекса” на границе архейских и нижнепротерозойских образований в юго-восточной части оз. Сегозеро (Б)

1–3 – архейские образования: 1 – амфибол-биотитовые гранито-гнейсы, 2 – blastsмилонитизированные и хлоритизированные гранито-гнейсы, 3 – мигматит-граниты; 4–8 – нижнепротерозойские образования: 4 – кварц-полевошпат-биотитовые породы (гранитизированные диабазовые порфириты), 5 – гранитизированные габбро-диабазы, 6 – слабо измененные габбро-диабазы, 7 – ятулийские кварцито-песчаники, гравелиты, кварцевые конгломераты, 8 – ятулийские метапорфириты, диабазы и вариолиты; 9 – жилы гранит-аплитов; 10 – четвертичные отложения; 11 – элементы залегания сланцеватости и линейности; 12 – нумерация горизонтов и местоположение разреза на схеме

Римские цифры: I–III – стереографические проекции на нижнюю полусферу плоскостных структурных элементов: I – жилы мигматитов и гнейсовидность в архейских гранито-гнейсах; II – полосчатость, сланцеватость и кливаж в породах “промежуточного” комплекса; III – слоистость и сланцеватость в ятулийских кварцитах и метавулканитах

плаггиоклаза в основной массе, проявлением процессов метаморфической дифференциации с обособлением слоев, обогащенных лейкократовыми минералами и образованием линзовидных жил ремобилизованного гранитного вещества (рис. 3.5, А).

б) Диагонально-секущие и конформные поверхности гнейсовидности мигматитов-артеритов (мигматиты 2) образуют разветвленную систему секущих жил с апофизами, конформно проникающими в гнейсовый субстрат (см. рис. 3.5, А). Эти образования представлены,

в основном, гранит-аплитами, обогащенными в краевых частях биотитом. Нередко фиксируется ортогональное, секущее гнейсовидное положение мигматитов 2, но по отдельным конформным сдвиговым зонам, наследующим гнейсовидность, последняя сечет эти тела, в результате чего артериты испытывают левосдвиговые смещения и вращение к плоскости разгнейсования с образованием птигматитовых складок с крутыми шарнирами. На стереограммах вращение мигматитов 2 отражается полем рассеивания плоскостных полюсов мигматитовых жил в юго-восточном

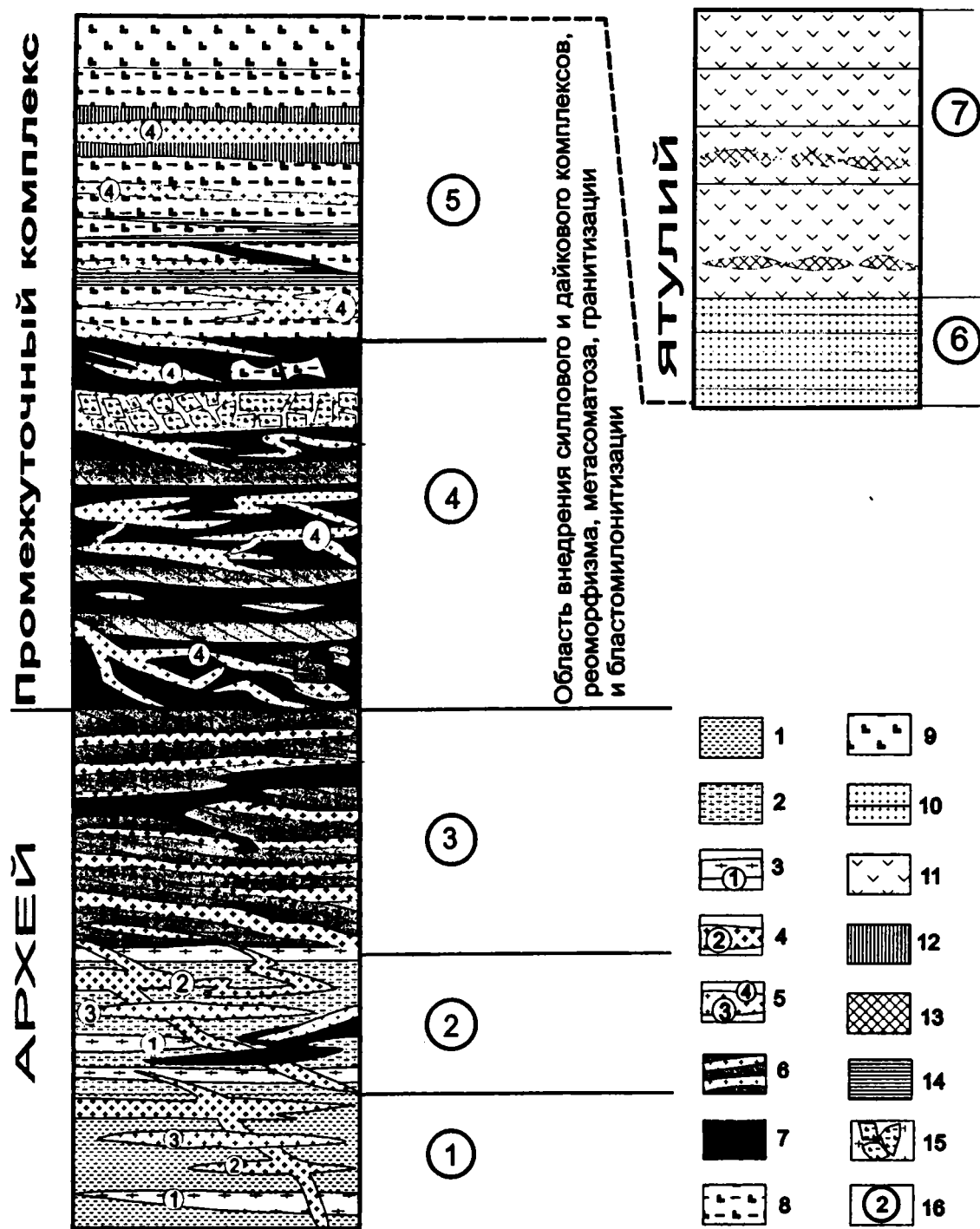


Рис. 3.4. Схематический геологический разрез вторичного “промежуточного” комплекса на контакте архейских и нижнепротерозойских образований (оз. Сегозеро, к 3 от пос. Великая Губа)

1 – амфибол-биотитовые гранито-гнейсы; 2 – бластомилонитизированные и хлоритизированные гранито-гнейсы; 3 – по-
 слойные мигматиты первой генерации; 4 – мигматиты-артериты второй генерации; 5 – жилы мигматитов третьей и чет-
 вертой генераций; 6 – мигматит-граниты (перекристаллизованные и ремобилизованные мигматиты первой и второй генера-
 ций); 7 – кварц-полевошпат-биотитовые породы (гранитизированные диабазовые порфириды); 8 – гранитизированные
 габбро-диабазы; 9 – слабо измененные габбро-диабазы; 10 – ятулийские кварцито-песчаники, гравелиты, кварцевые микро-
 конгломераты; 11 – ятулийские метавулканиды; 12 – вторичные кварциты; 13 – эпидозиты; 14 – бластокатаклазиты и бла-
 стомилониты; 15 – агматиты; 16 – нумерация горизонтов

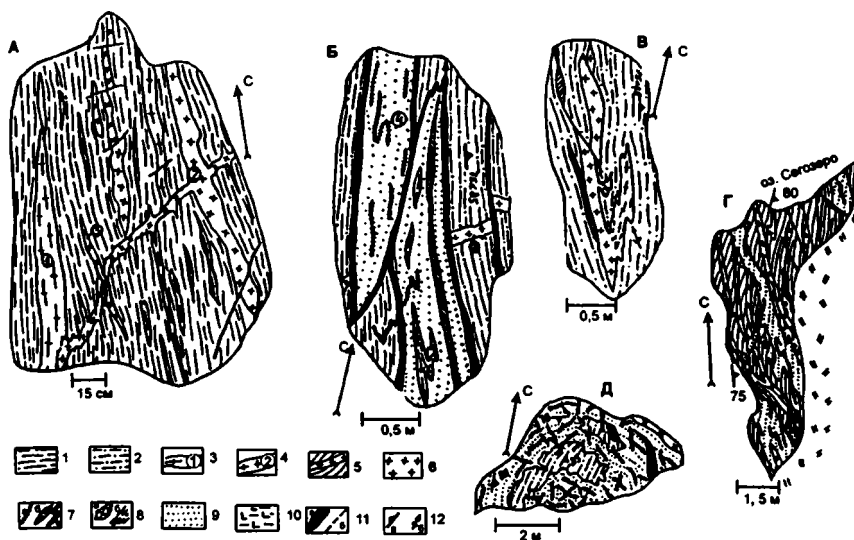


Рис. 3.5. Фрагменты зарисовок в плане геологических обнажений по разрезу, изображенному на рис. 3.3 и 3.4

сегменте проекции, что характеризует их последовательную переориентировку из ортогонального в субконформное положение в процессе левосдвиговых перемещений (см. рис. 3.3, I).

в) Конформные разгнейсованию жилки гранит-аплитов (мигматиты 3), секущие мигматиты 2. В пересечении этих жилок с артеритами фиксируются левосдвиговые перемещения с амплитудой до 20 см. Мигматиты 3 обычно локализованы в наложенных конформных сдвиговых зонах и, видимо, являются синкинематичными по отношению к ним образованиями.

В качестве поздних структурно-вещественных преобразований отмечаются редкие кварц-эпидотовые жилки, маркирующие диагональные право- и левосдвиговые сколы. По отдельным сдвиговым зонам эти образования, так же как и мигматиты 2, испытывают малоамплитудные левосдвиговые смещения по поверхностям ремобилизованной гнейсовидности, в результате чего образуются мелкие ступенчатые крутоосные складки.

2. Аналогичные описанному выше, интенсивно мигматизированные гранито-гнейсы, подверженные неравномерным в пространстве процессам бластомилонитизации и хлоритизации. Гранито-гнейсы имеют бластокатаклизитовую флазерную структуру: раздавленные и раскристаллизованные порфирокласты плагиоклаза оплетены лепидогранобластовым тонкокристаллическим кварц-полевошпат-биотит-хлоритовым агрегатом. Первичные биотит и амфибол в значительной мере замещены хлоритом и эпидотом. Мигматитовые жилы также подвержены интенсивным изменениям.

Условные обозначения к рис. 3.5 и 3.6

1 – амфибол-биотитовые гранито-гнейсы; 2 – бластомилонитизированные и хлоритизированные гранито-гнейсы; 3 – послойные мигматиты первой генерации; 4 – мигматиты-артериты второй генерации; 5 – мигматит-граниты (перекристаллизованные и ремобилизованные мигматиты первой и второй генераций); 6 – гранит-аплиты; 7 – жилы мигматитов четвертой генерации (а), жилы кварца (б) и реакционные оторочки (лейкократовые граниты) (в); 8 – тела эпидозитов (а) и зоны катаклаза (б); 9 – кварц-плагиоклаз-биотитовые породы (гранитизированные диабазовые порфириты); 10 – гранитизированные габбро-диабазы; 11 – зоны бластомилонитизации (а) и трещины скальвания (б); 12 – элементы залегания: сланцеватости и линейности (а) и шарниров складочек (б)

В измененных гнейсах присутствуют конформные плоскости разгнейсования тела (дайки) зеленовато-серых биотит-кварц-плагиоклазовых тонко- и линзовидно-полосчатых пород с реликтами диабазовой структуры. В них отмечаются раздавленные ксенолиты вмещающих гнейсов. Эти тела часто секут мигматиты 1 и 2, но при этом сами окружены реакционной оторочкой лейкогранитов и пронизаны субслойнными и диагональными мигматитовыми прожилками (мигматит 3?, 4), иногда пересекающими контакты этих пород с вмещающими гнейсами (см. рис. 3.5, Б).

Биотит-кварц-плагиоклазовые породы в целом подвержены изменениям, сходным с изменениями вмещающих гранито-гнейсов. Их основная масса имеет бластомилонитовую лепидогранобластовую структуру. Отмечается линзовидно-полосчатая сегрегация минеральных компонентов на эпидот-биотитовые (биотит замещается хлоритом) и биотит-кварц-олигоклазовые составляющие. Темноцветные минералы (биотит, хлорит) составляют до 40 % объема породы, кварц и плагиоклаз – примерно в равных соотношениях. Биотит и эпидот иногда образуют полиморфные псевдоморфозы призматического габитуса, наследующие более ранние минеральные формы (амфибол?). Иногда встречаются сильно серицитизированные и сосюритизированные, а также псевдоморфно замещаемые эпидотом и кальцитом выделения андезина, который является реликтовым минералом первичных, вероятно, диабазовых пород. Явно вторичные гранобластические агрегаты кварца и олигоклаза с тонкими лейстами биотита образуют зонки интенсивного бластеза, секущие первичный

плагноклаз. Вторичный кварц образует скопления в тенях давления крупных зерен.

В целом, формирование данных пород связано с проявлением биотитизации, раскислением плагноклаза и обогащением кварцем, что, вместе с процессами мигматизации, можно рассматривать как процесс общей гранитизации первичных диабазовых порфиритов, который сопровождался милонитизацией, бластезом и хлоритизацией.

Тонкая полосчатость гранитизированных диабазовых порфиритов проникает во вмещающие гнейсы, что указывает на ее формирование в ходе активизации скольжения по плоскостям древнего разгнейсования. И те и другие породы пронизаны единой системой кварцевых и эпидотовых жилков, трещин скола, осложнены сходными крутоосными складками скалывания (см. рис. 3.5, Б, В); плоскостные структурные элементы в этих образованиях имеют сходную с гнейсами пространственную ориентировку (см. рис. 3.3, II). Измененные гнейсы и диабазы характеризуются идентичными в структурно-вещественном отношении процессами бластомилонитизации и наложенной хлоритизации, а также локально проявленными структурами C-S-тектонитов, указывающими на развитие левосторонних смещений.

3. Светло-серые лейкократовые и биотитсодержащие мигматит-граниты, образующие поле интенсивной мигматизации и в значительной мере замещающие первичный матрикс амфибол-биотитовых гнейсов. Структура мигматитов гранобластовая и бластомилонитовая; в отдельных объемах сохраняется реликтовая гранитовая структура с четко выраженным ксеноморфизмом кварца по отношению к плагноклазу. В структурном отношении угадываются две системы мигматитов, напоминающих мигматиты 1 и 2 зоны 1. Однако в данном случае мигматиты 2 образуют систему приведенных к одной плоскости жил, между которыми развиты частые жилки мигматитов 1, что создает структуру, напоминающую косослоистые серии аллювиальных песков (см. рис. 3.5, Г). В лейкократовых мигматитах первой генерации угадываются тенеподобные небулитовые тела сильно измененных гнейсов. По отношению к положению поверхностей разгнейсования мигматиты 1 являются послойными, а мигматиты 2 – диагонально-секущими артеритами. Обе генерации мигматитов секутся дайками гранитизированных диабазовых порфиритов и, вместе с тем, в виде тонких прожилков (мигматиты 3–4?), вторично наращивающих эти мигматитовые жилы, проникают в массу пород метадиабазов, что создает “волосовидный” облик поверхности контакта (см. рис. 3.5, Г).

Отличительной особенностью пород, слагающих мигматитовые жилы, является их интенсивная перекристаллизация: первично-гранитовые структуры отмечаются в виде небольших реликтовых объемов, заключенных в тонкозернистую бластомилонитовую массу биотит-плагноклаз-кварцевого состава. Вторичные преобразования мигматитовых жил приводят к высокой степени их гомогенизации: они превращаются в сахаровидные породы; мигматиты 1 и 2 сливаются друг с другом по составу и в зонах пересечения становятся практически неотличимы. В целом, рассматриваемые мигматиты, хотя и сохраняют морфоструктурный облик более ранних, являются новыми ремобилизованными образованиями, возникшими в результате бластеза, метаморфической дифференциации и структурной переработки мигматитов 1 и 2. Их “косослоистая” структура, по-видимому, отражает, отмеченные для зоны 1, процессы вращения диагональных жил в поле сдвиговых перемещений, в данном случае, – более интенсивных. Отмеченные особенности позволяют предположить, что преобразования мигматит-гранитов проходили в условиях реоморфизма, – процесса пластического течения с участием твердофазной перекристаллизации и образованием жидкой фазы в виде небольших гранитных выплавов или активных флюидов.

Реоморфические преобразования мигматитов имеют четко выраженный структурный контроль. Все первичные минералы несут следы деформации. Зерна кварца сплющиваются, вытягиваются и приобретают одинаковую ориентировку, часто имеют мозаичное и волнистое погасание. Листочки биотита группируются в отдельные слойки и линзы, волнообразно изгибаются, расчешуиваются и заполняют межзерновые пространства. Крупные вкрапленники плагноклаза разбиты сетью трещин на отдельные микроблоки, мелкие зерна раздавлены. По раздробленному плагноклазу развивается серицит, а биотит замещается хлоритом. Образование серицита по плагноклазу сопровождается выносом освобожденного кремнезема, который идет на залечивание межзерновых промежутков в породе. Образовавшийся за счет плагноклаза серицит образует слюдястые прожилки в максимально пронизываемых зонах. Происходит сегрегация минералов и общая рекристаллизация с образованием гнейсовой текстуры и бластомилонитовой структуры. Появление вдоль плоскостей новообразованной гнейсовидности поздних мигматитовых жилков (генерации 3–4?) свидетельствует об участии в данных преобразованиях жидкой фазы в

виде гранитных выплавок или флюидов, обеспечивающих метасоматическую гранитизацию.

Фиксируется и более поздняя стадия преобразований, связанная с продолжающимся процессом серицитизации, реже альбитизации плагиоклаза, замещением биотита хлоритом и развитием эпидота в парагенетической ассоциации с кварцем. Максимальное количество эпидота и позднего кварца сосредоточено в наиболее пронизываемых трещинных зонах, при этом кварц иногда встречается в виде хорошо образованных кристаллов, что характерно для кристаллизации в полостях трещин из растворов. Эпидотизация обычно начинается с замещения раздробленных зерен плагиоклаза; она же, по-видимому, и завершает вещественные преобразования формированием эпидотовых и кварц-эпидотовых прожилков, маркирующих поздние трещины.

4. Относительно мощное тело магматической мегабрекчии с цементирующим матриксом, состоящим из кварц-полевошпат-биотитовых пород, которые аналогичны описанным выше (гранитизированные и мигматизированные диабазовые метапорфириты(?)) с угловатыми и амeboобразными ксенолитами мигматизированных гнейсов (см. рис. 3.5, Д). Измененные диабазовые порфириты пронизаны морфологически разнообразными мигматитовыми жилами четвертой генерации. В массивных объемах преобладают разветвленные сетчатые тонкопрожилковые мигматиты; в тонкополосчатых метадиабаззах – субслоистые мигматитовые прожилки. Часто встречаются относительно мощные (до 1 м) жилы реоморфизованных пород – гранит-аплитов и пегматоидов. Сложное сочетание пород различного состава и облика и их взаимопроникновение создают брекчиевидную текстуру, и, по существу, формируется некоторое подобие тектономагматического меланжа. В структурно-вещественном отношении диабазовые порфириты подвержены преобразованиям, во многом сходным с рассмотренными выше для аналогичных пород. Однако, особенно в массивных разностях, здесь чаще встречаются реликтовые объемы менее измененных порфиритов с ранними идиоморфными вкрапленниками плагиоклаза.

Породы горизонта 4 повторяются по разрезу в восточном крыле антиклинальной складки (см. рис. 3.3, Б). Здесь в разрезе отмечается система сближенных даек измененных диабазовых порфиритов, пронизывающих мигматит-граниты, которые развиты между дайками в виде узких скиалитов, а также встречаются в них в качестве ксенолитов (рис. 3.6, А–В). Контакты тел осложнены зонами скалывания и интенсивной бласто-

милонитизации. Послойные мигматиты 1 и мигматиты-артериты 2 в большинстве случаев срезаются контактами метадиабазов, но нередко в результате ремобилизации они испытывают наращивание по простирацию тонкими прожилками мигматитов 4, которые диагонально проникают в тела даек по плоскостям развития полосчатости и сланцеватости. В центральных частях даек широко развиты хвостообразные и линзовидные ксенолиты мигматит-гранитов (см. рис. 3.6, В), а также палингенные гранит-аплиты с обособлением пегматоидных разностей по краям. Сланцеватость вмещающих пород пронизывает эти линзы и приводит к формированию в них новообразованной гнейсовидности.

Плоскостные элементы крупных пластообразных выходов мигматит-гранитов (архей), которые, вероятно, представляют собой материнский субстрат, расслоенный более молодыми дайками диабазов, обычно ориентированы несколько косо (под углом 10–20°) по отношению к простирацию интрузивных тел. Новообразованная гнейсовидность в пределах даек также имеет косую ориентировку, наследующую положение ранней (см. рис. 3.6, А). Этот факт свидетельствует о формировании новых структурных плоскостей за счет ремобилизации древней гнейсовидности.

В метапорфиритах отмечаются крупные и мелкие угловатые и линзовидные ксенолиты гранитизированных среднезернистых пород с габбровой структурой. Мелкие ксенолиты окружены рубашкой гранит-аплитов, крупные – пропитаны аплитовым материалом по ортогональной системе каналов с образованием агматитов клетчатого облика (см. рис. 3.6, А, Б, Г).

5. Мощное пластовое тело среднезернистых кварц-плагиоклаз-роговообманковых пород с равным соотношением роговой обманки и плагиоклаза (андезин). В основной массе породы развиты разнообразные сетчатые, агматитовые и артеритовые мигматиты четвертой генерации, а также сложно разветвленные жилы гранит-аплитов (см. рис. 3.6, Б). Вмещающие породы имеют реликтовую габбро-диабазовую и новообразованные нематогранобластовую, сноповую и пойкилобластовую структуры и, по-видимому, представляют собой метаморфизованные и гранитизированные первичные габбро-диабазы. Из ранних минералов угадываются реликты сильно сосюритизированного и эпидотизированного андезина, а также хлоритизированной и биотитизированной роговой обманки, в выделениях которой отмечаются дендритовидные сростки титаномagnetита, образовавшегося, видимо, в процессе уралитизации первичного пироксена.

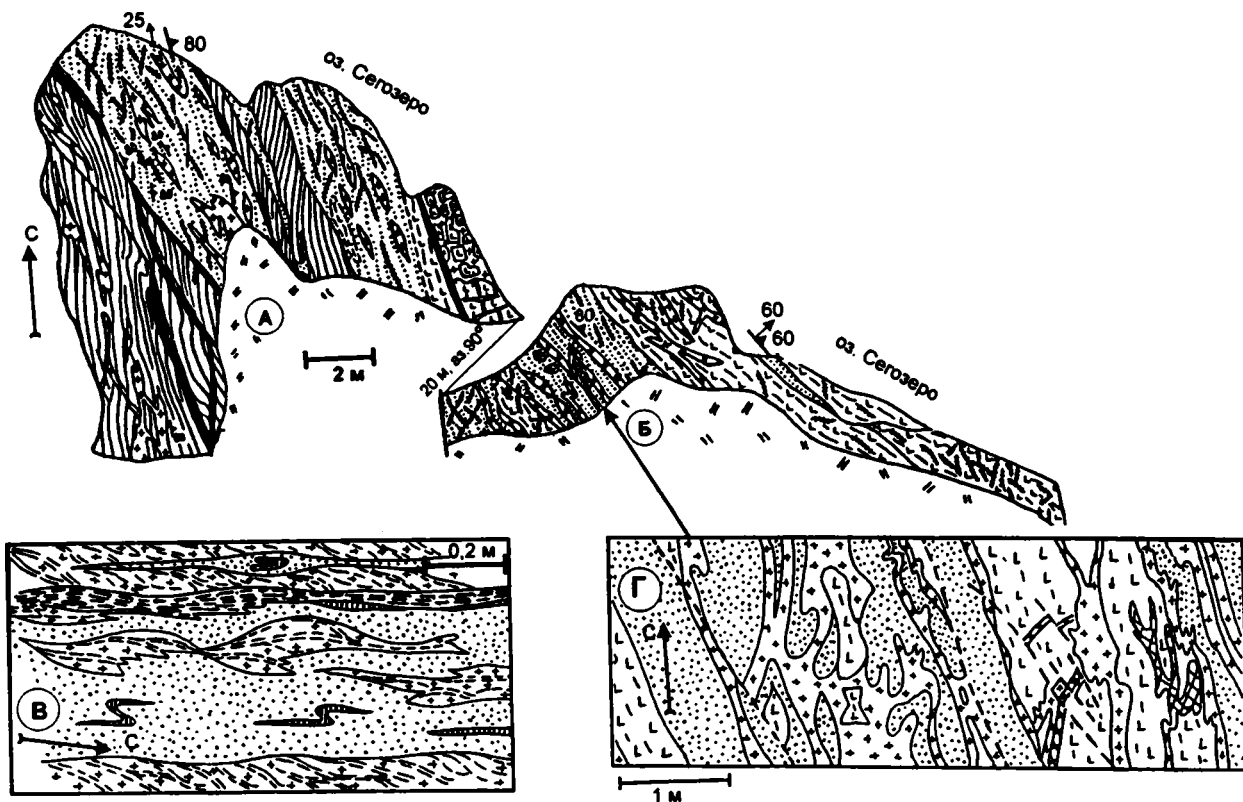


Рис. 3.6. Фрагменты зарисовок в плане геологических обнажений по разрезу, изображенному на рис. 3.3 и 3.4

Условные обозначения см. рис. 3.5

Более поздние минералы представлены синезеленой метаморфической роговой обманкой, замещаемой актинолитом и хлоритом, порфиробластическими вростками кислого плагиоклаза и межзерновыми обособлениями гранобластического агрегата кварц-биотит-полевошпатового состава. В зонах интенсивной бластомилонитизации габбро-диабазовая структура пород затушевывается, развивается полосчатость с чередованием слоев полевошпат-кварц-мусковит-биотитового и эпидот-хлорит-актинолитового состава. Вторичные преобразования габброидов приводят в целом к обогащению пород лейкократовыми минералами, мусковитом и биотитом, а также к формированию гнейсовидных текстур, — образуются “вторичные гнейсы”.

В гранитизированных габбро-диабазовых отмечаются линзы массивных черно-зеленых амфиболитизированных габбро без явных признаков процессов гранитизации. Порода замещена на 90 % амфиболом, имеет реликтовую габбровую и новообразованную нематобластовую сноповую

структуру. Из ранних минералов угадываются реликты сильно соскюритизированного и эпидотизированного андезина и роговой обманки. Тела амфиболитизированных габбро имеют линзовидную форму и окружены рассланцованными и катаклазированными породами, которые, по всей видимости, представляют собой сильно преобразованные, тектонизированные и гранитизированные основные породы. В восточном направлении (вверх по разрезу) отмечается постепенное снижение интенсивности процессов гранитизации и мигматизации, что находит отражение сначала в их локализации вдоль зон, обрамляющих аплитовые жилы, а затем и в полном угасании процесса. На смену полосе гранитизации и мигматизации приходят метаморфические ассоциации: актинолитовая роговая обманка, хлорит, альбит, подчиненно развитый кварц. Гнейсовидность также постепенно исчезает и замещается сланцеватостью. По основным породам формируются зеленые сланцы с соответствующим минеральным парагенезисом.

6. После небольшого (10 м) перерыва восточнее обнажаются толщи ятулийского разреза, представленные пачкой переслаивания разнородных белых и зеленоватых кварцито-песчаников, кварцевых метагравелитов и тонких прослоев мусковит-кварцевых сланцев. Уровень минеральных преобразований пород соответствует мусковит-хлоритовой ступени зеленосланцевой фации. Хотя здесь и не видно непосредственного контакта ятулийских кварцитов с подстилающими метаморфизованными магматическими образованиями, можно уверенно говорить о существовании первичных стратиграфических, либо магматических соотношений между этими членами разреза, так как они фиксируются в нескольких местах в непосредственной близости от данного обнажения [Харитонов, 1938; Светов, 1972].

В кварцито-песчаниках хорошо видны псаммитовые структуры, осложненные бластезом. Первично округлые зерна кварца деформированы (соотношения осей удлинения и укорочения 2:1), сопровождаются хвостобразными удлинениями резорбированного кварца, вытянутыми по направлению сланцеватости. В стыках зерен часто развиты стилолиты и инкорпорационные структуры, ориентированные в направлении удлинения. Цементирующий матрикс представлен лепидобластовым кварц-серицит-мусковитовым агрегатом. Округлые зерна кварца размером около 1 мм с волнистым погасанием и следами деформации погружены в более тонкую кварц-мусковитовую массу с размером зерен 0,2–0,4 мм. Линзы кварца и лейсты мусковита линейно вытянуты по сланцеватости. В пределах данной толщи хорошо проявлены слоистость и секущий кливаж сланцеватости (под углом 10–20° к слоистости), выраженный тонкими плоскостями делимости и ориентировкой минеральных зерен, а также полого погружающаяся к СЗ (320° \angle 10°) линейность пересечения и линейность удлинения обломков кварца.

7. Выше кварцито-песчаников залегает толща метадиабазов, неоднократно описанная в литературе [Кратц, 1963; Светов, 1972; Харитонов, 1938]. Для всех метадиабазов характерен альбит-роговообманковый состав, отмечены также пироксен, биотит и плагиоклаз (андезин). Выделяются метамандельштейны, метапорфириты и среднезернистые метадиабазы. Породы метаморфизованы на уровне актинолит-хлоритовой ступени зеленосланцевой фации. Метавулканиды, помимо первичных неоднородностей состава, характеризуются и вторичной расслоенностью, связанной с различной интенсивностью вещественных преобразований. Минимально измененные разности представлены метадиабазами с со-

хранившимися миндалекаменными либо порфировыми структурами.

В целом, толща подверглась интенсивным структурно-вещественным преобразованиям. Породы интенсивно разлинзованы, неравномерно рассланцованы с образованием линзовидно-петельчатой структуры и зон бластомилонитизации, в пределах которых метабазиты превращены в актинолит-биотит-хлоритовые зеленые сланцы. Реликты первичных минералов представлены андезином и пироксеном. Метаморфические преобразования характеризуются следующими минеральными превращениями: андезин → альбит, пироксен → роговая обманка либо пренит + рудный минерал, роговая обманка → хлорит + актинолит (биотит), титаномагнетит → сфен. На эти минеральные преобразования накладывается процесс эпидотизации, иногда приводящий к полному замещению минералов эпидотом с образованием эпидозитов. При незначительной эпидотизации эпидот развивается только по плагиоклазу. В полностью эпидотизированных породах в парагенезе с эпидотом находится кварц, который может замещать любой компонент породы. Тела эпидозитов часто образуют линзообразные тела и будины в зонах интенсивного рассланцевания с развитием межбудинных кварцевых и кварц-эпидотовых жил (см. рис. 2.16).

Процессы эпидотизации, связанные с метаморфической дифференциацией, имеют определенный структурный контроль. В относительно слабо деформированных массивных разностях вулканитов эпидот равномерно распределен во всем объеме породы в интерстициях минеральных зерен, часто замещает ранний плагиоклаз. В зонах рассланцевания эпидозиты образуют цепочки будин, веретенообразные и линзовидные тела мощностью от первых сантиметров до 1 м (см. рис. 2.16). Форма тел; ориентация осей будин и резко удлиненные их “хвосты”; межбудинные шейки, параллельные зонам рассланцевания; положение кварцевых жил в межбудинных пространствах и в зонах геодинамических убежищ, – все указывает на то, что процесс метаморфической дифференциации и формирования эпидозитов связан с проявлением синметаморфической структурной переработки в условиях пластического течения.

Обсуждение материала

В рассмотренном выше разрезе выделяются три породных комплекса, каждому из которых свойственны свои особенности состава, структу-

ры и вторичных преобразований. Нижний комплекс представлен гранито-гнейсами и мигматит-гранитами архейского возраста (слои 1–3); верхний комплекс (слои 6–7) сложен метасадочными (кварцитами) и метавулканогенными породами нижнепротерозойского (ятулийского) проточехольного комплекса (обоснование возраста см.: [Кратц, 1963; Светов, 1972; Харитонов, 1938]). В пограничной зоне между гранито-гнейсами архея и ятулийскими отложениями развит “промежуточный” комплекс, представленный сложным сочетанием различных типов пород, включающих образования архейского фундамента, а также многочисленные тела (силлы, дайки, жилы) пород основного, среднего и кислого состава (слои 4–5). Гранито-гнейсы архея в верхней части рассечены многочисленными дайками и телами основного состава, которые первично представляли собой диабазовые порфириты и габбро-диабазы. Дайковый комплекс основных пород насыщает образования фундамента с нарастающей интенсивностью по мере приближения к границе с чехольным комплексом. Породы такого состава характерны для ятулийского разреза и, в частности, слагают крупные субслоиные силлы внутри осадочно-вулканогенного разреза ятулия. Один из таких габбро-диабазовых силлов развит в районе оз. Сегозеро и приурочен к контакту архейского основания и вышележащего протерозойского чехла [Светов, 1972]. Можно полагать, что наблюдаемые тела габбро-диабазов в районе исследования являются апофизами этого крупного силла, который внедрился в ослабленную зону контакта, о чем свидетельствует, в частности, положение дайковых тел, субпараллельное поверхности фундамента. Ятулийский возраст силлово-дайкового комплекса подтверждается сходством его первичного состава с габбро-диабазовыми силлами ятулия, а также с наличием в нем ксенолитов гранито-гнейсов.

Гранито-гнейсы и дайковый комплекс прорваны многочисленными аплитовыми жилами более поздних генераций. При этом породы фундамента подверглись реоморфизму, а породы дайкового комплекса – брекчированию и пропитке палингенными гранитами, метаморфической дифференциации и рекристаллизации, метасоматозу и гранитизации. Это привело к формированию метаморфогенного тектономагматического меланжа, – переходной зоны, в пределах которой процессами гранитизации и реоморфизма составы пород различных комплексов в значительной мере изменены в сторону гранитоидного.

Вторичная вещественная переработка происходила синхронно с деформацией горных пород, что

подчеркивается четкой тектонической ориентировкой минеральных зерен и их агрегатов, значительной части мигматитовых жил и минерализованных трещин. Структурно-вещественная перестройка захватила толщи пород чехла и фундамента, а также внедрившегося вдоль контакта силлово-дайкового комплекса. Все породы испытали пластическую и хрупкопластическую деформацию сдвига (в механическом смысле), в результате которой сформировались проникающая новообразованная гнейсовидность и сланцеватость.

Стиль вещественной и структурной переработки пород фундамента и чехла различен. В породах фундамента и толще тектономагматического меланжа преобладают процессы гранитизации и метасоматоза, тогда как в проточехольном комплексе развиваются метаморфические минералы зеленосланцевой фации. В первом случае формируются гнейсвидные структуры, бластомилонитовые и флазерные текстуры, возникает тонкая метаморфическая полосчатость и сегрегация вещества на лейкосомовую и мелансомовую части. В породах проточехла развивается тонкая сланцеватость, будинаж, межслоевое проскальзывание, субслоиный или косо ориентированный (под углом 10–20°) к плоскостям напластования кливаж.

Несмотря на различный характер проявления структурно-вещественной переработки горных пород фундамента, “промежуточного комплекса” и отложений проточехла, четко прослеживается и их общность. Она выражена, прежде всего, в совпадении ориентировки линейных и плоскостных структурных элементов: минеральной линейности, сланцеватости и гнейсовидности, зон рассланцевания и будинажа, положении жилок кварца и поздних мигматитов. Это подтверждается и сходным положением полюсов плоскостных структурных элементов ятулийских вулканогенно-осадочных пород, архейских гнейсов и габбродиабазов “промежуточного комплекса” (см. рис. 3.3, I–III). Сходство тектонической ориентировки гнейсовидности архейских пород и плоскостных структур протерозойских комплексов объясняется унаследованностью развития, когда сформировавшаяся ранее анизотропная структура комплекса основания реагировала на новые тектонические напряжения ремобилизацией уже имеющихся неоднородностей (гнейсовидности). Не исключено, что ранние архейские структуры были при этом переориентированы, но также вероятно и их детерминирующее воздействие на распределение полей напряжений и формирование, в этом смысле, отраженных от ранней анизотропии протерозойских структур.

Фактический материал позволяет допустить сочетание этих двух вариантов.

Структурно-вещественные преобразования, обусловившие формирование единого для всех комплексов структурного плана, связаны, по-видимому, со свекофенским этапом тектономагматической активизации, так как процессы метасоматоза и гранитизации захватывают и породы фундамента и ятулийские образования. Об этом, в частности, свидетельствуют и данные по абсолютному возрасту [Харитонов, 1938, 1963]: возраст серицита из кварцитов (1870 млн лет) близок к возрасту биотита (1830–1800 млн лет) из пород, подстилающих ятулийские отложения. Такой же возраст (1850 млн лет) имеет биотит из миндалин в диабазах ятулия. Наконец, граниты, прорывающие карельские диабазы, имеют возраст 1740 млн лет. Сходный абсолютный возраст имеют и лейсты метаморфогенного биотита из пород фундамента и чехольного комплекса (1960–1710 млн лет) [Светов, 1972]. Такое совпадение возрастов слюды в различных комплексах свидетельствует о значительных объемах пород фундамента и проточехла, принимавших участие в свекофенской активизации. Отмеченная выше структурная гомогенизация разновозрастных комплексов нашла отражение и в нивелировке изотопных систем.

С определенной долей условности можно выделить несколько последовательных стадий чрезвычайно длительной структурно-вещественной перестройки, рассмотренных выше комплексов пород.

I стадия. Внедрение габбро-диабазовых силлов в ослабленную область на границе фундамента и чехла в регионе произошло в среднем ятулии [Лобач-Жученко, 1977] и, по-видимому, могло быть связано с процессом конседиментационного роста складок на фоне общей повышенной проницаемости земной коры в регионе. В результате этого в апикальных частях антиклиналей, – а именно к этим структурам приурочены силлы габбро-диабазов [Лобач-Жученко, 1977], – возникли зоны пластового отслаивания и тектонического проскальзывания, которые служили проводящими каналами и вместилищем магматического материала.

II стадия. Внедрение силлов обусловило повышение температуры, образование областей пластового отслаивания, понижение давления (декомпрессию) и “всасывание” флюидов (в том числе, – водных). В результате были созданы предпосылки для процессов реоморфизма, которые нашли отражение в твердофазной перекристаллизации, локальном селективном плавлении,

мигматизации и формировании палингенных гранитоидных жил (генерации 3–4), протекающих в условиях пластического течения. Совокупное воздействие этих процессов обусловило развитие метасоматического замещения и общей гранитизации пород. Вместе с тем, следов значительного плавления и палингенеза в данном разрезе не наблюдается, что свидетельствует о достаточности низких температурах – факт, установленный и ранее [Лобач-Жученко, 1977]. По-видимому, фоновые условия соответствовали зеленосланцевой фации метаморфизма, о чем свидетельствуют метаморфические минеральные ассоциации протерозойских комплексов и сингенетичные им диафориты (хлоритизированные гнейсы) архейского фундамента. Появление же малых объемов гранитоидных выделов, способствующих понижению вязкости среды, можно объяснить декомпрессионным эффектом, благоприятным флюидным режимом и механохимической активацией в условиях пластических деформаций. Возникновение новообразованных гранито-гнейсовых объемов и отжим гранитоидного материала в замковые части антиклиналей – характерный процесс для метаморфических реоморфизованных толщ докембрия и установлен, в частности, для протерозойских толщ Южного Урала в Казахстане [Павлова, 1960]. По данным Г.В. Ицксон [1970], процесс калиевокремниевый метасоматоза, реальные следы которого фиксируются в описанном разрезе, практически всегда связан с условиями, благоприятными для проявления пластических деформаций (текучести горных пород), связанных с условиями растяжения.

III стадия. Возникновение поздних сколов, подновление сланцеватости в результате продолжающегося пластического течения, эпидотизация и окварцевание.

Стадии эти весьма условны и являются составными частями единого длительного процесса структурно-магматической и метаморфической переработки наиболее ослабленной зоны разреза земной коры региона, а именно: пограничной области, включающей верхнюю часть фундамента и нижнюю – вулканогенно-осадочного проточехла. Начало процесса связано, вероятно, с дроблением фундамента и проникновением в верхние горизонты коры больших объемов вулканических пород основного состава (ятулийское время). В наиболее интенсивной форме структурно-вещественные преобразования развивались, по-видимому, в процессе свекофенского этапа тектонометаморфической ремобилизации Карельского массива, подтверждением чему яв-

ляется соответствие структурных ориентировок данного района общему структурному плану свекофенских тектонических элементов Онежско-Сегозерского региона в целом [Сыстра, 1991].

Аналогичные процессы структурно-вещественных преобразований на границе фундамента и чехла установлены и в других местах Карельского региона, в частности, – в бассейне р. Лижма [Лобач-Жученко, 1977]. Следствием этого является формирование “промежуточного” комплекса – тектономагматического меланжа, имеющего петроструктурные и реологические свойства фундамента. Данный новообразованный объем пород составляет реальное приращение кристаллического цоколя и отражает процесс вертикального разрастания (аккретирования) гранитно-метаморфического слоя. Данное явление стоит в одном ряду с явлением гранитизации и мигматизации нижних горизонтов протерозойского вулканогенно-осадочного чехла, которое установлено, в частности, для Северо-Карельской зоны [Этапы..., 1973], но отражает, в данном случае, незавершенный процесс: струк-

турно-вещественные преобразования концентрируются на границе фундамента и проточехла, но в пределы последнего проникают лишь в слабой форме.

Оформление “промежуточного” слоя как породной ассоциации произошло позже накопления отложений протоплатформенного чехла, хотя данный комплекс и расположен гипсометрически ниже его подошвы. Таким образом, обычные представления о стратификации в данном случае нуждаются в определенной корректировке. После подготовки рукописи к печати были изучены еще два разреза в районе оз. Сегозеро, которые подтверждают основные положения этого раздела о структурно-метаморфической гомогенизации пограничной области, захватывающей фундамент и проточехол, и вхождении части ятулийского разреза в состав петроструктурного фундамента. В то же время, проведенные нами изотопно-хронологические исследования, дали указание на возможное присутствие в составе пород “промежуточного” комплекса образований лопия. Но этот вопрос нуждается в доработке.

Глава 3

Северо-Карельская зона

Явления вертикальной аккреции изучены нами [Колодяжный, 1998, 1999a] также на примере Кукаозерского сегмента Северо-Карельской внутриплитной шовной зоны Балтийского щита (рис. 3.7), основные черты геологии и структурно-геодинамической эволюции которой были рассмотрены в первой части данной монографии [Демидов, Кратц, 1974; Колодяжный, 1998, 1999a; Коросов, 1991; Лавров, Свириденко, 1973; Сыстра, 1991; Травин, 1996; Leonov et al., 1996; и

мн. др.]. Были проведены картировочные работы с применением методик петроструктурных исследований [Елисеев, 1967; Казаков, 1987, 1989], стрейн-анализа и структурно-вещественного парагенетического анализа [Лукьянов, 1965, 1980, 1999]. Использование этих методик позволило выявить особенности структурных и минеральных преобразований, к сожалению, оставляя за рамками исследований петрохимические и петрофизические аспекты.

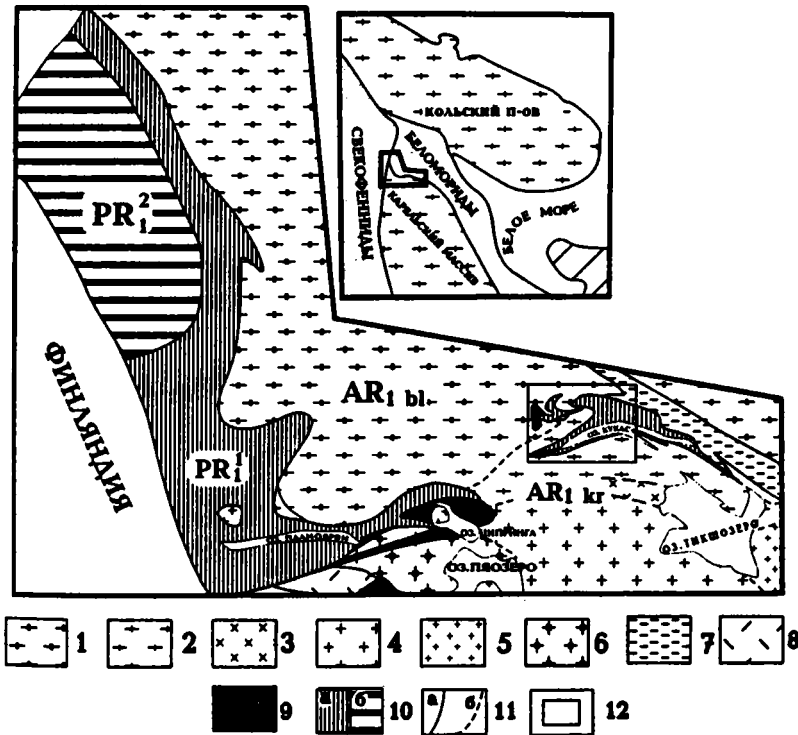


Рис. 3.7. Схема геологического строения Северо-Карельской зоны (составлена с использованием материалов: [Миллер, Милькевич, 1995; Сыстра, 1991; Травин, 1996])

1 – гранито-гнейсы беломорского комплекса (AR₁); 2 – гнейсо-граниты, бластокатаклизированные гранитоиды переходной зоны (AR₁); 3 – таваярвинская группа комплексов (AR₁); 4–5 – плагиомикроклиновые граниты койгерского (4) и тикозерского (5) комплексов (AR₂); 6 – гранодиориты (AR₂) (гранитизированные койгерскими гранитами породы таваярвинской группы комплексов); 7 – лопийский осадочно-вулканогенный комплекс (AR₂); 8 – микроклиновые граниты нуоруненского комплекса (PR₁); 9 – перидотит-габбронориты олангского комплекса (PR₁); 10 – карельский осадочно-вулканогенный комплекс: сумий-людиковый (а) и калевий (б); 11 – геологические границы: установленные (а) и предполагаемые (б); 12 – контуры участков детальных работ

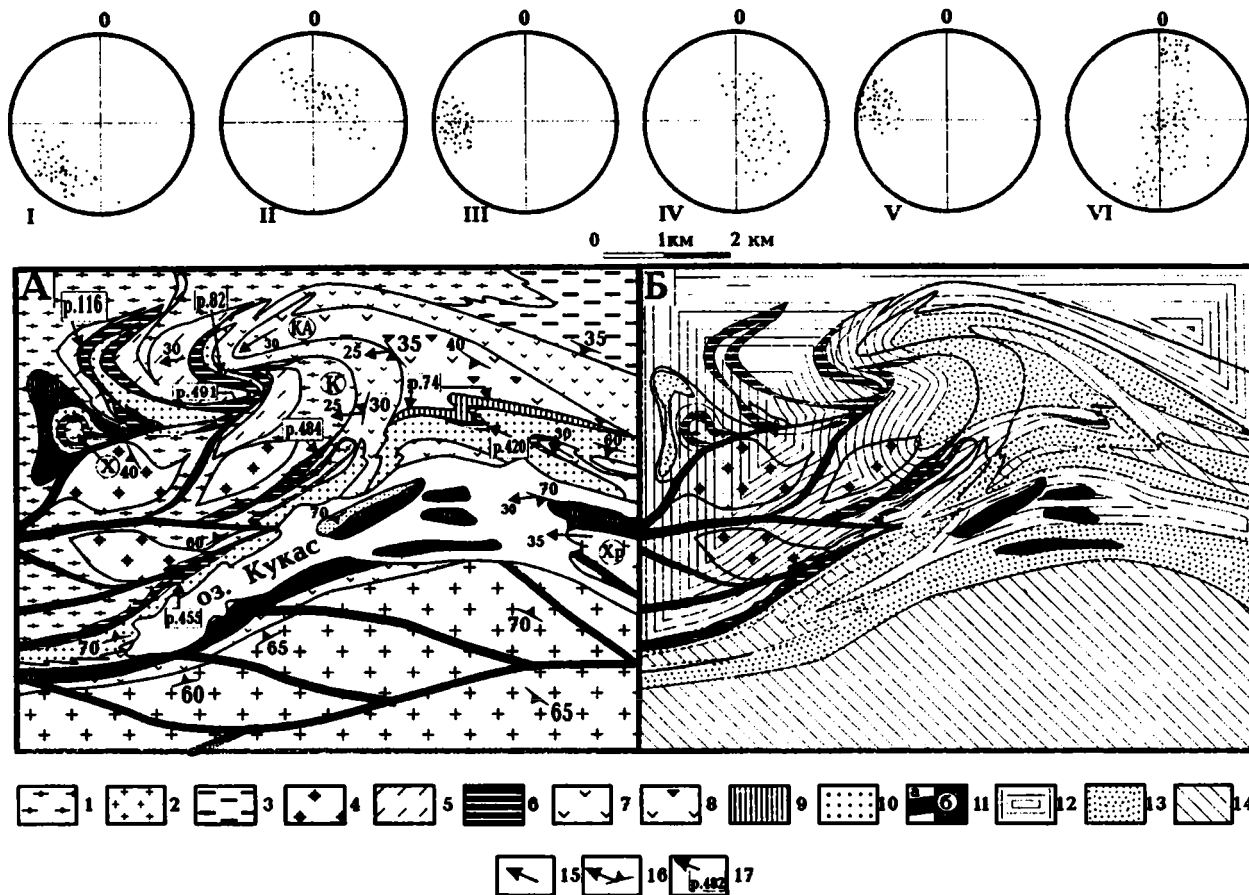


Рис. 3.8. Схема геологического строения (А) и метаморфической зональности (Б) Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны (с использованием материалов Ю.Й. Сыстры [1991])

1 – амфибол-биотитовые гранито-гнейсы беломорского комплекса (AR_1); 2 – гранито-гнейсы и гнейсо-граниты Карельского массива (AR_1); 3 – лопийский осадочно-вулканогенный комплекс (AR_2); 4, 5 – области интенсивной мигматизации свекофенского этапа: мигматиты пропитывания (эвсекситы) (4) и послонные мигматиты (5); 6 – мигматизированные и гранитизированные нижнепротерозойские породы; 7 – метаандезито-базальты сумия; 8 – метаморфизованные лавобрекчии сумия; 9 – полимиктовые конгломераты сариолия; 10 – кварцито-песчаники ятулия; 11 – зоны интенсивного вертикально-плоскостного тектонического течения, расланцевания и проявления диафтореза (а) и нижнепротерозойские габбро-ультрабазиты (б); 12–14 – фациальные зоны метаморфизма: амфиболитовая (12), эпидот-амфиболитовая (13) и зеленосланцевая (14) фации; 15, 16 – элементы залегания: шарниры складок (15) и сланцеватость и линейность (16); 17 – местоположение микропетрографических разрезов и их номера (см. текст)

Буквенные обозначения: КА – Кужьярвинская антиформа, К – Кужьярвинский покров, Х – покров Ханкусъярви, Хр – домен Хирвинаволок

I–VI – равноплощадные стереографические проекции структурных элементов на нижнюю планисферу: I, III, V – минеральная и структурная виды линейности в архейских и протерозойских породах; II, IV, VI – полюса гнейсовидности и сланцеватости в архейских и протерозойских комплексах; I, II – замеры в западной части Кужьярвинской антиформы, III, IV – Кужьярвинский покров, V– VI – домен Хирвинаволок

Как можно было видеть из описания (вторая часть), Северо-Карельская зона представляет собой область интенсивного тектонического сплющивания и осепродольного течения горных масс с едиными структурно-вещественными парагенезами пород архейского фундамента и нижнепротерозойского чехла и отсутствием структурно-метаморфических несогласий [Колодяжный, 1998; Leonov et al., 1996; Травин, 1996]. В частности, минеральная линейность, шарниры мелких складок, линейность максимального удлинения в кристаллическом фундаменте и метаосадках чехла в рамках структурно-гомогенных участков ориентированы единообразно и на стереограммах образуют общие концентрированные поля (рис. 3.8, I, III, V). То же самое можно сказать и о плоскостных структурах: сланцеватость, полосчатость, гнейсовидность (см. рис. 3.8, II, IV, VI).

Вещественные комплексы

В обрамлении Кукасозерской структуры развиты в различной степени мигматизированные и калишпатизированные плагиоклазовые гранито-гнейсы нижнего архея. Вдоль северного борта структуры преобладают амфибол-биотитовые лепидогранобластовые гранито-гнейсы беломорской серии. По направлению к югу в породах фундамента отмечается постепенное снижение степени метаморфизма и уже вдоль южных берегов оз. Кукас широко развиты биотитовые гнейсо-граниты с переходными структурами от лепидогранобластовых к гетеробластовым реликтовому гранитовым и бластокатакластическим структурам. Эти образования принято рассматривать как краевые части Карельского массива [Сыстра, 1991; Травин, 1996], хотя, нужно признать, что реального петрофизического раздела между беломорскими и карельскими образованиями не отмечается, – существует зона постепенного перехода в рамках метаморфической зональности, нарастающей в целом к северу.

Некоторые исследователи [Глебовицкий и др., 1996; Миллер, Милькевич, 1995] считают, что граница между Карельским и Беломорским массивами обособилась в позднем архее, и понимают ее как метаморфически-зональный постепенный переход от покровно-складчатых беломорских комплексов, испытавших метаморфизм кианит-силлиманитовой фациальной серии, к относительно слабо измененным плутоническим комплексам Карельского массива. Согласно В.А. Глебовицкому и др. [1996], образования Карельского массива испытали два этапа

тектонометаморфической переработки – ребольский и свекофеннский, которые протекали в сходных условиях метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

В наименее измененном виде образования Карельского массива, представленные саамскими (AR₁) и лопийскими (AR₂) плутоническими породами, появляются несколько южнее Кукасозерской структуры. Здесь выделяется нижнеархейская таваярвинская группа последовательно развивавшихся комплексов, каждый из которых формировался с унаследованием состава предыдущего комплекса – от габбро к диоритам и затем к тоналитам и плагиогранитам [Травин, 1996]. В составе позднеархейских комплексов отмечаются плагиомикроклиновые граниты (тикшозерский и койгерский комплексы) и гранодиориты, представляющие собой продукты гранитизации пород таваярвинской группы [Коросов и др., 1977; Травин, 1996].

К северу от Кукасозерской структуры широко развиты лопийские осадочно-вулканогенные образования, трансформированные в результате метаморфизма в биотит-амфиболовые плагиогнейсы. В пределах полей их развития присутствуют небольшие тектонизированные линзы плагиогранитов, гранодиоритов и диоритов, а также коматиитов, относимых к лопию [Сыстра, 1991].

Нижнепротерозойские образования в пределах данного района представлены вулканогенно-осадочными породами сумийского, сариолийского и ятулийского надгоризонтов [Коросов и др., 1975; Степанов, 1981; Сыстра, 1991]. В отношении выделяемых некоторыми исследователями отложений людиковия, венчающих разрез нижнего протерозоя [Травин, 1996; Сыстра, 1991], однозначного мнения нет. Можно констатировать лишь существование вещественно обособленного метаморфического комплекса, приуроченного к шовной части Северо-Карельской зоны, стратиграфическое положение которого в настоящее время проблематично.

Сумийские образования представлены андезито-базальтами, преобразованными в гранат-биотит-амфиболовые сланцы и амфиболиты [Коросов, 1991; Сыстра, 1991].

С сумийскими вулканитами парагенетически связаны расслоенные массивы перидотит-габбро-норитов Олангской группы и ассоциирующие с ними дайки и малые интрузии основного и кислого состава (изотопный возраст 2350±30 млн лет [Сыстра, 1991]).

Отложения сариолия представлены метаморфизованными полимиктовыми конгломератами. В гальках отмечены (и это важно!) метаморфизо-

ванные образования основного состава, кварциты и плагиогранитоиды, лишённые следов древней (докарельской) гнейсовидности [Травин, 1996]. Нами [Леонов и др., 1998] в гальках и отторженцах пород (в том числе, – и гранитоидных), содержащихся в микститах сумия–сарниолия Паанаярвинской структуры, также установлено отсутствие структурно-метаморфической переработки допроточехольного возраста.

Примечательным в этом плане является и факт отсутствия калиевого полевого шпата в обломочной фракции образований ятулийского надгоризонта [Травин, 1996].

Приведенные данные позволяют сделать вывод о том, что протерозойские вулканогенно-осадочные комплексы отложились на фундаменте Карельского массива, который испытал метаморфизм ребольского цикла и в процессе которого гетерогенные плутонические комплексы были переработаны в относительно однородные плагиоклазовые гранитоиды с низкими содержаниями калия. И, судя по изучению галек в конгломератах [Леонов и др., 1998; Травин, 1996], эти породы не обладали гнейсовидной структурой.

Свекофенские вторичные преобразования

В контексте рассматриваемой проблемы можно наметить следующие особенности проявления свекофенских вторичных преобразований.

1. В пределах Кукасозерского района породы комплекса основания и нижнепротерозойского протоплатформенного чехла метаморфизованы от начальных ступеней зеленосланцевой до амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа и образуют единую метаморфическую зональность фундамента и чехла [Воинов и др., 1987; Московченко, Турченко, 1975; Петров, Волошина, 1987; Травин, 1996; Фации..., 1990] (см. рис. 3.8, Б).

2. Петрологически и геохронологически задокументировано два основных этапа метаморфизма: ранний прогрессивный динамотермальный метаморфизм, обусловивший формирование наблюдаемой ныне метаморфической зональности (1950–1850 млн лет), и более поздний – регрессивный (1800–1600 млн лет), проявленный локально и имеющий структурную приуроченность [Воинов и др., 1987; Геохронологические рубежи..., 1972; Лебедев, Нагайцев, 1975; Петров, Волошина, 1987]. О более ранних и более поздних вещественных преобразованиях достоверных сведений нет, хотя большинство исследователей, основываясь на корреляции со смежными

районами, допускают существование раннекарельских тектонометаморфических событий, следы которых были полностью уничтожены более интенсивным свекокарельским тектогенезом [Воинов и др., 1987; Петров, Волошина, 1987].

3. Гранито-гнейсы беломорского комплекса характеризуются сравнительно однообразными минеральными ассоциациями амфиболитовой фации, осложненными процессами мигматизации, гранитизации и диафтореза: Би + Пл (№ 5-25) + Кв + Эп + Ми + Му + Хл; Би + Ро + Кв + Ми + Пл + Му; в амфиболитовых горизонтах - Ро + Пл + Кв + Эп + Акт; Гр + Ро + Пл + Кв. В маломощных прослоях глиноземистых гнейсов отмечается парагенез кианита и граната. По данным М.И. Буракова, А.С. Воинова, Ю.С. Полеховского [1975], образования беломорского комплекса сформировались в результате метаморфизма амфиболитовой фации с образованием амфибол-биотит-плагиоклазовых гнейсов. При этом отмечалось, что в обрамлении Северо-Карельской зоны метаморфизм амфиболитовой фации сопровождался процессами мигматизации, метасоматической гранитизации, частичным плавлением и реоморфизмом, – в результате чего сформировались биотитовые микроклин-плагиоклазовые гранито-гнейсы и генетически связанные с ними автохтонные и реоморфизованные граниты.

4. В зоне преимущественного развития беломорских гранито-гнейсов нами выделены два типа мигматитов: 1) послойные, артеритовые и птигматитовые мигматиты, развитые преимущественно по плоскостям гнейсовидности с образованием полосчатой текстуры; 2) мигматиты объемного пропитывания, – эмбрезиты, – часто имеющие порфиробластическую структуру. Установлены постепенные переходы между мигматитами этих двух видов и их субсинхронное формирование. Мигматиты занимают различную позицию: эмбрезиты чаще приурочены к центральным частям линзовидных доменов фундамента, маркируя ядерные части куполообразных структур; поля полосчатых мигматитов характерны для областей выклинивания доменов, тяготеют к зонам интенсивного продольного тектонического течения и тектонизированным контактам гнейсов с супрактальными комплексами (см. рис. 3.8, А). Эти образования нередко мигматизируют нижнепротерозойские комплексы, что указывает на свекофенский возраст процесса гранитизации.

5. В осадочно-вулканогенных образованиях нижнего протерозоя отмечается постепенная деградация метаморфической зональности от амфиболитовой до зеленосланцевой фации с севера на юг по мере удаления от Беломорской зоны

(см. рис. 3.8, Б). Изограды метаморфизма имеют согласосекущее положение по отношению к стратиграфическим границам, но в генеральном плане конформны простираению структур. Отмечаются некоторые отклонения от нормальной зональности, характеризующие дискретность и мозаичность проявления метаморфизма с повышением его интенсивности в областях повышенных деформаций, в частности, – вдоль шовной зоны. В метаморфических породах хорошо выражены минеральная линейность по ориентировке амфиболов и агрегатов биотита, минерализационная сланцеватость первого рода и многочисленные синкинематические микрострессовые структуры. Эти особенности свидетельствуют о формировании метаморфической зональности в процессе складчатости и о значительном влиянии на ее характер структурного фактора.

6. На общем фоне развития единой метаморфической зональности раннего прогрессивного метаморфизма отмечается ряд структурно-вещественных проявлений, связанных либо с метаморфической дифференциацией, либо с аллохимическими и метасоматическими процессами. К этому ряду явлений относятся следующие типы преобразований: а) развитие процессов калишпатизации и гранитизации нижнепротерозойских пород вдоль контактов с гранито-гнейсами, в ряде случаев с проявлением плагиогранитизации; б) локальная микроклинизация ятулийских кварцито-песчаников вдоль контактов с породами основного состава; в) проявление биотитизации, реже амфиболитизации вдоль контактов пород кислого (гранитоиды, ятулийские кварциты) и основного (амфиболиты сумия и сариолия) состава; г) гомогенизация слоистых толщ за счет процессов локального метасоматического обмена компонентами вдоль границ контрастных по составу слоев; д) развитие вдоль контактов фундамента и чехла эпидот-кварцевых, актинолит-тремолит-карбонатных, хлорит-актинолитовых и щелочных метасоматитов, сингенетичных регрессивным метаморфическим преобразованиям.

7. Регрессивные метаморфические преобразования в пределах Северо-Карельской зоны имеют локальный характер, без правильной метаморфической зональности и определяются структурными факторами. Зоны интенсивного диафтореза связаны с тектоническими нарушениями вязкого типа: зонами рассланцевания, часто наследующими зоны тектонического течения в обрамлении линзовидных доменов фундамента, тектонизированными контактами комплексов разного литологического состава, а также с главной шовной зоной, испытавшей силь-

ную структурно-вещественную переработку на регрессивном этапе (см. рис. 3.8, А). В большинстве случаев регрессивно преобразованные породы имеют черты динамометаморфических образований с хорошо развитыми стрессовыми структурами (минерализационная сланцеватость и линейность, бородки теней давления, структуры вращения, трансляционного скольжения и др.).

Рассмотрим теперь процессы сиализации, гранитизации и метаморфизма на конкретных региональных примерах, так как в каждом из них имеются свои особенности, раскрывающие тот или иной аспект такого многопланового явления, как возникновение новых объемов гранитно-метаморфического слоя или его вертикальной аккреции.

Пример 1. Кужьярвинская антиформа. В пределах западного периклинального замыкания Кужьярвинской антиформы нижнепротерозойские образования полого (20–30°) погружаются под архейские гранито-гнейсы в соответствии с погружением шарнира складки (см. рис. 3.8, А). Контакт между археем и протерозоем в обрамлении периклинали тектонически сорван и сопровождается развитием высокотемпературных blastomylonites, синтетектонических процессов мигматизации, микроклинизации и гидротермально-метасоматического замещения (см. рис. 3.8, А).

Структурно-петрографический разрез 82 характеризует область интенсивной структурно-вещественной переработки пород вдоль границы архейского фундамента и нижнепротерозойских образований ятулия (горизонт 1) и сумия (горизонты 2–6). В видимой части разреза (34 м) протерозойские породы подвержены интенсивным деформациям, метаморфизму амфиболитовой фации и охвачены процессами мигматизации, объемной микроклинизации, либо альбитизации, суммарным эффектом которых является общая гранитизация вулканогенно-осадочных пород и выравнивание их петрофизических свойств с кристаллическим гранито-гнейсовым фундаментом. Отмечается идентичная ориентировка стрессовых структур в породах фундамента и чехла в пределах всей периклинали Кужьярвинской антиформы, что отражает структурную гомогенизацию этих двух комплексов (рис. 3.9, Б, В).

Выделены следующие горизонты (разрез в запрокинутом залегании) (рис. 3.9).

1. Толща чередующихся светло-серых кварцитов, биотит-кварцевых и актинолитсодержащих слюдисто-кварцевых сланцев (ятулий) с субслоистыми жилами гранит-аплитов и пегматоидов. Вмещающие метатерригенные породы ятулия неравномерно микроклинизированы, окварцованы и через гибридные разности связаны

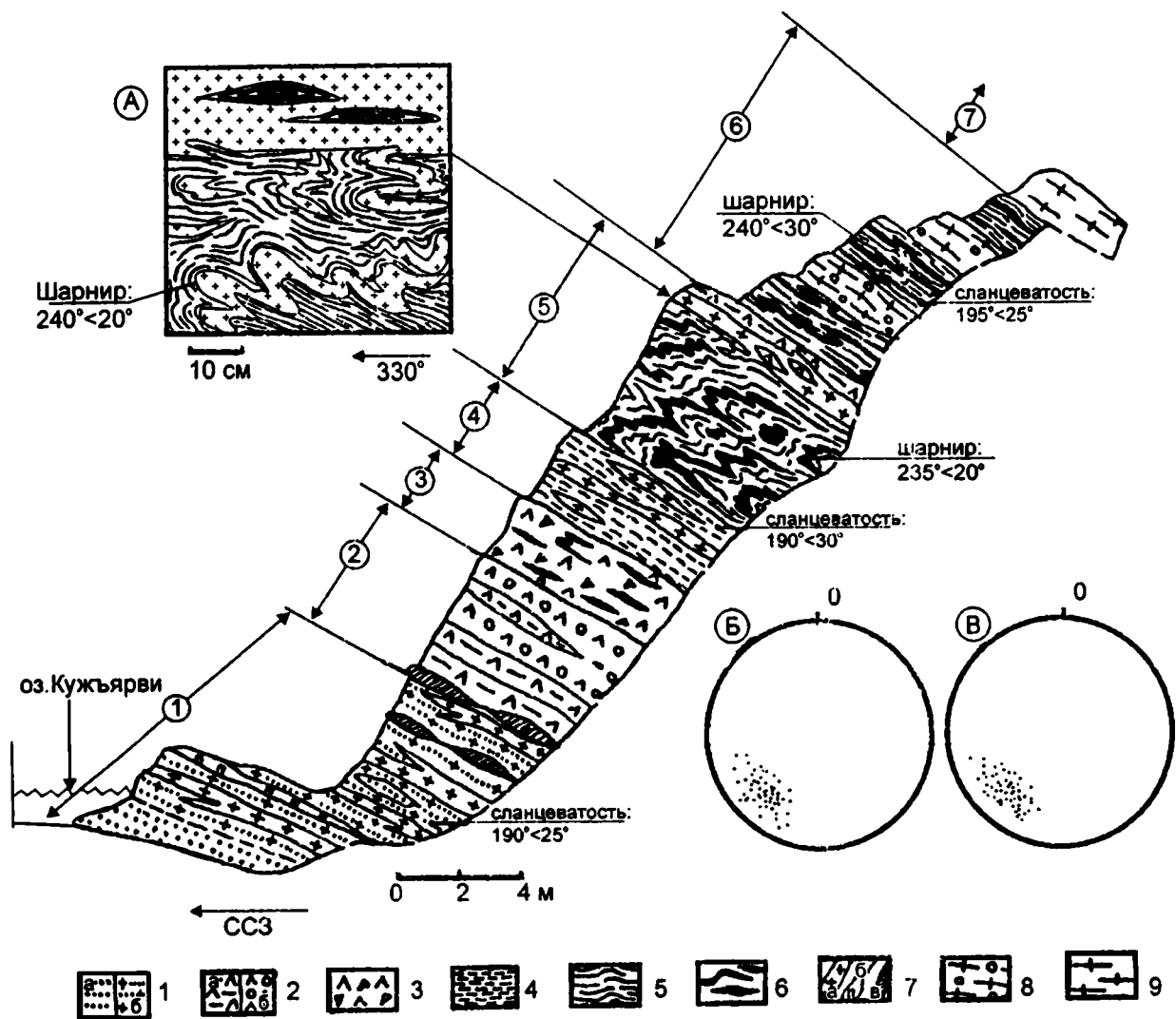


Рис. 3.9. Разрез зоны контакта мигматизированных нижнепротерозойских пород и архейских гранито-гнейсов в западной части оз. Кужьярви стереографические проекции на нижнюю планисферу минеральной и структурной линейности в протерозойских (Б) и архейских (В) образованиях

1 – ятулийские кварцито-песчаники: слабо измененные (а) и интенсивно микроклинизированные и гранитизированные (б); 2 – микроклинизированные и гранитизированные сумийские амфиболиты (а) и гранатовые амфиболиты (б); 3 – микроклинизированные амфиболиты с реликтовыми лавобрекчиевыми текстурами; 4 – кварциты; 5 – биотитовые бластомилониты; 6 – послойные мигматитовые жилы; 7 – жилы аплитов (а), пегматоидов (б) и кварца (в); 8 – гранатсодержащие плагิโอ-гранито-гнейсы; 9 – гранито-гнейсы

постепенными переходами с гранитоидами аплитовидного облика. Для пород этого ряда характерны бластокатаклазитовые, бластомилонитовые, пойкилобластические и перекрещенные метасоматические структуры, инкорпорационные и корродированные контуры зерен. В шлифах, как правило, отмечается несколько минерально-структурных генераций: 1) среднезернистый лепидогранобластовый ориентированный агрегат Акт + Би + Олиг + Кв, соответствующий ранним

метаморфическим преобразованиям; 2) мелкозернистые пятнистые и послойно-прожилковые метасоматические выделения Мик + Мус + (Би) + Кв, корродирующие и замещающие ранние минералы; 3) тонко дезинтегрированные в результате милонитизации и перекристаллизации сланцеватые объемы Аб + Мус + Кл + Хл + Кв, облекающие порфирокласты с реликтами минералов ранних генераций; 4) идиоморфные, часто пойкилобластические, минеральные выделения,

образующие полные, либо незавершенные псевдоморфозы по ранним минералам: Олиг → Эп, Кк или Аб; Би → Мус или Хл; Акт → Кк или Эп; 5) прожилковые гидротермально-метасоматические образования, связанные с карбонатизацией, эпидотизацией и окварцеванием. Процессы микроклинизации, связанные преимущественно со второй стадией минералообразования, проявлены неравномерно: процесс начинается с развития антипертитов; с увеличением интенсивности решетчатый микроклин развивается в межзерновых пространствах, а также образует полные (зерно на зерно) и полиморфные псевдоморфозы по плагиоклазу. Конечным продуктом этих преобразований являются биотитсодержащие аплитовидные граниты.

2. Чередование линз и слоев в разной степени микроклинизированных порфиробластовых гранатовых амфиболитов и гранат-биотит-амфиболовых сланцев. Отмечаются следующие минерально-структурные генерации: 1) реликты линейно ориентированной ($235^\circ \angle 20^\circ$) сине-зеленой роговой обманки чармакитового ряда (псевдоморфно замещается обыкновенной роговой обманкой) в ассоциации с алмандином, биотитом и интенсивно сосюртитизированным олигоклазом; 2) метастабильные минеральные псевдоморфозы микроклина по плагиоклазу, мусковита по биотиту и роговой обманке, межзерновые выделения кварца; 3) средне-тонкозернистый лепидогранобластовый агрегат Би + Аб + Эп + Кв, генерированный в основном процессами развития сланцеватости и биотитизации; 4) идиоморфные выделения и землистые агрегаты эпидота и кальцита, радиальнолучистые и волокнистые агрегаты пластинчатого альбита; 5) кварц-эпидотовые жилки. Содержание метасоматического микроклина в породах варьирует от 1 до 15%.

3. Мигматизированные и биотитизированные темно-серые амфиболиты с линзовидными амфибол-биотитовыми стяжениями и реликтовой агломеративной текстурой. Мигматитовые жилки аплитового состава развиты по сланцеватости и диагонально с образованием птигматитовых складок. Последовательность минералообразования аналогична таковой горизонта 2.

4. Серые биотитсодержащие вторичные кварциты с тонкими послынными жилками и будинами гранит-аплитов. Кварциты отличаются среднезернистой гранобластовой инкорпорационной структурой и гнейсовидной текстурой.

5. Черные биотитизированные амфиболиты с многочисленными птигматитовыми жилами мигматитов, субпослынными жилами аплитов с небулитовыми и реликтовыми включениями амфи-

болитов. Меланосомовая часть мигматизированного горизонта по минерально-структурным особенностям является аналогом горизонта 2; отличие состоит в более интенсивной биотитизации пород в процессе формирования первой минерально-структурной генерации, а также в большей объемной насыщенности амфиболитов лейкосомовой составляющей аплитового состава. В пределах горизонта отмечается нарастание интенсивности пластической деформации, выраженной в развитии дисгармоничных складок течения, каплевидных структур и оторванных замков складок. Во внутренних замковых частях складок сланцеватость имеет секущее положение к мигматитовым жилам, во внешних, – конформное, что свидетельствует о синхронном развитии минеральной сланцеватости, складок течения и мигматитов (рис. 3.9, А). Шарниры складок и минеральная линейность по амфиболу и агрегатам биотита в соответствии с законами синтетектонической кристаллизации взаимопаралельны (рис. 3.9, Б).

6. Черные, интенсивно биотитизированные амфиболиты и биотитовые сланцы – тектониты, аналогичные таковым горизонта 5 – с многочисленными мигматитовыми жилами и крупными линзовидными телами серых гранат-биотитовых плагиогранито-гнейсов. В плагиогранито-гнейсах отмечаются следующие минерально-структурные генерации: 1) Гр + Би + Олиг + Кв + (Рог), образующие лепидогранобластовую основную массу породы с четкой гнейсовидной текстурой; 2) альбитизация плагиоклаза, развитие мусковита, прорастающего биотит; 3) динамометаморфические регрессивные минеральные преобразования, – замещение граната хлоритом с образованием структур “снежный ком”, развитие сосюртитизации, серицитизации и альбитизации плагиоклаза в условиях трансляционного скольжения и образования механических двойников, замещение биотита хлоритом и гидрослюдой по плоскостям пинакоида (скольжения); 4) локальное развитие вторичных кварцитов и кварц-эпидотовых метасоматитов объемного замещения; 5) гидротермальный кварц. Во вмещающем меланосомовом матриксе процессы минералообразования отличаются от описанных выше преобразований амфиболитов практически полным отсутствием микроклина во второй минерально-структурной генерации, которой в данном случае свойствен натровый профиль метасоматоза с развитием альбитизации. По отношению к горизонту 5 интенсивность деформаций нарастает: складки мигматитовых жил более напряженные, – острозамочные, изоклиальные и стрельчатые,

сплюснутые в относительно узкие субслоистые полосы; веретенообразные будинаж-структуры характеризуются значительным превышением межбудинных пространств по отношению к оси удлинения единичной будины.

7. Серые биотит-амфиболовые альбитизированные гранито-гнейсы архея с минеральными генерациями следующих типов: а) ранний метаморфизм – Рог + Би + Олиг + Кв, локальная биотитизация; б) развитие процессов альбитизации, амфиболитизации, реже микроклинизации; в) диафторез – Хл + Эп + Мус + Аб + Кв; г) кварц-эпидотовые метасоматиты; д) жильный кварц. В этих породах отмечаются процессы биотитизации и амфиболитизации: метасоматические амфиболиты и биотит-амфиболовые породы отмечаются вдоль контактов с сумием в виде линзовидных полос в интервале до 100 м от контакта. В амфиболитовых линзах отмечается несколько генераций порфириобласт метасоматического генезиса: роговая обманка прорастается плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, после чего опять происходит метасоматический рост порфириобласт амфибола. В одном и том же амфиболитовом теле имеются признаки амфиболитизации первичного гранитоидного субстрата и, наоборот, – гранитизации амфиболитового вещества. По удалению от контакта к югу и юго-западу в составе архейского фундамента начинают преобладать мигматизированные плагиомикроклиновые гранито-гнейсы.

Таким образом, в данном районе отмечается определенная закономерность в развитии процессов гранитизации. С нарастанием интенсивности деформаций новообразованные гранитоиды приобретают преимущественно плагиоклазовый (альбит) состав (горизонт б); микроклин при этом, имеет тенденцию концентрироваться вдоль тектонизированной границы фундамент/чехол; при детальном изучении видно, что он концентрируется в областях относительной динамической разгрузки напряжений (горизонты 1–3, 5). Калиевый профиль высокотемпературного метасоматоза, тем не менее, отмечается по всему разрезу, – меняются минералы, концентрирующие ион калия: в зонах интенсивных деформаций это биотит и мусковит, в областях относительной разгрузки – калиевый полевой шпат. Используя данные механики, это явление можно объяснить различием ионных радиусов Na и K, из которых Na, имея меньший радиус, более устойчив в условиях стрессовых нагрузок в кристаллической решетке каркасных силикатов, чем K [Чередниченко, 1964]. Содержащие калий биотит и мусковит являются стрессовыми минералами (в понимании

А.И. Чередниченко [1964]), и это определяет их развитие в качестве породообразующих компонентов тектонитов зон интенсивных деформаций.

Исходя из сказанного, можно наметить схему развития минерально-структурных генераций. В целом, отмечается чередование во времени минеральных ассоциаций, формировавшихся в условиях интенсивного стресса, и минеральных ассоциаций, образование которых связано с последующей относительной разгрузкой напряжений. В первом случае развиваются минеральные ассоциации, подчиненные динамотермальным условиям и характеризующиеся присутствием “стрессовых” минералов и соответствующих микрострессовых структур (ранний метаморфизм – генерация 1; диафторез – генерация 3), во втором, – “антистрессовые” минералы без тектонической ориентировки, образующие метасоматические структуры замещения (генерации 2 и 4). Таким образом, развитие структурно-вещественных преобразований представляется как чередование этапов интенсивных деформаций с кристаллизацией устойчивых к стрессу минералов и активацией ряда компонентов, находящихся в качестве активной (во флюидах или ионном состоянии) фазы, и затов последующего снижения тектонических напряжений и развития процессов метасоматоза.

Пример 2. Ханкусьярвинская антиформа. Ситуация, во многом сходная с вышеописанной, отмечена на контакте ятулийских кварцито-песчаников и архейских гранито-гнейсов в области периклинального замыкания Ханкусьярвинской антиформы. По разрезу 116, в полосе шириной ≈ 60 м, наблюдается тонкое (1–20 см) линзовидно-полосчатое чередование микроклинизированных и биотитизированных амфиболитов, микроклинсодержащих слюдистых кварцитов ятулия и плагиомикроклиновых аплитовидных гранитоидных жил. Тела амфиболитов, представляющие собой субвулканические образования ятулия (дайки, силлы), интенсивно рассланцованы и биотитизированы вдоль контактов, окружены ореолами биотитовых бластомилонитов. В центральных частях тел часто сохраняется габбро-диабазовая структура: первичный плагиоклаз замещен волокнисто-шестоватым альбитом, либо микроклин-кварцевым гранобластическим агрегатом; актинолит-биотит-эпидотовые сростки развиты по роговой обманке. По направлению к зальбандам отмечается постепенный переход через сланцеватые линзовидно-полосчатые породы с чередованием кварц-альбит-микроклиновых и актинолит-эпидот-биотитовых слоев в приконтактные хлорит-

биотитовые сланцы. Вмещающие слюдястые кварциты ятулия содержат большое количество (до 20 %) решетчатого микроклина, а также линз и прожилков вторичных кварцитов и аплитов. Особенности строения данного разреза объясняются интенсивной тектонической расслоенностью и вторичной метаморфической дифференциацией. В соответствии с рассмотренными выше принципами, биотитизация развивается в основном на участках концентрации тектонических напряжений – вдоль контактов относительно вязких тел амфиболитов. Центральные части силлов, а также вмещающие относительно однородные кварциты, как правило, охвачены микроклинизацией.

Чередование в разрезе интенсивно биотитизированных высокотемпературных blastsмилолитов и микроклинизированных пород является распространенным в данном районе явлением, пространственно связанным с контактом гранито-гнейсов и вулканогенно-осадочных пород, но исключительно при наличии интенсивных деформаций и тектонической переработки пород. Такие закономерности свойственны и зонам рассланцевания, обрамляющим линзовидные домены фундамента. В частности, Кужьярвинский гранито-гнейсовый домен, ограниченный с юга и с севера зонами рассланцевания и сдвига, в областях контакта с сумийскими и ятулийскими породами опоясывается эндоконтактовыми зонами апогранитовых биотитовых blastsмилолитов, в которых плавают линзы альбитизированных гранито-гнейсов (см. рис. 3.8, А, разрезы 484 и 491). В прилегающих протерозойских образованиях отмечаются явления метаморфической дифференциации, проявленной в чередовании биотитовых blastsмилолитов и в разной степени микроклинизированных и гранитизированных пород. По направлению к северо-востоку Кужьярвинский домен испытывает горизонтальное выдавливание и реализуется в языкообразный покров. Вдоль фронтальной части покрова интенсивность тектонической переработки, а также степень метаморфизма гранито-гнейсов и подстилающих метавулканитов сумия снижаются, в соответствии с чем затухают и процессы гранитизации и биотитизации пород.

Пример 3. Северный берег оз. Кукас. На участках, где зона контакта гранитоидного фундамента и вулканогенно-осадочного чехла совпадает с зоной интенсивных деформаций, возникает в ряде случаев характерная структурно-вещественная зональность. Вдоль северного берега западной части оз. Кукас (разрез 455) выделены следующие структурно-вещественные зоны (рис. 3.10).

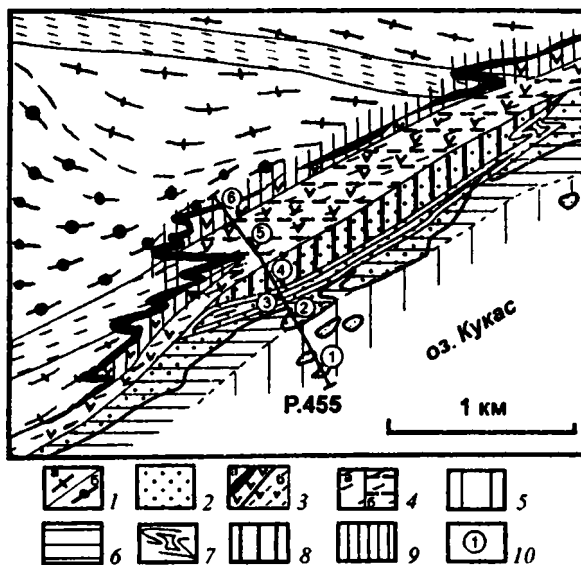


Рис. 3.10. Схема зональности вторичных преобразований в западной части оз. Кукас

1 – гранито-гнейсы (а) и мигматизированные гранито-гнейсы (б) архея; 2 – ятулийские кварцито-песчаники; 3 – сумийские метавулканиты с корой выветривания в основании (черное): а) метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации, б) интенсивно рассланцованные и мигматизированные; 4 – зоны интенсивного рассланцевания (а) и сопутствующего проявления плагиогранитизации (б); 5, 6 – зоны метаморфизма: 5) зона мусковита-хлорита, 6) зона биотита-хлорита; 7–9 – зоны высокотемпературного метасоматоза: 7 – зона микроклинизации и эпидотизации, 8 – зона микроклин-мусковита, 9 – зона микроклинизации и мигматизации; 10 – нумерация структурно-вещественных зон (пояснение см. в тексте)

1. Мусковит-хлоритовая зона зеленосланцевой фации: слабо измененные, часто косослоистые, рассланцованные, серицитсодержащие кварцито-песчаники ятулия.

2. Биотит-хлоритовая зона (120 м): биотит-мусковит-кварцевые сланцы ятулия с порфиробластами биотита, четкой сланцеватостью и мелкими линзами кварца.

3. Зона микроклинизации и эпидотизации (80 м): микроклин-биотит-кварцевые, слюдистокварц-полевошпатовые тонкополосчатые сланцы ятулия с прожилками гранит-аплитов и грейзенизов. Микроклин и эпидот в результате собирательной перекристаллизации часто образуют пойкилобластические порфиробласты, прорастающие сланцеватость.

4. Микроклин-мусковитовая зона (160 м): равномерно эпидотизированные и карбонатизированные микроклин-мусковит-кварцевые сланцы ятулия с линзами вторичных кварцитов и

грейзенизитов. Мусковит замещает более ранний биотит; эпидот и кальцит либо образуют идиоморфные порфиробласты, либо прорастают с замещением основную массу породы.

5. Зона интенсивных деформаций и плагиигранитизации (300 м): интенсивно гранитизированные и биотитизированные гранатовые амфиболиты сумия, чаще преобразованные в Гр-Би-плагиигнейсы, в которых отмечаются небулитовые и линзовидные реликты биотитизированных амфиболитов. Породы интенсивно разлинзованы, будинированы и катаклазированы; полосчатость и гнейсовидность осложнены складками течения и нагнетания, рассечены зонами скалывания и бластеза. В плагиигнейсах отмечаются корродированные, замещаемые биотитом и хлоритом выделения граната и актинолитизированной роговой обманки. Основная масса породы состоит из гранобластического агрегата Аб (Олиг) + Би + Кв, замещающего первичные амфиболиты с разной степенью интенсивности. Более поздними минеральными преобразованиями являются скаполитизация и эпидотизация плагииоклаза, замещение биотита мусковитом, развитие хлорита по амфиболам и магнетита по гранату.

6. Зона микроклинизации и эпидотизации: охватывает приконтактовую область гранито-гнейсов архея с амфиболитами сумия, залегающих на гранитоидном фундаменте с корой выветривания в основании. Гранито-гнейсы фундамента представлены мигматизированными плагиимикроклиновыми гранитами, обнажающимися к северу обширными полями. Свежий решетчатый микроклин этих пород замещает более ранний сильно сосюритизированный олигоклаз. Активность кремнезема отражается в реакционных взаимоотношениях и корродированных контурах биотита и плагииоклаза вдоль контактов с кварцем. Сумийские породы, – слюдистые кварциты метаморфизованной коры выветривания и амфиболиты, – характеризуются высоким (до 10 %) содержанием микроклина и мусковита, замещающего биотит. В северо-восточном направлении зона интенсивных деформаций и рассланцевания отходит в стороны от контакта фундамент/чехол и процессы гранитизации пород, как в самой зоне, так и вдоль контакта постепенно сходят на нет (см. рис. 3.8, рис. 3.10).

Рассмотренная выше структурно-метаморфическая зональность позволяет сделать следующие выводы: а) гранитизация на границе гранито-гнейсов и супракрустальных комплексов (фундамент/чехол) проявляется в условиях интенсив-

ных деформаций вдоль зон рассланцевания; б) в областях максимальной тектонической переработки преобладают метасоматические преобразования натриевого профиля с тенденцией к плагиигранитизации; в) метасоматоз калиевого типа приурочен к бортам зон рассланцевания, являющихся областями разгрузки калия с кристаллизацией микроклина и мусковита.

Пример 4. Ханкусьярвинский покров. Сложный комплекс структурно-вещественных преобразований отмечается не только вдоль крутопадающих сдвиговых зон рассланцевания, но, как мы уже видели на примере 1, в зонах надвигания архейских толщ на породы протерозоя. Рассмотрим еще один пример структурно-вещественных преобразований при формировании тектонических покровов. Ханкусьярвинский языкообразный покров, развивающийся в динамопаре с расположенной южнее левосдвиговой зоной рассланцевания, является характерным примером интенсивной тектонической переработки пород фундамента и чехла, охваченных равноценными в структурном и вещественном отношении преобразованиями (рис. 3.11). Покров, по-видимому, представляет собой лежащее крыло покровной складки, сложенной архейскими гранито-гнейсами, залегающими без значительного тектонического срыва на опрокинутом разрезе ятулийских слюдисто-кварцевых сланцев. Вдоль контакта в виде линз отмечаются базальные конгломераты ятулия.

Кристаллический покров окружен и подстилается экзоконтактовой “рубашкой” новообразованных мигматитов пропитывания (эмбрехитов), которые интенсивно пропитывают породы ятулия. Характерными свойствами этих пород являются: гибридный состав; массивные текстуры; гетеробластовые, пойкилобластовые и метасоматические структуры; наличие межзернового инкорпорационного, замещающего “зерно на зерно”, микроклина; сохранившиеся реликты относительно слабо измененных сланцев. Структурно ниже области гранитизации развиты неравномерно биотитизированные сланцы ятулия, которые тектонически перекрывают серпентинизированные ультрабазиты. Пластина ятулийских сланцев подвержена также наложенным метасоматическим преобразованиям: в средней и верхней экранированной частях пластины развиты актинолит-карбонатные и эпидот-кварцевые метасоматиты, в нижней, вдоль контакта с ультрабазитами, полиметасоматические образования: щелочные антигорит-альбитовые породы, березиты, вторичные кварциты и эпидозиты.

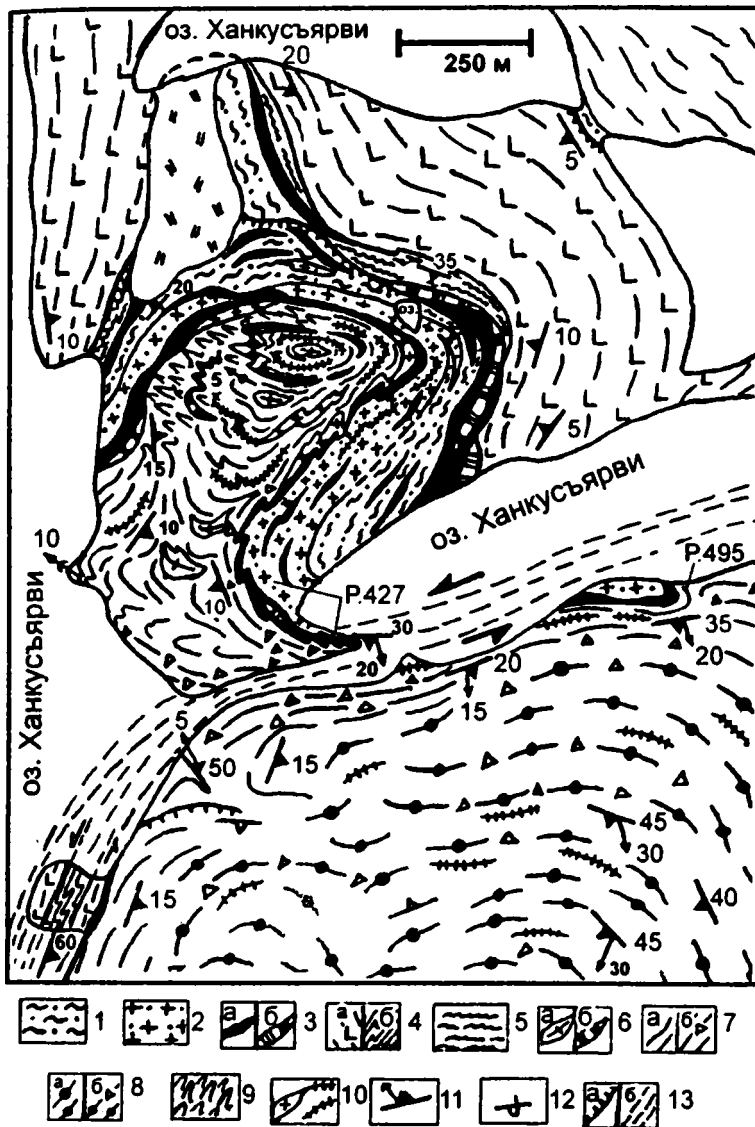


Рис. 3.11. Схема вторичных вещественных преобразований в обрамлении гранитогнейсового покрова Ханкусьярви

1 – биотит-кварцевые сланцы ятулия; 2 – мигматизированные и микроклинизированные ятулийские кварцито-песчаники; 3 – актинолит-эпидот карбонатные метасоматиты (а) и вторичные кварциты (б); 4 – габбро-ультрабазиты: метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации (а) и преобразованные в бластомилониты и зеленые сланцы (б); 5 – альбит-мусковитовые метасоматиты; 6–9 – архейские породы комплекса основания: 6 – реликты плагиогранито-гнейсов (а) и амфиболитов (б), 7 – мигматизированные (а) и бластокатаклазированные (б) гранито-гнейсы, 8 – микроклиновые порфиробластические мигматиты – эвсекситы (а) и бластокатаклазиты по ним (б), 9 – зона мигматитов, образующих колчановидные складки; 10 – жилы гранит-аплитов; 11 – элементы залегания сланцеватости, гнейсовидности и линейности; 12 – опрокинутое залегание слоистости; 13 – тектонические нарушения: надвиги (а) и зона сдвигового перемещения (б)

Архейские образования кристаллического покрова Ханкусьярви представлены биотитизированными и мигматизированными плагиомикроклиновыми гранито-гнейсами, среди которых отмечаются реликтовые тела в разной степени микроклинизированных амфиболовых плагиогранито-гнейсов, тоналито-гнейсов и амфиболитов. Основная масса пород характеризуется проявлением флазерных, порфирокластовых и бластокатакlastических структур, широким развитием пологих зонк расланцевания и биотитизации, а также густой сетью послонных мигматитов и будинированных жил аплитов-пегматоидов. Мигматитовые жилки образуют птигматитовые складки, а во фронтальной части покрова картируется полоса морфологически сложных мигматитов, образующих колчановидные и языкообразные складки, вытянутые по направлению перемещения кристаллического покрова.

На основании петроструктурных исследований эволюция данных пород представляется следующим образом. Первичный субстрат – амфиболовые плагиоклазовые гранитоиды – на этапе тектонической ремобилизации в процессе формирования покрова испытывает интенсивное расланцевание и дифференциацию на слои, в которых преобладает либо биотитизация пород, либо развитие мигматитов (артеритов, птигматитов, колчановидных мигматитов). Субсинхронно с этими процессами, видимо на участках снижения стресса, формируются порфиробластовые мигматиты (эмбрехиты) с метасоматическим ростом мигматобласт микроклина. Развитие процессов тектонического течения в регрессивных условиях приводит к развитию бластокатакlastических и флазерных структур, мигматобласты микроклина деформируются в линзочки, ис-

пытаясь рекристаллизацию и альбитизацию; биотит замещается хлоритом и гидрослюдами. Последующие преобразования приводят к формированию эпидот-кварцевых и актинолит-карбонатных метасоматитов, развитых преимущественно в основании покрова.

К югу от покрова Ханкусьярви, в южном борту сдвиговой зоны, расположен субизометричный в плане крупный без четких границ массив порфиробластических плагиомикроклиновых гранитов (эмбрехитов), формирование которых во многом аналогично мигматизированным гранитоидам Ханкусьярвинского покрова. Их отличие состоит в том, что в данном случае процессы мигматизации проявляются преимущественно за счет роста мигматобласт микроклина, а явления послышной мигматизации и биотитизации имеют подчиненное значение. Данный массив приурочен к центральной части линзовидного домена, ограниченного зонами интенсивных деформаций. Повидимому, геодинамическая позиция данных образований указывает на область снижения тектонических напряжений с развитием однородных слабо структурированных мигматитов – эмбрехитов.

Рассмотренный случай иллюстрирует два крайних типа процессов мигматизации данного района: 1) структурированные послышные мигматиты с сопровождающими их явлениями рассланцевания и биотитизации; 2) массивные порфиробластические мигматиты – эмбрехиты. Первые свойственны областям интенсивных деформаций с субпослойным тектоническим течением вещества; вторые – приурочены к объемам декомпрессии и снижения стресса, что, вероятно, связано не столько с наличием динамически теневых участков, сколько с повышенной пластичностью среды, не способной передавать тектонические напряжения на большие объемы горных масс. Действительно, трудно предположить снижение тектонической нагрузки в основании покрова Ханкусьярви, но, вместе с тем, экранирующее воздействие аллохтонных кристаллических масс могло привести к концентрации высокотемпературных насыщенных калием флюидов в подстилающих породах. Высокая активность флюидной фазы способствовала повышению пластичности пород и перемещению покрова на “флюидной подушке”. При этом во флюидонасыщенной среде основания массива направленный стресс уступает место влиянию объемного давления, что приводит к формированию однородных мигматитов – эмбрехитов. Залегающие структурно ниже биотитизированные сланцы ятулия маркируют зону интенсивных деформаций и отгрузки ряда компонентов, сформировавших

реакционную зону полиметасоматитов вдоль контактов с подстилающими ультрабазитами.

Пример 5. В пределах Северо-Карельской зоны распространены случаи развития реакционных зон на границе пород кислого и основного состава, относительно удаленных от контакта фундамента с чехлом. Эти явления фиксируются картографически появлением зон биотитизации вдоль контактов ятулийских кварцитов и основных пород сумия–сариолия и развитием микроклинизации пород ятулия в структурах замкового отслаивания на контактах с амфиболитами сариолия и сумия (разрез 420) (см. рис. 3.8, А).

Аналогичные процессы отмечаются на микроструктурном уровне для гранитных галек конгломератов, заключенных в амфиболитовый, либо зеленосланцевый метаморфизованный матрикс. По разрезу 74, пройденному вдоль простиранья пачки сариолийских конгломератов, были отмечены изменения интенсивности деформации гранитоидных галек конгломератов, а также коррелирующиеся с этими изменениями повышение или понижение степени метаморфизма (см. рис. 3.8, А, Б). С запада на восток по простиранью конгломератового горизонта отмечается снижение степени деформированности галек и соответствующее понижение степени метаморфизма. Округлые, слабо деформированные гальки в области зеленосланцевой фации представлены биотит- и амфиболсодержащими плагиоклазовыми гранитами с массивной текстурой. Содержание темноцветных минералов до 5%. По мере нарастания деформаций в гальках они испытывают удлинение в эллипсоиды по линейности типа “В” от 100 до 300 %. При этом происходит их обогащение биотитом (до 30 % и более) в краевых частях, а также гранитовая структура постепенно сменяется леподогранобластовой, появляется новообразованная гнейсовидность, конформная и сингенетичная сланцеватости вмещающего матрикса.

Данный пример примечателен тем, что отражает локальные процессы биотитизации и микроклинизации внутри нижнепротерозойской призмы вулканогенно-осадочных пород. Связь с мигматизированными гранито-гнейсами фундамента здесь отсутствует, но все-таки можно констатировать родственную природу преобразований в гальках и в породах фундамента: зависимость интенсивности проявления этих преобразований от деформаций; приуроченность к контактам петрологически контрастных пород; развитие калиевого полевого шпата в областях динамической разгрузки (структуры замкового отслаивания). Из этого можно сделать предполо-

жение: источник вещества, приводящего к преобразованиям такого рода, в частности К, имеет не глубинное происхождение, а связан с вмещающими породами. Перераспределение компонентов определяется геодинамическими факторами, отражающими процесс мегаметаморфической дифференциации (в понимании Н.Л. Добрецова и др. [1970]).

Пример 6. В процессе регрессивных преобразований пород часто сохраняется тенденция выравнивания петроструктурных особенностей различных комплексов на уровне фундамента/чехол, а также в масштабе отдельных слоев. В зонах интенсивного расланцевания новообразованные минералы этапа диафореза (Хл, Мус, Эп, Аб, Акт, Кв), развиваясь по гранито-гнейсам, амфиболитам и слюдисто-кварцевым сланцам нижнего протерозоя, нередко замещают высокотемпературные парагенезы почти полностью. При этом формируются апогранитовые зеленосланцевые бластокатаклазиты и зеленые сланцы, первичная природа которых определяется лишь по реликтовым включениям и порфи-рокластам. В процессе этих преобразований образуются псевдоморфные формы замещения (по гранату, роговой обманке), нередко сохраняются корродированные кристаллы ранних генераций. Минеральный состав новообразованных пород является в целом неравновесным и объединяет критические минеральные парагенезы различных ступеней метаморфизма (от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций), имеющие друг с другом реакционные взаимоотношения.

В породах шовной зоны Кукасозерской структуры, интенсивно "расслоенных" в результате метаморфической дифференциации на стадии прогрессивного метаморфизма, процессы регрессивной флюидно-термальной переработки часто приводят к обратному явлению – гомогенизации пород. На границах слоев разного состава отмечаются реакционные каймы, часто происходит постепенное слияние слоев в одну петрографическую разность: гранат-биотит-амфиболовые сланцы и амфиболиты за счет обмена веществом со слюдисто-карбонатными сланцами образуют вместе с ними породу усредненного состава, напоминающую скарноиды, с нехарактерным для метаморфических пород большим количеством минеральных фаз.

Таким образом, можно отметить, что регрессивные преобразования сохраняют тенденцию предыдущего этапа метаморфизма и происходит последовательное стирание первичных различий фундамента и чехла. В осадочно-вулканогенных комплексах развиваются процессы, затушевы-

вающие первичные литологические признаки не только на минеральном уровне, но и на уровне слоев и пачек.

Обсуждение материала

В данной работе мы не затрагиваем вопросов ранней (архейской) истории Северо-Карельской зоны, так как они не имеют прямого отношения к рассматриваемым здесь проблемам и, кроме того, в настоящее время по этим проблемам существует много разногласий [Воинов и др., 1987; Геохронологические рубежи..., 1972; Глебовицкий и др., 1996; Лебедев, Нагайцев, 1975; Миллер, Милькевич, 1995; Петров, Волошина, 1987; Сыстра, 1991; и др.].

Карельская (Северо-Карельская) граничная область, заложившаяся в позднем архее, в последующем испытала интенсивные структурно-вещественные преобразования и превратилась в узкую шовную зону с интенсивным расплющиванием и продольным тектоническим течением пород фундамента и чехла [Leonov et al., 1996]. Концентрированный характер проявления тектонометаморфических преобразований в пределах Северо-Карельской зоны, по-видимому, связан с реологическими различиями между тектонически расслоенной Беломорской зоной и относительно однородным Карельским массивом [Глебовицкий и др., 1996; Казаков, 1989; Миллер, 1988; Миллер, Милькевич, 1995]. Концентрации напряжений, возможность проявления плотностных и вязкостных инверсий на границе реологически контрастных образований являются важными потенциально-энергетическими факторами граничных зон, которые способны при внешнем воздействии (свекофеннская ремобилизация) обеспечить конструктивные преобразования.

Активные тектонометаморфические преобразования свекофеннского этапа в Северо-Карельской зоне привели к становлению единой для всех комплексов структурно-метаморфической зональности [Воинов и др., 1987; Загордный, Радченко, 1988; Московченко, Турченко, 1975 и др.]. При этом образования кристаллического цоколя были подвижны и подвержены структурным преобразованиям не менее, чем осадочно-вулканогенный чехол. Результатом высокой тектонической мобильности горных масс в пределах шовной области явилось формирование объемов нового складчато-метаморфического слоя, объединяющего тектонически переработанные гранито-гнейсы первичного архейского фундамента и складчатые метапороды протерозойского чехла.

Часть новообразованного слоя, сформировавшаяся за счет чехла, составляет реальное реологическое приращение кристаллического фундамента за счет процессов вертикальной аккреции.

Приведенные данные позволяют наметить главные составляющие элементы процесса формирования новых объемов гранитно-метаморфического слоя в данном регионе.

1). *Структурные преобразования – пластическая деформация.* В ходе свекофеннской тектонической эволюции в результате интенсивных пластических деформаций в породах фундамента и чехла сформировались единые структурные парагенезы (минеральные и структурные виды линейности, минеральная сланцеватость, складки и т.д.), имеющие сходные тектонические ориентировки и геодинамические условия формирования. Единые структурные преобразования фундамента и чехла отражают их гомогенизацию в структурном отношении, что составляет одну из сторон вертикальной аккреции.

2). *Региональный изохимический динамотермальный метаморфизм.* Изменения минерального состава пород в соответствии с существующим термодинамическим режимом, сопровождающиеся их перекристаллизацией, метаморфической микродифференциацией, приводят к преобразованию первичных осадочно-вулканогенных комплексов чехла в кристаллические породы, микроструктурные и реологические особенности которых во многом сходны с характеристиками пород фундамента. В ходе этих преобразований породы фундамента и чехла выравниваются, прежде всего, по степени кристалличности, но их первичный петрохимический состав остается неизменным – сохраняется неравновесная вещественная неоднородность.

3). *Высокотемпературные аллохимический метаморфизм и щелочной метасоматоз.* Рассмотренные выше явления гранитизации и мигматизации пород фундамента и чехла составляют конечную форму процессов вертикальной аккреции, обуславливающих полное структурное и вещественное выравнивание этих комплексов. Новообразованные гранито-гнейсы по петроструктурным и петрохимическим параметрам практически неотличимы от пород древнего фундамента и составляют истинное приращение гранито-гнейсового слоя. Тесно связанные с процессами мигматизации явления амфиболитизации и биотитизации в бластомилонитах отражают обратную сторону процесса гомогенизации, – заложение неоднородностей, связанных с метаморфической дифференциацией. Однако эти формы являются новообразованными и, по су-

ществу, составляют уже новые характеристики приращенного гранито-гнейсового слоя. В то же время, развитие реакционных биотитовых зон на контактах пород кислого и основного состава направлено на внутрiformационное усреднение литогенетических различий нижнепротерозойских комплексов.

4). *Низкотемпературные метасоматические и динамометаморфические (регрессивные) процессы.* Так же как для процессов биотитизации, данные преобразования по отношению к вертикальной аккреции имеют двойкий характер: развитие гомогенизации за счет обмена веществом на уровне слоев и пачек и заложение новых неоднородностей приращенного складчатого-метаморфического слоя.

Приведенный перечень является весьма условным, так как в природе ни один из этих факторов не имеет самостоятельного значения и проявляются они чаще совместно в тесном генетическом взаимодействии. Явления гранитизации проявляются во взаимодействии с процессами структурообразования: формирование однородных мигматитов пропитывания на данной территории происходит в центральных частях доменов, отвечающих ядерным декомпрессионным областям купольных структур; послонные мигматиты локализуются чаще вдоль стрессовых зон сдвигового тектонического течения. Процессы микроклинизации и биотитизации связаны с зонами интенсивных деформаций и подчинены характеру распределения тектонических нагрузок в пространстве. Калишпатизация обычно проявляется в областях или на этапах снижения стресса, а биотитизация – наоборот (см. примеры 1, 3, 4).

Для рассмотренных вещественных преобразований нет четкой грани между изохимическими и метасоматическими процессами. Явления регионального метаморфизма сопровождаются метаморфической дифференциацией на микроуровне с образованием полосчатости, сланцеватости и порфиробласт. Что касается метасоматических преобразований, то можно отметить, что во многих случаях источником вещества для них, по видимому, являлись сами вмещающие породы (пример 5), а характер перераспределения компонентов часто определялся структурным и литологическим факторами: наличием тектонических экранирующих контактов (пример 4) и контактов литологически и реологически контрастных пород (примеры 2, 5). Некоторые минералы, не устойчивые в условиях стресса, испытывают перекристаллизацию и сбрасывают подвижные компоненты в область разгрузки, что способствует возникновению дифференциации в метасоматитах

и породах, испытавших региональный метаморфизм (примеры 1, 3). Все это позволяет говорить о явлениях “тектонOMETAMОРФИЧЕСКОЙ дифференциации” в условиях сложноградиентного в пространстве и во времени поля напряжений.

Таким образом, явления вертикальной аккреции в пределах рассмотренной области определяются генетически взаимосвязанными процессами деформаций и метаморфизма с разноуровневым проявлением метаморфической дифференциации, подчиненной градиенту поля напряжений. В свою очередь, можно предположить, что поля напряжений в значительной мере определялись существовавшими на момент проявления структурно-вещественных преобразований реологическими неоднородностями литологического и термодинамического характера: гетерогенностью первичного состава пород и разной степенью их пластифицированности. Концентрации напряжений вдоль границ комплексов разной реологии и, прежде всего, вдоль контактовой зоны фундамент/чехол во многом определили области максимальной структурно-вещественной переработки пород, т.е. участки наиболее полного развития процессов вертикальной аккреции. Подведем некоторые итоги описания Северо-Карельской зоны.

1) Северо-Карельская структура представляет собой внутриплитную шовную зону с контрастным проявлением процессов деформации и метаморфизма, которые сопровождаются тектонOMETAMОРФИЧЕСКОЙ дифференциацией, калишпатизацией и мигматизацией пород кристаллического фундамента и чехла.

2) В пределах кристаллического цоколя и карельских комплексов отмечается единая структурно-метаморфическая зональность свекофеннского возраста, что определяет их гомогенизацию в структурно-вещественном отношении.

3) Интенсивные структурно-вещественные преобразования в Северо-Карельской зоне привели к формированию нового складчатометаморфического, отчасти гранито-гнейсового, слоя, сформированного за счет переработки чехла. Эти новообразованные объемы горных пород по реологическим особенностям соответствуют породам фундамента и отражают вертикальное наращивание (вертикальную аккрецию) древнего кристаллического цоколя. *Отметим, что явление вертикального аккретирования корового слоя региона (хотя термин этот и не был использован), по-видимому, впервые было отмечено М.М. Лавровым и Л.П. Свириденко в работе [Этапы..., 1973], и именно этим исследователям принадлежит приоритет установления данного феномена.*

4) Проявление вертикальной аккреции определяется рядом генетически взаимосвязанных факторов, из которых можно особо выделить реологическую неоднородность геологической среды, тесное взаимодействие процессов деформации и метаморфизма, широкое проявление тектонOMETAMОРФИЧЕСКОЙ дифференциации. Суть процессов вертикальной аккреции сводится к тенденции выравнивания неоднородностей геологической среды за счет тектонOMETAMОРФИЧЕСКИХ преобразований, в данном случае, – в тенденции к гомогенизации петроструктурных, петрохимических и реологических свойств фундамента и чехла.

Глава 4

Обобщение материала: механизм формирования гранитно-метаморфического слоя и его вертикальная аккреция

В предыдущем разделе было показано, что в Карельском регионе на свекофеннском этапе широко развиты процессы формирования гранитно-метаморфического слоя за счет ремобилизации пород архейского фундамента и нижнепротерозойского проточехольного комплекса. Рассмотрим кратко некоторые общие аспекты проблемы формирования корового слоя Земли, связанные с изложенным материалом.

Наличие гранито-гнейсового слоя и близость к андезиту средневзвешенного состава континентальной коры в целом является фундаментальным свойством континентальной коры [Добрецов, 1980]. Известно [Синицын, 1972], что сиалический (гранитно-метаморфический) слой представляет собой новообразование, сформированное на геологической стадии развития планеты и отражающее в особенностях своего строения специфику этой стадии. Значительный объем (по разным оценкам от 50 до 85 % [Борукаев, 1996; Гаррелс, Маккензи, 1974; Armstrong, 1981; Fife, 1978]) первичной сиалической коры сформирован в архее. В последующие эпохи происходит структурно-вещественная трансформация первичной коры, а также наращивание гранитно-метаморфического слоя за счет возникновения его новых объемов, т.е. процессы гранитизации [Летников и др., 1999] или, несколько шире, – сиализации [Синицын, 1972] корового слоя. Феноменологическая сущность процесса гранитизации, при всех теоретических разногласиях, понимается достаточно однозначно: “...гранитизация – совокупность сложных процессов..., заключающихся в том, что различные горные породы (осадочные, изверженные или метаморфические) под влиянием ряда факторов изменяют свой состав и структуру и превращаются в граниты...” [Петрографический словарь..., 1963, с. 91].

Но нужно отметить, что в конечном итоге возникает не чисто “гранитный”, а “гранитно-метаморфический” слой, имеющий гетерогенное строение, т.е., скорее правы те исследователи,

которые считают, что главным “является не степень приближения состава пород к граниту, а общая петрогенетическая тенденция обогащения пород гранитофильными компонентами в данной части геологического пространства” [Кейльман, Паняк, 1979, с. 69], т.е. сиализация горных масс. Это положение совпадает с мнением, что “главной петрохимической тенденцией при гранитизации являлась дебазификация исходных пород” [Летников и др., 2000, с. 6].

То же самое можно сказать и о сути преобразования магматических и вулканических пород базальтоидного ряда, а также производных от них осадочных пород, которые в конечном итоге вошли или войдут в состав консолидированного гранитно-метаморфического слоя континентов. При этом важное значение приобретают процессы метаморфизма и метасоматоза, в результате которых происходит вещественное изменение пород и в осадочных породах – повышение степени их кристалличности. А эти явления в совокупности приводят к изменению не только вещественного состава, но и реологических свойств породных масс.

В структурно-тектоническом аспекте реологические свойства горных масс являются не менее важным критерием вхождения пород в состав консолидированного слоя, чем их вещественный состав. Как показали работы М.Г. Леонова с соавторами [Кожухарова, Леонов, 1988; Колодяжный, 1992, 1997; Леонов, Колодяжный, Сомин, 1995; Леонов, Колодяжный, Соловьев, 1995], способность горных пород к объемному тектоническому течению в твердом состоянии или к “реидной деформации (во всем многообразии форм ее проявления) – есть основная и наиболее характерная форма реализации тектонической жизни консолидированной коры, к тому же тесно связанная с процессами ее вещественной трансформации [Колодяжный и др., 1996; Леонов, 1988; Леонов, Кожухарова, 1990; мн. др.]

К этому надо добавить, что при гранитизации в результате реакций обмена между двумя разли-

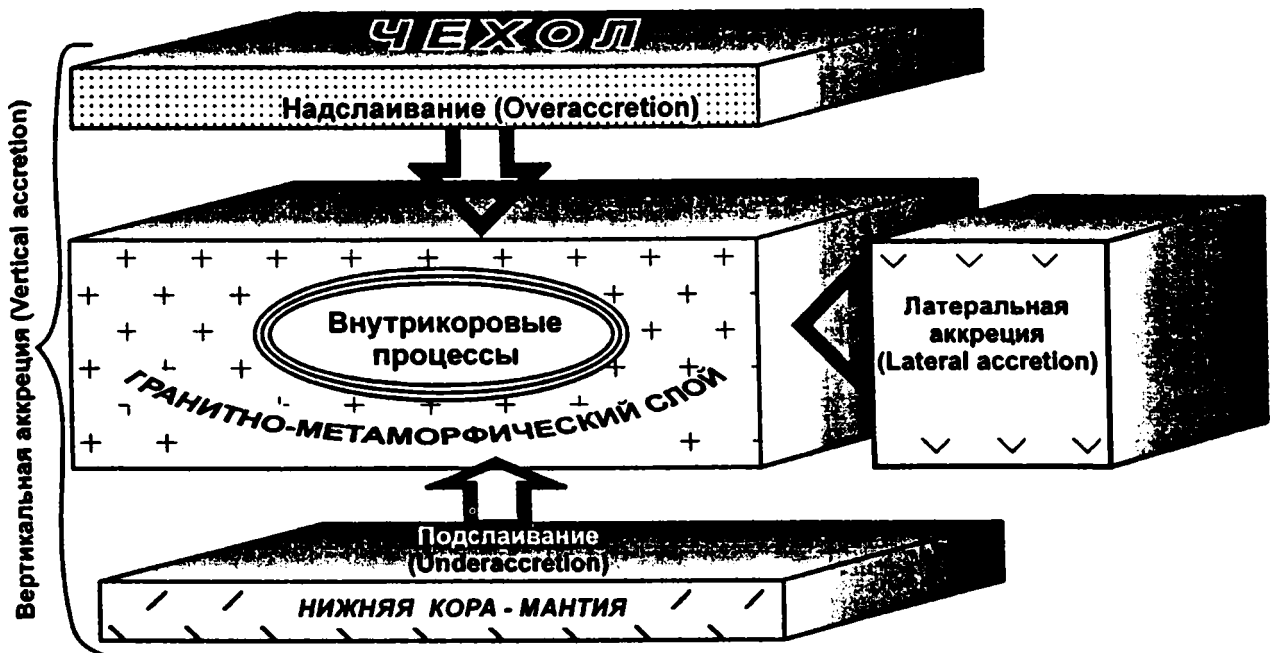


Рис. 3.12. Схема аккрецирования корового слоя континентов. Пояснения см. в тексте

ными типами пород происходит их взаимное объемное замещение. При этом [Летников и др., 1988] процесс может идти с уменьшением или увеличением объема породы, в зависимости от состава исходных пород. В частности, когда процессы гранитизации развиваются по ультраосновным и основным породам, величина прироста объемов весьма существенна и составляет от 6 до 36 %. Таким образом, "... процесс гранитизации магматических пород основного состава ... приводит к снижению плотности вновь образованного субстрата и идет с приращением объема" [Летников и др., 1988, с. 260].

Формирование новых объемов гранитно-метаморфического слоя, изменение его мощности и внутренних петроструктурных и реологических свойств связано с комплексом эндогенных и экзогенных факторов (седиментационных, магматических, структурно-метаморфических), в результате которых происходит [Борукаев, 1996; Синицын, 1972; Lowman, 1989]: 1) латеральное приращение новых порций сиалического материала или "латеральная аккреция" (lateral accretion); 2) вертикальное наращивание сиалического слоя или "вертикальная аккреция" (vertical accretion) (рис. 3.12). Последняя осуществляется за счет подслаивания снизу (underplating, underaccretion), наслаивания сверху (overplating, overaccretion) и внутрикоровых про-

цессов (intraplating, intraaccretion). Явление латеральной ("аллохтонной") аккреции интенсивно изучается в парадигме тектоники плит, и здесь достигнуты блестящие успехи. Меньше внимания уделяется процессам "автохтонных" (т.е. независимых от наличия или отсутствия латеральных перемещений литосферных плит или их крупных фрагментов) механизмов структурно-вещественной трансформации горных масс и вертикального аккрецирования консолидированной коры. Именно этот аспект проблемы рассмотрен в предлагаемой работе на примерах, отражающих взаимодействием двух оболочек земной коры Карельского региона: кристаллического фундамента и вулканогенно-осадочного про-топлатформенного чехла.

Мы не ставили своей целью дать монографическое описание всего комплекса явлений, связанных как с гранитизацией (сущность которой рассмотрена в работах Д.С. Коржинского, Ф.А. Летникова, М.И. Кузьмина, В.А. Жарикова, Дж. Пирса, Б. Чепела и А. Уайта, Л.В. Таусона, Л.П. Свириденко, в книге "Геохимическая эволюция..." и во мн. др.), так и с вертикальной аккрецией корового слоя Карельского массива. Наша цель была скромнее – на конкретных примерах показать геологическое выражение и роль некоторых процессов структурно-вещественной переработки пород кристаллического фундамента

и чехольного комплекса, направленных на приобретение ими общих петрофизических, петрохимических и структурно-реологических свойств и, как следствие, приводящих к вертикальному наращиванию консолидированного корового слоя, т.е. к его вертикальной аккреции.

Мы рассмотрели некоторый объем фактического материала, который касается процессов структурно-вещественного и вещественного преобразования горных масс, приводящих к изменению их состава и реологических свойств, а также к сиализации и (или) гранитизации верхнекорового слоя и обратили внимание на некоторые, с нашей точки зрения важные, структурно-тектонические закономерности хода этого процесса и постарались дать представление о его геологическом выражении в разных структурах и геодинамических обстановках Карельского массива. При этом мы сознательно ограничились рассмотрением “автохтонных” механизмов формирования гранитно-метаморфического слоя, т.е. тех механизмов, которые действуют *in situ*, независимо от наличия или отсутствия латеральных перемещений горных масс в масштабе литосферных плит или их фрагментов, так как эта сторона вопроса прекрасно разработана в рамках новой глобальной тектоники.

В пределах областей с уже сформированной корой, к коим относится Карельский массив, начиная, по крайней мере, с начала протерозоя, проявлены процессы локальной, но захватывающей значительные территории сиализации и гранитизации архейских и протерозойских комплексов различного состава, в результате которой формируются новые объемы гранитно-метаморфического слоя.

Явление вертикального аккрецирования верхнекорового слоя связано (в контексте данной работы) с проявлением двух групп тесно взаимосвязанных процессов: сиализации и собственно гранитизации. Сиализация – понятие более общее и включает в себя весь комплекс процессов, при которых валовые минералогический и химический составы пород смещаются в сторону состава и структуры собственно сиализического слоя. Гранитизация – это совокупность процессов, приводящих к формированию пород собственно гранитного ряда. Эти две стороны процесса вертикального аккрецирования могут проявляться самостоятельно, но могут быть тесно взаимосвязаны и переплетены, дополняя друг друга. Их результат сходен – это повышение кристалличности вещества, его гомогенизация, приобретение горными породами определенных реологических характеристик. В принципе при

процессе сиализации и гранитизации происходит уменьшение разброса всех параметров в породах, в сравнении с породами субстрата, что приводит к выравниванию состава и общей гомогенизации материнских пород при однотипно направленных изменениях химического состава: постепенном возрастании SiO_2 и K_2O и уменьшении содержания всех мафических компонентов, т.е. налицо общая сиализация горных масс.

Учитывая литературные материалы [Геохимическая эволюция..., 1993; Добрецов, 1980; Жариков, 1987; Летников, 1995; Минц и др., 1996; Раген, 1979; Свириденко, 1980; и мн. др.] и наши данные, можно отметить, что гранитизация включает в себя: 1) перекристаллизацию и метаморфическую дифференциацию, обуславливающие расслоение пород на мелано- и лейкосомовую составляющие; 2) локальный метасоматоз (биметасоматоз) с ремобилизацией межзернового флюида и перераспределением компонентов в замкнутом объеме (на уровне слоев и пачек); 3) метасоматическое преобразование гетерогенного субстрата под воздействием гранитизирующих флюидных потоков; 4) возникновение межзернового анатектического расплава в результате селективного плавления; 5) отжим межзерновых выплавов и агрегацию расплава в жилы и прожилки (образование мигматитов); 6) образование небольших тел автохтонных гранитных расплавов в результате магматического замещения прежних пород и их последующую кристаллизацию.

Приведенный перечень весьма условен, так как в природе ни один из этих факторов не имеет самостоятельного значения, и проявляются они чаще совместно в тесном парагенетическом взаимодействии. Нет четкой грани между изохимическими и метасоматическими процессами. При этом практически все вещественные преобразования связаны со структурными (в особенности, – с пластической деформацией). Повидимому, из отмеченных составляющих процесса гранитизации, такие явления, как перекристаллизация, метаморфическая дифференциация и локальный метасоматоз, характеризуют подготовительную субизохимическую стадию, в рамках которой создается новая структура метаморфического комплекса, благоприятная для последующих преобразований: повышается проницаемость пород. Появляется структурно-вещественная гетерогенность (в частности, – расслоенность), которая обуславливает высокую концентрацию напряжений в одних объемах и декомпрессию – в других. Образуются области динамического “отжима” и декомпрессионного “всасывания”. Возникают условия для локально-

го селективного плавления в зонах разгрузки, и значительно возрастает подвижность компонентов системы. При этом фоновый температурный режим, по-видимому, не достигает точки плавления гранитов и процессы гранитизации ограничены автохтонными преобразованиями среды, основной объем которой находится в субсолидном состоянии. Возможно, существенную роль играет процесс “механического плавления”, при котором порода, не переходя в термодинамический расплав “...будет обладать всеми свойствами квазирасплава и характеризоваться в целом нулевым сопротивлением сдвигу... На этой стадии породы без расплавления переходят в пластичное состояние..., создавая причудливую и трудно поддающуюся структурному анализу всеобщую картину деструктурирования породы” [Летников, 1995, с. 262–263].

Главное свойство такой среды – способность к пластическому течению (реидной деформации), которое является неотъемлемой частью данных процессов и сопровождает их от начальных до конечной стадий процесса. Совместное и генетически взаимосвязанное проявление пластической деформации и вещественных преобразований [Аввакумов, 1986; Болдырев, 1982; Бриджмен, 1955; Леонов, Кожухарова, 1990; Леонов, Колодяжный, Соловьев, 1995; Молчанов и др., 1988; Паталаха, Лукиенко, 1986; Хайнике, 1987; Чередниченко, 1964; Чиков, 1988; и мн. др.], в том числе, как мы видели, и процессов сиализации и гранитизации (реоморфизм), отражается в их корреляционной зависимости, что фиксируется по ряду признаков (метаморфическая дифференциация и перекристаллизация, деформация и отжим малых объемов межзерновых выплавок, образование мигматитов, перераспределение компонентов согласно градиенту напряжений и др.).

Возможно, существенную роль играют механохимические процессы, которые приводят к возникновению микрообъемов расплава за счет энергии механических процессов (в частности, – пластической деформации). Проявляется и дискретная (макро-) гранитизация, выраженная в мигматизации горных пород. Процессы мигматизации и объемной гранитизации взаимосвязаны и взаимообусловлены. По всей видимости, поскольку мигматизация практически не проявляется без объемной гранитизации [Судовиков, 1964], ее начало связано с селективным межзерновым плавлением и дальнейшей сепарацией – концентрацией расплава в процессе его отжима в ослабленные зоны.

Форма проявления того или иного механизма гранитизации, по-видимому, зависит, от типа на-

пряженного состояния гранитизируемого объема пород. Можно предварительно высказать положение, что гранитизация не является следствием гранитоидного магматизма, а, напротив, – гранитоидный магматизм является конечным проявлением процесса объемной метасоматической гранитизации с возникновением малых объемов расплава. “Гранитизация – подготовительный процесс по отношению к последующему плавлению, которое может и не реализоваться в зависимости от уровня зрелости изначальной структуры и от геодинамического режима литосферного блока” [Летников и др., 1988, с. 14], – этот тезис находит полное подтверждение в рассмотренном материале.

В процессе гранитизации выделяются две стадии: плагиоклазовая и микроклиновая [Геохимическая эволюция..., 1993]. Однако их смысл, по всей вероятности, может быть двояким. В одних случаях – это временная последовательность процесса, когда микроклиновая стадия следует за плагиоклазовой, как это описано для беломорского комплекса [Геохимическая эволюция..., 1993]; в других – процесс делится как бы на две одновременные ветви: плагиогранитизация приурочена к зонам (или этапам) сжатия и повышенных напряжений, а калиевый метасоматоз – к этапам (или зонам) общего растяжения и понижения напряженного состояния горных масс. Таким образом, можно говорить о существовании натрового и калиевого профиля гранитизации, проявление которых зависит от общей эволюционной направленности процесса, но может контролироваться и типом напряженного состояния горных масс [Иванкин, 1985]. Эта тенденция прослеживается и на структурно-минералогическом материале. Так при высокотемпературном калиевом метасоматозе, как показано на примере Северо-Карельской зоны, при смене режима напряженного состояния меняются минеральные формы, концентрирующие ион калия. В зонах относительно интенсивного сжатия – это биотит и мусковит, в зонах относительной разгрузки напряжений – калиевый полевой шпат.

Изложенный материал, дополненный литературными данными [Аввакумов, 1986; Болдырев, 1982; Бриджмен, 1955; Леонов, Кожухарова, 1990; Леонов, Колодяжный, Соловьев, 1995; Молчанов и др., 1988; Молчанов, Юсупов, 1981; Мясников и др., 1986; Паталаха, Лукиенко, 1986; Петерс, 1966; Флинн, 1967; Хайнике, 1987; Чередниченко, 1964; Чиков, 1988;], позволяет рассматривать пластическую деформацию в качестве одного из энергетических (механохимических) факторов метаморфизма и считать, что

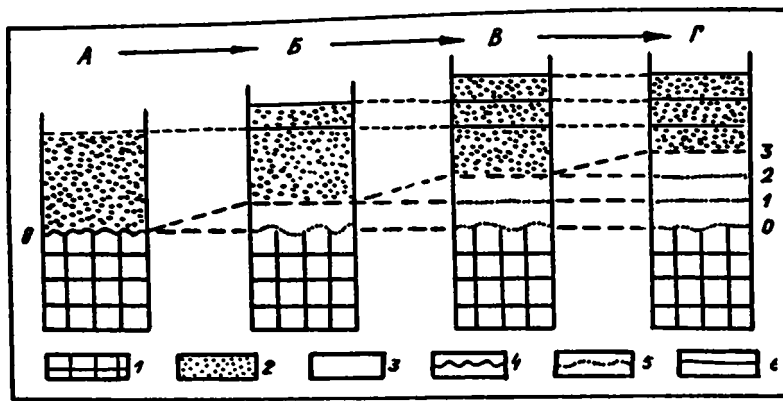


Рис. 3.13. Схема вертикального аккрецирования верхнекорового слоя за счет действия петроструктурно-реологического и М-инфильтрационного аттракторов. Пояснения см. в тексте

1 – “первичная” консолидированная кора; 2 – осадочный чехол; 3 – объемы вновь образующегося “аккрецированного” корового слоя; 4–6 – границы: 4 – “первичного” корового слоя и осадочного чехла, 5 – новых объемов консолидированной коры, 6 – последовательно возникающих осадочных комплексов; А–Г – стадии процесса вертикальной аккреции; 0–3 – объемы аккрецированной коры, соответствующие стадиям А, Б, В, Г

деформационный (кинематический) фактор существенно влияет на ход метаморфических процессов и, следовательно, на процесс сиализации и, весьма вероятно, гранитизации корового слоя. Из этого следует, что *деформация – это не только следствие определенного напряженного состояния и реологии среды, но и фактор создания консолидированного гранитно-метаморфического слоя*. В большинстве рассмотренных примеров было отмечено, что в результате интенсивных пластических деформаций сформировались единые для пород фундамента и чехла структурные парагенезы (минеральные и структурные виды линейности, минеральная сланцеватость, складки и т.д.), имеющие сходные тектонические ориентировки и геодинамические условия формирования. Структурная гомогенизация фундамента составляет одну из главных сторон вертикальной аккреции.

С этим положением перекликаются данные, которые свидетельствуют, что в условиях “давление + сдвиг” в горных породах происходит окисление газов вследствие синтеза воды и углекислоты, а также разогрев, метаморфизм, метасоматоз и гранитизация горных масс [Иванкин, 1985]. Более того, “...петрографически доказывается одновременность протекания и единство процессов деформации, перекристаллизации и метасоматоза пород, что свидетельствует... о тесном взаимопереплетении механохимических и кристаллизационных явлений” в широком диапазоне температур [Иванкин, 1985, с. 8].

Процессы структурно-вещественной трансформации наиболее интенсивно проявляются в зонах контакта фундамента и чехольного комплекса. Здесь в силу сопряжения контрастных реологических сред возникает область максимальной концентрации и ускоренной разрядки напряжений, что способствует активизации процесса. Область контакта фундамент/чехол является петроструктурно-реологическим аттракто-

ром, стимулирующим вертикальное аккрецирование корового слоя континентов. При этом в нижней части чехольного комплекса породы претерпевают структурно-метаморфические преобразования и переходят в категорию метаморфических пород, приобретая характерные для консолидированного фундамента состав, кристалличность и реологию. В результате происходит наращивание метаморфического слоя и, как следствие, смещение физической (вещественной и реологической) границы консолидированной коры вверх по разрезу, т.е. фиксируется ее вертикальная аккреция. С течением времени, в результате последовательного наращивания новых объемов консолидированной сиалической коры, аттрактор – граница чехол/фундамент – перемещается вверх по разрезу и процесс повторяется снова и снова. В результате возникает “псевдослоистая” структура земной коры (рис. 3.13) с некими “поверхностями-фантомами”, которые отражают не столько структурно-вещественные различия, сколько временные границы внутри корового слоя. Возможно, именно эти границы находят отражение в слоистой структуре сейсмических разрезов верхнекорового слоя.

Существует, по-видимому, еще один мощный аттрактор, стимулирующий дискретную возобновляемость процесса “континентализации” базитовой коры [Яковлев, 1998, 1999]. Этот процесс стимулируется метаморфогенной инфильтрацией (М-инфильтрацией) газовой-водных флюидов, которая связана с зеленокаменным метаморфизмом (гидратацией) погребенных базальтоидов и их метаморфических аналогов – гранулитов и гнейсов – и захватывает верхние горизонты гранулит-гнейсовой континентальной или базитовой океанической коры, а также, вероятно, и мощные толщи базальтов, изливающихся на континентах. М-инфильтрация, по данным Л.Е. Яковлева [1999], приводит к сиализации и

кратонизации земной коры, проявляется дискретно во времени и пространстве, но только при наличии относительно мощного осадочного чехла (не менее 2–3 км), в котором развиваются достаточно высокие флюидные давления. Область нисходящей М-инфильтрации может достигать глубин в 8–10 км и более. По данным цитируемого автора, в континентальных осадочных бассейнах с мощным чехлом и меланократовым основанием “с возбуждением такого потока связана активизация тех геологических процессов, которые особенно чувствительны к флюидному и термическому режиму недр – это процессы литогенеза, теплопереноса и *механических деформаций*. Становится возможным *алютигенный метаморфизм...*” (курсив наш).

Из сказанного можно сделать, по крайней мере, три важных для разбираемой проблемы вывода: 1) основной уровень вещественных преобразований, связанных с действием М-инфильтрации, – это пограничная область фундамент/чехол; 2) зона М-инфильтрационной вещественной перестройки горных масс и их континентализации совпадает с зоной действия структурно-реологического аттрактора, что еще раз подчеркивает единство и взаимообусловленность структурных и вещественных преобразований; 3) критическая мощность осадочного чехла и наличие контакта резко разнородных породных масс (фундамента и чехла; базитов и осадочных пород) являются в совокупности факторами процесса сиализации.

Все сказанное заставляет полагать, что именно взаимодействие двух мощных геологических факторов: структурно-реологического и М-инфильтрационного делает возможным многофазную, дискретную в пространстве и во времени вертикальную аккрецию сиализического корового слоя. Вертикальная аккреция осуществляется: 1) за счет преобразования базитовой коры; 2) в результате приращения к относительно древнему фундаменту все новых и новых объемов преобразованного структурно-метаморфическими процессами вулканогенно-осадочного чехла.

Процесс собственно гранитизации при этом может и не иметь места. Гранитизация наступает несколько позднее и реализуется далеко не повсеместно, что и подтверждается относительно небольшими объемами собственно гранитизиро-

ванных масс в сравнении с объемами метаморфических пород. Возникающие при этом “гранитные” и “метаморфические” минеральные комплексы отражают разные стадии и ветви процесса сиализации верхнекорового слоя.

Оформление этого “промежуточного” слоя в качестве новой породной ассоциации и составной части консолидированной коры происходит позднее, чем накопление вышележащих пород плитного чехла. Из этого вытекает факт нарушения привычной последовательности событий: сначала формирование фундамента, потом чехольного комплекса. Возможны, как мы видим, и иные соотношения: древний фундамент ⇒ чехол ⇒ новый фундамент (возникший за счет материнских пород древнего фундамента и нижней части чехольного комплекса). Происходит смещение физической (петроструктурно-реологической) границы фундамент/чехол вверх по разрезу земной коры, т.е. ее вертикальная аккреция.

При этом важно подчеркнуть, что в геосторическом смысле и фундамент и чехол, а также граница между ними остаются на своих местах, но в реологическом (структурно-вещественном) отношении эти понятия становятся достаточно условными. Новообразованный за счет чехла коровый слой не может быть отнесен в чистом виде ни к фундаменту (мешают геосторические условия его формирования), ни к чехлу (он приобретает реологические свойства фундамента), что дает основания рассматривать его как самостоятельный комплекс, связанный с обособленной группой геологических процессов, охваченных понятием “вертикальная аккреция”. При этом процесс аккреции сопровождается не только наращиванием новых объемов гранитно-метаморфического слоя за счет их структурно-вещественной трансформации, но и за счет значительного увеличения объема метаморфизируемых и (или) гранитизируемых пород, что связано с рядом серьезных геодинамических следствий [Летников и др., 1988, 1999], но это предмет иного исследования. Приведенный материал свидетельствует, что вертикальное аккремирование земной коры за счет комплекса структурно-вещественных преобразований – процесс реальный и он отражает одну из сторон фундаментального геологического явления, а именно, формирования гранитно-метаморфического слоя континентов.

Часть четвертая

Общие закономерности геодинамики Карельского массива: гипотезы и предположения

Основной объем (от 50 до 85 %) сиалических литосферных плит, или – лучше сказать – сиалических масс, по-видимому, сформирован в раннем докембрии в приэкваториальном поясе [Глуховский и др., 1994]. В последующем литосферные плиты перемещались в пространстве по сложной траектории на сотни и тысячи километров, пока не заняли своего современного положения. Но если литосферные плиты переместились на столь значительные расстояния, то логично предположить, что эти движения должны найти отражение в проявлении внутриплитных структурных, структурно-метаморфических и тектономагматических преобразований.

Действительно, как мы убедились на примере Карельского массива, породы кристаллического основания древних кратонов испытывают структурные и вещественные преобразования, отражающие последовательную смену геодинамических режимов и изменение внутриплитного структурного плана. Главной формой тектонических движений при этом является реидная деформация, т.е. деформация объемного течения горных пород в твердом и квазипластическом состоянии, сопровождаемая комплексом вещественных (метаморфизм, плавление, гранитизация) преобразований. Не будем аргументировать здесь этот тезис, так как он подтвержден на большом фактическом материале, который опубликован нами и другими исследователями в ряде статей. Конечным результатом является формирование гигантской горизонтальной кристаллической протрузии типа “матрешки” (telescope structure), коей и является Карельский массив (см. рис. 2.25–2.27). Подобный механизм формирования структуры массива и пространственного расположения его парагенетических ансамблей находит подтверждение и при моделировании на центрифуге [Jackson, Talbot, 1989]. На рис. 2.27 прекрасно видно сходство структурного рисунка Карельского массива и модели,

образование которой обусловлено пластическим перетеканием материала.

Этапность формирования структурно-тектонического плана территории коррелируется с этапами вещественного преобразования пород (магматизмом и метаморфизмом) [Проскураков и др., 1993]. При этом характерной чертой геодинамики региона, не нашедшей должного отражения в геодинамических моделях, является чередование эпох растяжения и сжатия, которые фиксируются особенностями проявления деформационного, метаморфического и магматического процессов. Изучение Карельского массива и анализ общих закономерностей развития докембрийских масс позволяют предложить следующую модель внутриплитных процессов и вызвавших их причин.

Саамский (более 3200 млн лет [Проскураков и др., 1993]) *этап* (рис. 4.1, I). Крупноячейная конвекция тонкой мобильной литосферы, первичная дифференциация базальтовой коры с выплавлением тоналит-трондьемитовых серий и формированием “изометричных” в плане объемов первичной сиалической коры; тектонические условия определяются скупиванием и всесторонним сжатием; сдвиговая компонента, вероятно, отсутствует; в конце этапа начинает формироваться осадочный чехол.

Лопийский (3200–2600 млн лет [Проскураков и др., 1993]) *этап* (см. рис. 4.1, II). Смена крупноячейной конвекции на мелкоячейную [Хаин, Божко, 1988]; начало латеральной миграции сиалических масс от приэкваториальной зоны к приполярным; формирование зеленокаменных трогов в условиях трансенсии (сдвига с растяжением) и структур пластичного спрединга с проявлением вначале кислого (начало растяжения сиалических масс), а затем основного (по достижении глубинных горизонтов литосферы) вулканизма и сопровождающих вулканизм вулканогенно-осадочных серий.

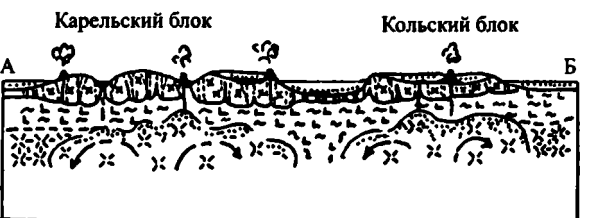
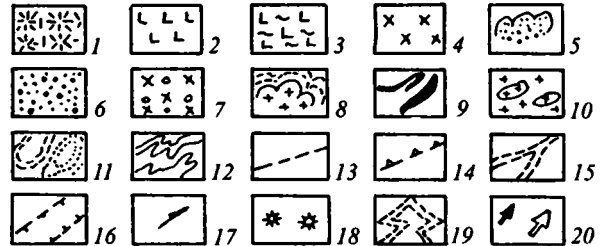
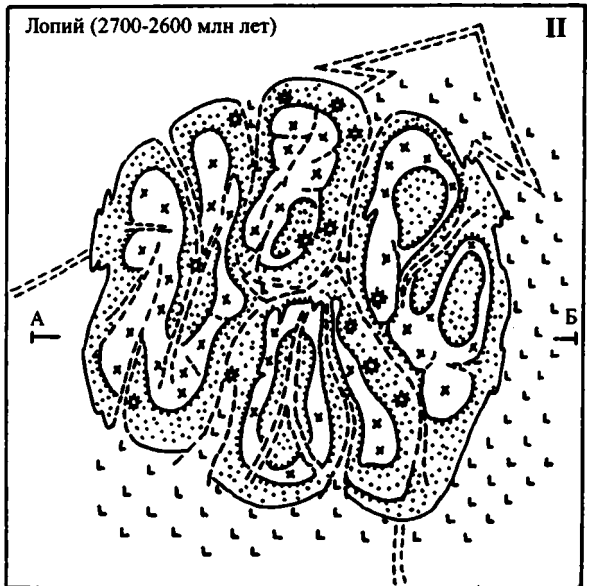
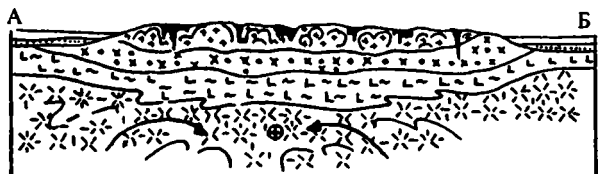
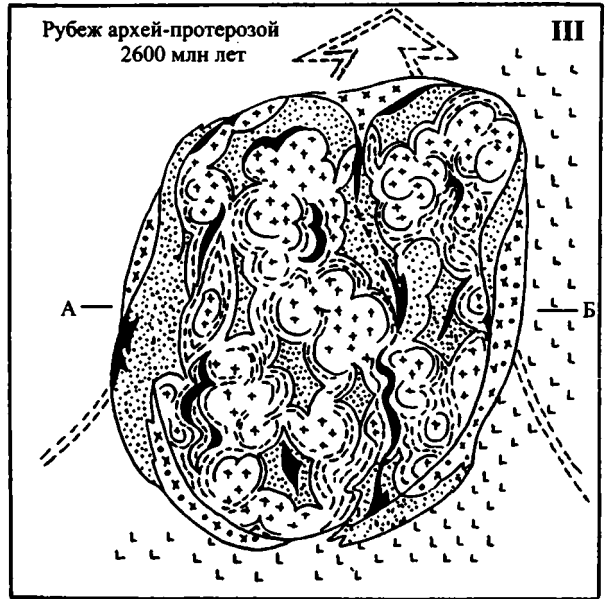
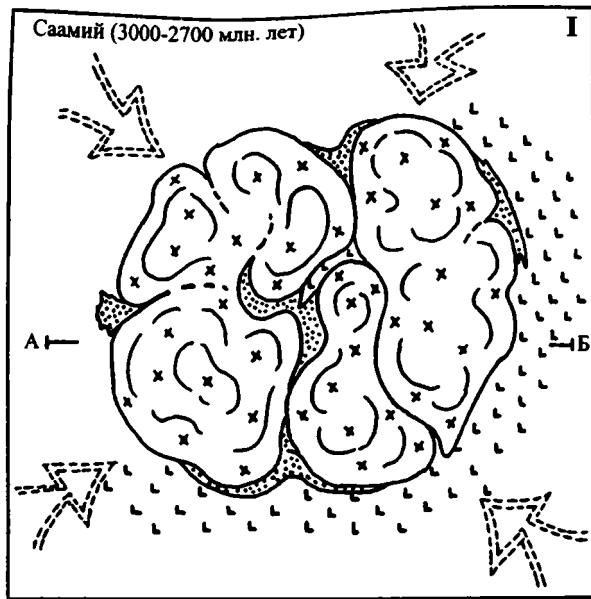


Рис. 4.1. Последовательные стадии (I-VII) тектонической эволюции Карельского массива. Координаты ориентировки перемещения масс соотнесены с настоящим моментом и являются для этапов I-V условными. Также условно выделение единственной сиалической массы

1 – деплетированная астеносферная мантия; 2 – “первичная” кора мафического профиля; 3 – деплетированная мафическая кора (в последующем – “базальтовый” или “гранулит-базитовый” слой); 4 – первичный сиалический слой тоналит-трондьемитового состава; 5 – первичные выплавки кислого материала; 6 – осадочные и вулканогенно-осадочные образования; 7 – “гранулит-гнейсовый” (диоритовый) слой; 8 – “гранито-гнейсовый” слой; 9 – реликты зеленокаменных трогов; 10 – выступы гранито-гнейсового основания; 11, 12 – структурные линии внутри: гранито-метаморфического слоя (11) и осадочно-вулканогенных серий (12); 13 – разрывы; 14 – надвиги; 15 – осевые зоны зеленокаменных трогов; 16 – грабены; 17 – направление сдвигов; 18 – центры вулканических извержений; 19 – генеральное направление движения астеносферных и литосферных масс; 20 – локальные направления движения литосферных масс

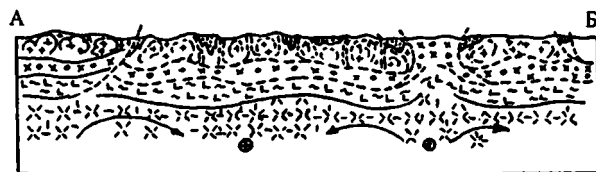
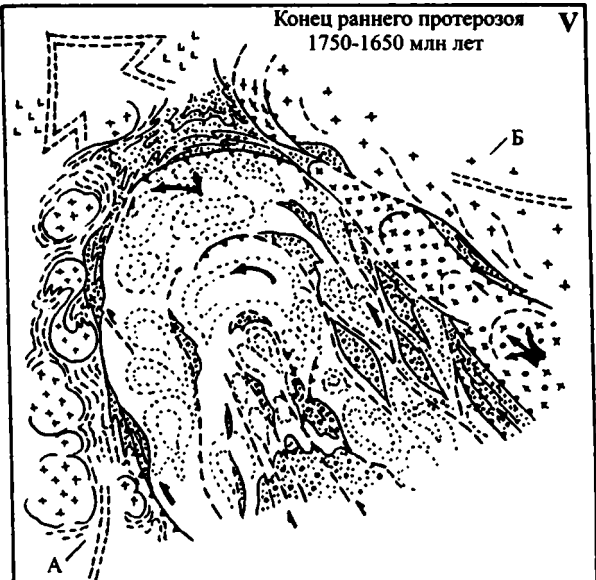
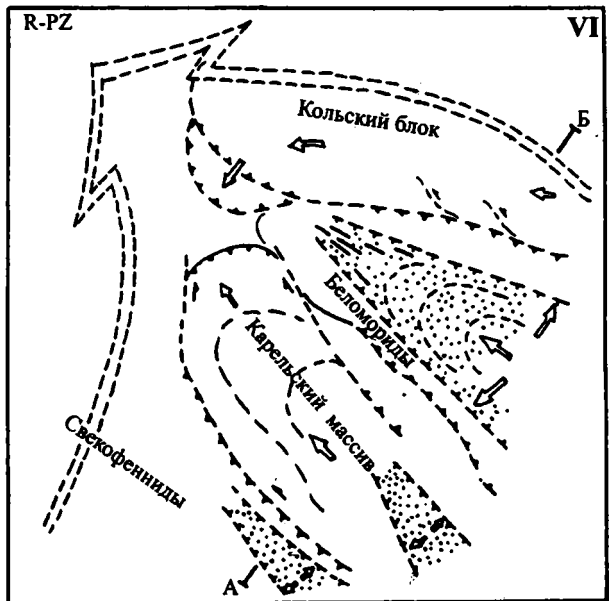
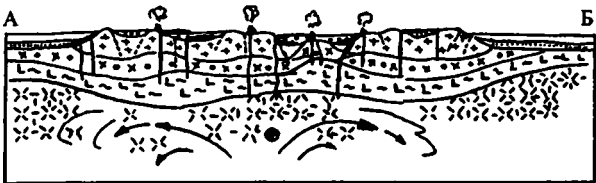
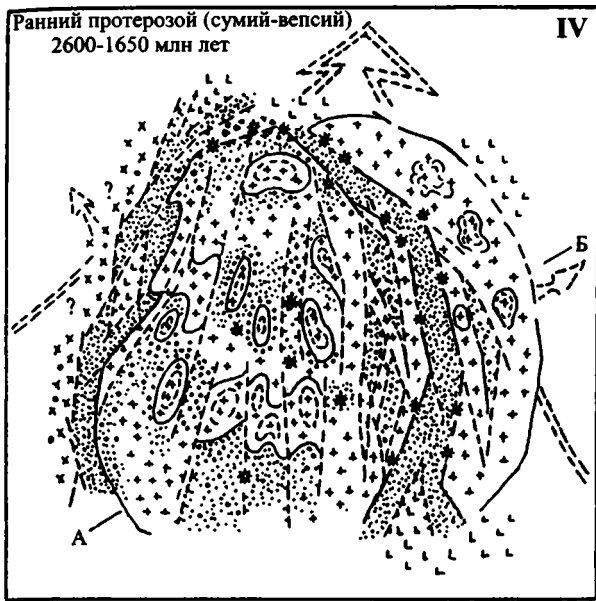


Рис. 4.1. (Окончание)

Рубеж “архей/ранний протерозой” (2600 млн лет) (см. рис. 4.1, III). Продолжается латеральная миграция масс, но уже в условиях их тектонического сжатия (транспрессия) с формированием соответствующего комплекса структур; интенсивные проявления купольного тектогенеза, динамотермального и стресс-метаморфизма умеренных и низких фациальных серий; в конце периода – относительная консолидация (слипание – agglutination) разобщенных ранее объемов сиалического слоя и образование единой Карельской массы. Весьма вероятно, что на этом этапе произошла частичная агглютинация разобщенных ранее сиалических масс, составивших основание Восточно-Европейской платформы (ВЕП). В частности, единое целое составили Карельский и Кольский геоблоки.

Раннепротерозойский (2600–1650 млн лет) этап (см. рис. 4.1, IV). Этап распадается на ряд подэтапов, характеризующихся сменой относительно длительных эпох транстенсии, прерываемых кратковременными периодами транспрессии; период характеризуется протоплатформенным режимом с образованием чехольного комплекса, который формируется в условиях раздробленности и высокой проницаемости тела протоплатформы; происходят массовые излияния базальтов, трахибазальтов, андезитобазальтов с характерным набором петрохимических признаков и структурной позицией платобазальтов траппового типа. Каждый из подэтапов и этап в целом заканчиваются вертикальным аккретированием корового сиалического слоя, которое реализуется за счет процессов структурно-вещественной трансформации и гранитизации, протекающих в условиях сдвигового течения в зонах концентрированных деформаций и в пограничной области фундамент/чехол. Происходят гомогенизация пород фундамента и нижней части проточехольного комплекса и образование новых объемов консолидированной коры.

К концу раннего протерозоя (см. рис. 4.1, V). Формируется консолидированная кора Карельского массива, происходит его воссоединение с другими элементами консолидированной коры ВЕП и, вероятно, возникает новая система крупночейстой “подкратонной” (undercratonic) конвекции. На этом этапе в основном формируются главные структурные элементы Карельского массива, отражающие в целом общее объемное тектоническое течение горных масс с ЮЮВ на ССЗ (в современных координатах).

Рифейский (1650–650 млн лет) этап (см. рис. 4.1, VI). Распад тела ВЕП в условиях объемного сдвига с растяжением, заложение и разви-

тие рифтов и авлакогенов, в том числе и в теле Балтийского щита; проявления ультраосновного щелочного и гранитоидного (рапакиви) магматизма. Взаиморасположение авлакогенов и наличие сдвигово-раздвиговой кинематики указывают на центробежное движение блоков консолидированной коры и начало этапа дезинтеграции платформы с оттоком вещества из-под авлакогенов и синеклиз в области антеклиз и щитов, что подтверждается данными по Украинскому щиту [Паталаха и др., 1995].

Фанерозойский этап мы не рассматриваем из-за отсутствия корректного материала, но можно полагать, что в целом фанерозой, так же как и рифей, отвечал эпохе общего растяжения и квазираспада платформы, прерываемой кратковременными эпизодами общего сжатия, связанного с режимами обрамляющих платформу покровно-складчатых областей.

Неотектонический этап (см. рис. 4.1, VII). Возобновляется режим транспрессии, о чем свидетельствуют: тип напряженного состояния горных пород; наличие взбросо-надвиговых, сдвиговых и пликативных дислокаций; структурно-геоморфологические формы, отражающие деформации объемного течения в пределах Карельского массива и других участков ВЕП. Режим транспрессии в области Карельского массива и Балтийского щита в целом, его сопряженность с режимами растяжения в прилегающих рифтогенных грабенах и глубоководных частях Арктической [Мусатов, 1998] и Атлантической геодепрессий, наряду с геологическими, структурно-морфологическими и геодезическими наблюдениями позволяют предположить, что современный подъем Балтийского щита связан главным образом не с гляциоизостатическим поднятием, во всяком случае, не только с ним, но с тектоническими причинами, а именно: с встречным движением глубинных масс из областей впадин (как океанических, так и интракратонных) в область щитового поднятия, что подтверждено данными Н.-А. Мёрнера [Mörner, 1980].

Балтийский щит, таким образом, является областью нагнетания материала за счет встречных конвективных струй: атлантической (океанической) и восточноевропейской (подкратонной) (рис. 4.2). Отсутствие данных о сейсмофокальной зоне в этом регионе свидетельствует о том, что здесь происходит турбулентное взаимопроникновение вещества океанической и континентальной литосферы, его перемешивание и диссипация (диссипативная субдукция?), что, по видимому, является характерной чертой геодинамики пассивных границ “континент–океан”.

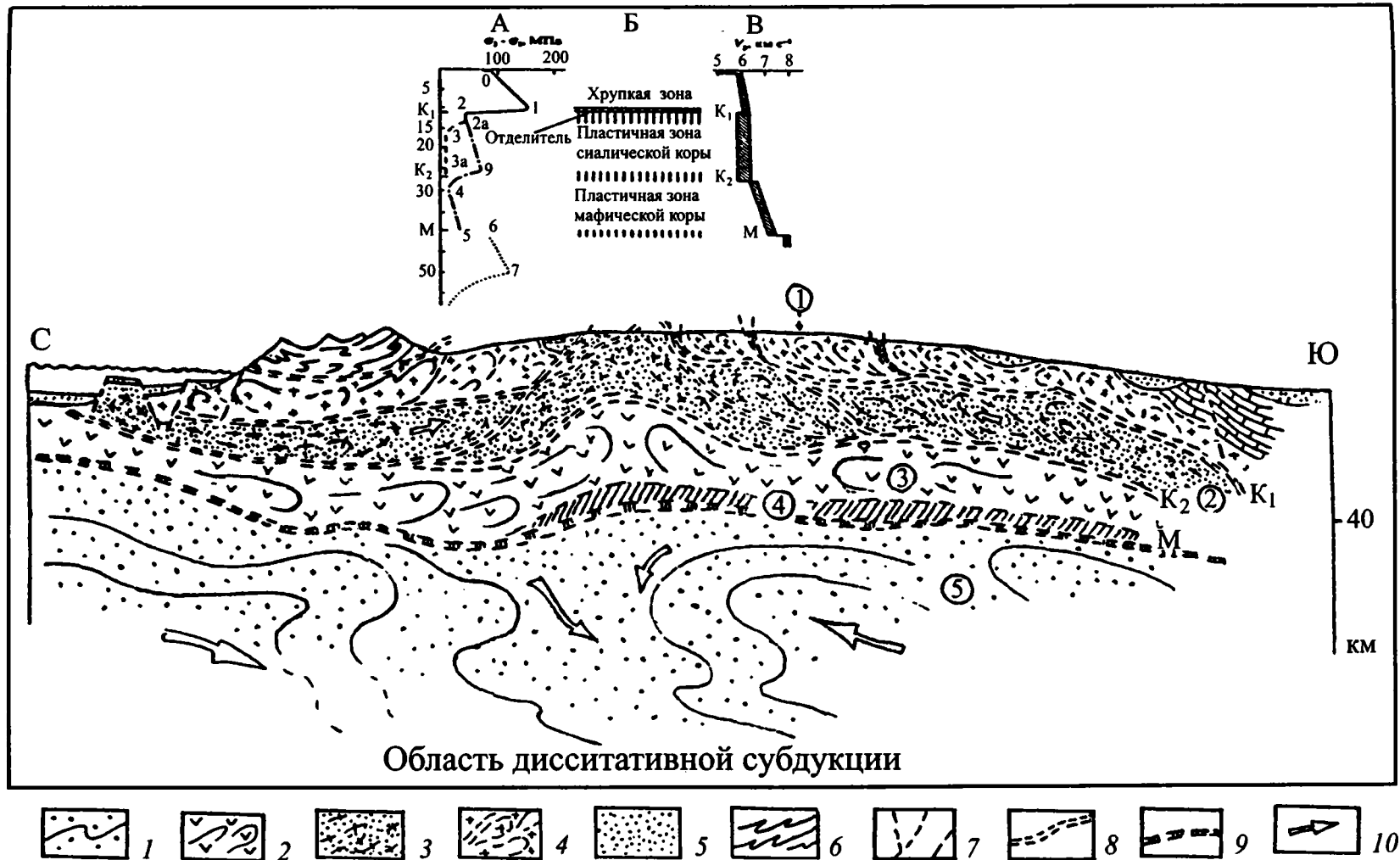


Рис. 4.2. Гипотетический профиль через Балтийский щит

1 – литосферная мантия; 2–4 – слои: 2 – “базальтовый” (“гранулит-базитовый”), 3 – “гранулит-гнейсовый” (“диоритовый”), 4 – “гранито-гнейсовый”; 5 – вулканогенно-осадочный чехол; 6 – структуры Каледонид; 7 – разломы; 8 – зоны вязкопластических срывов на границе главных разделов земной коры и разломы-отделители (detachment faults); 9 – граница Мохо; 10 – направление течения горных масс

Цифры в кружках: 1–3 – слои: 1 – “гранито-гнейсовый”, 2 – “гранулит-гнейсовый”, 3 – “гранулит-базитовый”; 4 – корово-мантийная смесь; 5 – литосферная мантия

K_1 – нижняя граница “гранито-гнейсового слоя”; K_2 – нижняя граница “гранулит-гнейсового” слоя. Вверху – график, отражающий распределение напряженного состояния и прочностных свойств пород (по: [Иванов, 1998])

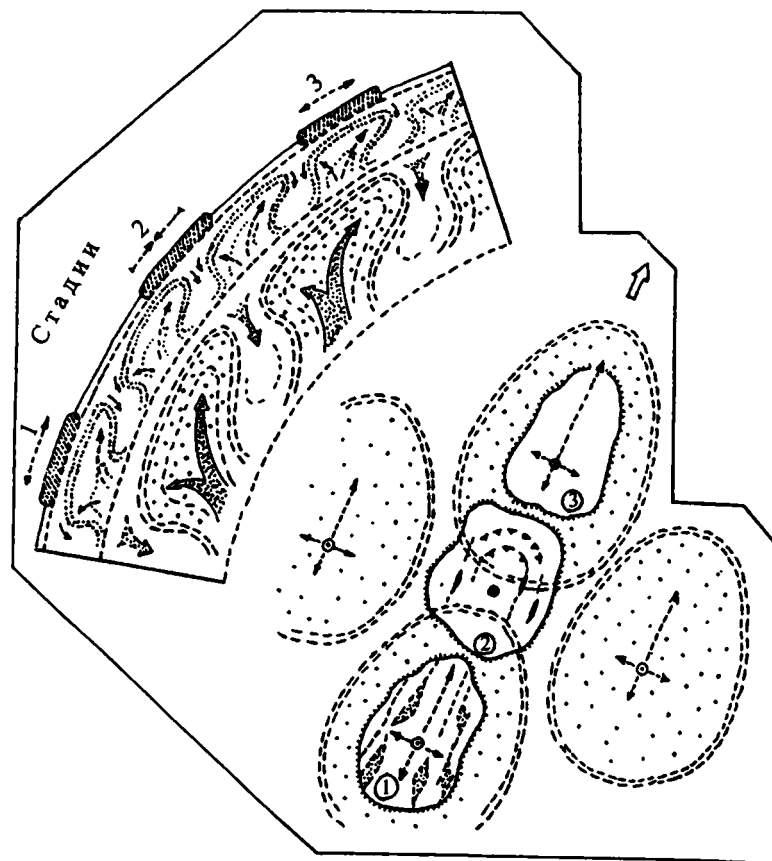


Рис. 4.3. Схема, разъясняющая один из возможных гипотетических механизмов чередования эпох транспрессии и транстенсии при латеральной миграции магматических масс. Пояснения см. в тексте

Таким образом, в истории докембрийских масс Карельского массива прослеживается тенденция латерального перемещения со сменой во времени режимов транспрессии и транстенсии, что отражено в типах возникающих структурно-тектонических ансамблей, особенностях проявления метаморфизма и магматизма. Существование режимов растяжения–сжатия, а также транспрессии и транстенсии, в том числе и перемежающихся во времени, вообще свойственно территории Восточно-Европейской платформы и соседних регионов [Аксаментова, 1999; Вадковский, 1999; Егоров, Чистяков, 1999; Колодязный, 2000; Моралев и др., 1999; Чайкин, 1999]. Существенная роль режима транспрессии в процессе формирования структурного плана Свеккарелид Балтийского щита обоснована в статье Ю.А. Морозова [1999].

Одним из возможных объяснений этого феномена может быть признание пульсационного режима Земли, о чем говорят многие исследователи. Во всяком случае, эта гипотеза получает

некоторое независимое подтверждение. Но для окончательного решения вопроса необходимо провести анализ всех платформенных областей земного шара, и если эта закономерность будет подтверждена, то гипотеза о пульсационном развитии Земли получит серьезное подкрепление. Мы же, исходя из современных представлений и парадигм, хотим предложить иное решение.

Чередование эпох транстенсии и транспрессии может быть объяснено в случае признания асимметричности и незамкнутости конвективных ячеек и существования продольной (по длинной оси ячеек) субгоризонтальной ветви течения материала (т.е. элементов адвекции), а также наличие двухъярусной конвекции (адвекции) с относительно крупномасштабными ячейками в верхней мантии и более мелкими – в пределах астеносферы–литосферы (рис. 4.3). В этом случае квазипластичные литосферные плиты при их латеральном перемещении последовательно будут попадать то в условия сдвига с растяжением, которое сопровождается проявлением основного

вулканизма, слабым проявлением метаморфизма и подслаиванием коры за счет деплетированных мантийных и астеносферных масс (underplating), то в условия сдвига со сжатием, что сопряжено с интенсивными структурно-вещественными преобразованиями горных масс, гранитизацией и вертикальным аккрецированием корового слоя в пограничной зоне фундамент/чехол (intraplating, overplating). Чередование режимов “горячая” – “холодная” мантия (кора) в условиях “давление + сдвиг” приводит [Иванкин, 1985] к смене одной формы мантийной активности (магматизм, вулканизм) другой (метаморфизм и гранитизация).

Данная концепция о латеральном перемещении докембрийских масс, о их структурно-вещественной перестройке в режиме сдвигового течения и о формировании гигантских горизонтальных прогнотроузидов находит подтверждение на примере материалов по Украинскому щиту [Паталаха и др., 1995], поясу Лимпопо (Африка) [McCourt, Wilson, 1992], метаморфическому поясу Хидака на о-ве Хоккайдо в Японии [Toyoshima et al., 1994].

Схема эта гипотетическая и цель ее лишь одна – привлечь внимание исследователей к проблеме и дать импульс (пусть даже и критический) объяснению наблюдаемых закономерностей.

Литература

- Авакумов Е.Г.* Механические методы активации химических процессов. Новосибирск: Наука, 1986. 305 с.
- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.
- Аксаментова Н.В.* Раннепротерозойский Осницко-Микашевицкий вулканоплутонический пояс в фундаменте запада Восточно-Европейской платформы: Особенности магматизма и геоструктурная позиция // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 35–38. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Аксенов Е.М.* История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое: Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. СПб., 1998. 106 с.
- Анкудинов С.А., Болгурицев Н.Н., Литвиненко И.В., Поротова Г.А.* Глубинное геологическое строение восточной части Карельского региона по результатам комплексных геофизических исследований (профиль Онежское озеро – Белое море) // Геотектоника. 1972. № 5. С. 75–79.
- Арзамасцев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Глазнев В.Н.* Палеозойская тектономагматическая активизация северо-восточной части Балтийского щита: Оценка геодинамической природы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 45–47. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Артюшков Е.В.* Размягчение континентальной литосферы, его возможные причины и следствия // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 47–50. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Асиновская Б.А.* Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1986. № 1. С. 101–105.
- Афанасьева Е.Н.* Степень соответствия ятулийского структурного плана архейскому как показатель интенсивности свекофенских деформаций // Структурный анализ кристаллических комплексов и геологическое картирование. Ч. 1. Киев: Наук. думка, 1990. С. 30–31. (Тез. докл.).
- Афанасьева Е.Н.* Парагенезис гребневидной складчатости: Стадии развития и рудоносность (на примере Онежского прогиба) // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 6–8. (Материалы совещ.).
- Бабарина И.И.* Коллизионные деформации кукаозерского сегмента Северо-Карельского пояса Балтийского щита: Автореф. ... дис. канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 1999. 28 с.
- Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г.* Раннепротерозойская эволюция Северо-Востока Балтийского щита: Террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.
- Балаганский В.В., Козлова Н.Е.* Крупномасштабные высокотемпературные пластические сдвиговые зоны в раннедокембрийских породах Кольского региона и их структурный парагенезис // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 11–13. (Материалы совещ.).
- Балуев А.С., Моралев В.М., Гоникберг В.Е. и др.* Структурные парагенезы континентального рифтинга // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 13–15. (Материалы совещ.).
- Бельская И.Б.* Сейсмические модели и геологическая эволюция верхней части земной коры зон карелид восточной части Балтийского щита // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: Кольск. НЦ РАН, 1992. С. 127–133.
- Бероуш Р.А.* Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. Т. 3. М.: Мир, 1991. С. 265–269.
- Безр М.А., Щукин Ю.К.* Глубинное строение и геодинамика периферии Восточно-Европейской платформы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 84–86. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Бискэ Г.С.* К вопросу о роли тектоники в геоморфологии Северной Карелии // Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР. 1958. № 3. С. 30–35.
- Бискэ Г.С.* Роль тектоники в геоморфологии Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Мурман. книж. изд-во, 1961. С. 32–42.
- Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д., Горюнова Н.Н., Ильин В.А.* Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: Карелия, 1971. 74 с.
- Болдырев В.В.* О некоторых проблемах механохимии неорганических твердых веществ // Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук. 1982. Вып. 3, № 7. С. 3–8.
- Бондаренко П.М.* К методике физического моделирования кольцевых и других центрально-симметричных структур, различных по морфологии и генезису // Эксперимент и моделирование в геологических

- исследованиях. Новосибирск: Ин-т геол. геофизики СО АН СССР, 1984. С. 54–88.
- Бондаренко П.М.* Физические модели структурно-дислокационных парагенезов в складчатых, сдвиговых, надвиго-покровных зонах и их сочетаниях // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 19–21. (Материалы совещ.).
- Борукаев Ч.Б.* Тектоника литосферных плит в архее. Новосибирск: Тр. ОИГГМ. 1996. Вып. 825. 59 с.
- Бриджмен П.* Исследование больших пластических деформаций и разрыва. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 444 с.
- Буйко А.К., Левченков О.А., Турченко С.И., Друбецкой Е.Р.* Геология и изотопное датирование раннепротерозойского сумийско-сариолийского комплекса Северной Карелии (Паанаярви-Ципрингская структура) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 4. С. 16–30.
- Бураков М.И., Воинов А.С., Полеховский Ю.С.* Полиметаморфизм пород Беломорского комплекса района оз. Куоляярви (Северная Карелия) // Вопросы магматизма и метаморфизма. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. Т. 5. С. 5–13.
- Былинский Р.В., Глебовицкий В.А., Болгурцев Н.Н., Завинская Г.А.* Морфология разделов Мохоровичича и Конрада восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 1982. № 2. С. 24–31.
- Вадковский В.Н.* Является ли движение континентов броуновским? // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 111–114. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Ваньян Л.Л.* Электропроводность как индикатор флюидов в континентальной коре // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные вопросы. М.: ГЕОС, 1998. С. 85–87. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Васильев Е.П.* Структурные ансамбли зональных метаморфических комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 22–24. (Материалы совещ.).
- Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Бараш И.Г.* Присдвиговый метаморфизм в зоне краевого шва Сибирского кратона // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные вопросы. М.: ГЕОС, 1998. С. 117–121. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Вейринен Х.* О тектонике Карельской зоны // Тр. XVIII сессии МГК. Т. 2. М.: ГОНТИ, 1939. С. 59–85.
- Велин Э.* Свекофеннская складчатая зона в Северной Швеции // Геотектоника. 1972. № 5. С. 53–59.
- Воинов А.С., Полеховский Ю.С.* Стратиграфия нижнего протерозоя Пана-Куоляярвинской структурной зоны: Северная Карелия // Тр. ВСЕГЕИ, 1985. Н.С. Т. 339. С. 96–106.
- Воинов А.С., Полеховский Ю.С., Нагайцев Ю.В.* Метаморфизм Северо-Карельской зоны карелид (Пана-Куоляярвинский прогиб) // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты, 1987. С. 68–75.
- Войтович В.С.* О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита // Геотектоника. 1971. № 1. С. 33–42.
- Войтович В.С.* Надвиги и блоковые структуры Северо-Восточной Карелии // Геотектоника. 1975. № 2. С. 20–36.
- Войтович В.С.* О глубинном надвиго-шарьяже основания Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1980. № 6. С. 23–41.
- Володичев О.И.* Метаморфизм докембрия Карелии // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ РАН, 1993. С. 78–85.
- Гарбар Д.И.* Ладожско-Ботническая зона (геодинамика и металлогенический прогноз). М.: АО "Геоинформмарк", 1994. 33 с.
- Гарбар Д.И.* Геодинамика северо-запада Восточно-Европейской платформы. Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. СПб., 1996. 62 с.
- Гарбар Д.И., Кабаков Л.Г.* Ладожско-Ботническая зона (геодинамика и металлогенический прогноз). М.: АО "Геоинформмарк", 1994. 32 с.
- Гарбар Д.И., Кабаков Л.Г., Попов В.В., Трофимов О.В.* Глубинное строение восточной части Балтийского щита и его обрамления // Геотектоника. 1990. № 2. С. 28–34.
- Гаррелс Р., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 269 с.
- Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. 381 с.
- Геоморфология Карелии и Кольского полуострова. Л.: Недра, 1977. 183 с.
- Геохимическая эволюция гранитоидов в истории литосферы. М.: Наука, 1993. 263 с.
- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л.: Наука, 1972. 132 с.
- Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др.* Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
- Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3–15.
- Гогель Ж.* Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 440 с.
- Голод М.И., Гришин А.С., Кищенко Н.Т. и др.* Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Л.: Наука, 1983. 180 с.
- Горлов Н.В.* Гранитно-гнейсовые купола раннего докембрия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 12. С. 61–76.
- Горьковец В.Я.* Модель железнакопления в раннем докембрии восточной части Балтийского щита // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 1993. С. 11–28.

- Григорьева Л.В.* Протерозойские геологические формации Северо-Карельской зоны Карелии // Сов. геология. 1967. № 8. С. 78–88.
- Григорьева Л.В.* Паанаярвинская и Куоляярвинская зоны глубинных разломов в Северной Карелии // Сов. геология. 1968. № 5. С. 35–45.
- Григорьева Л.В.* Особенности протерозойского эффузивного магматизма Северной Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 3. С. 42–55.
- Гришин А.С.* Геоблоки Балтийского щита. Петрозаводск: Карелия, 1990. 112 с.
- Гущин В.С.* Геодинамическая модель развития Ветреного пояса в раннем протерозое // Геодинамика и глубинное строение Советской части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во Кольск. НЦ РАН, 1992. С. 57–64.
- Демидов Н.Ф., Кратц К.О.* Стратиграфия и тектоника Кукасозерско-Тикшезерской зоны карелид Северной Карелии // Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ РАН, 1974. с. 95–116.
- Деннис Дж.* Международный словарь тектонических терминов. М.: Мир, 1971. 288 с.
- Дертев А.К., Грибков В.В., Кузьмин Б.В. и др.* Перспективы нефтегазоносности Ленинградской области и юга республики Карелия (Южный склон Балтийского щита). М.: АО “Геоинформмарк”, 1994. 36 с.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др.* Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Добрецов Н.Л.* Ведение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 1994. 224 с.
- Духовский А.А., Артамонова Н.А.* Объемная модель и рудоносность гнейсово-гранитовых структур Балтийского щита (на примере Северного Приладожья) // Геология руд. месторождений. 1994. Т. 36, № 6. С. 554–564.
- Елисеев А.Е.* Основы структурной петрологии. Л.: Наука, 1967. 258 с.
- Егоров А.С., Чистяков Д.Н.* Особенности глубинного строения, осадконакопления и магматизма зон региональных сдвиговых дислокаций // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 245–248. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Жариков В.А.* Проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1987. С. 25–36.
- Загородный В.Г., Радченко А.Т.* Основные черты строения и геологической истории северо-восточной части Балтийского щита // Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. С. 5–20.
- Загородный В.Г., Радченко А.Т.* Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 111 с.
- Зыков Д.С.* Проявления позднеголоценовых тектонических движений в Центральной Карелии // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1991. № 5. С. 72–75.
- Зыков Д.С.* Методы исследования и примеры неотектонической объемной подвижности фундамента в Карелии // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М., 1996. С. 53–55. (XXIX совещ. МТК: Тез. докл.).
- Зыков Д.С.* Парагенезы неотектонически активизированных структур кристаллического фундамента Карелии // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 55–57. (Материалы совещ.).
- Зыков Д.С.* Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 1999а. 25 с.
- Зыков Д.С.* Проявления новейшей тектонической объемной подвижности горных масс в Карелии // ДАН. 1999б. Т. 264. № 2. С. 216–218.
- Иванкин П.Ф.* Взаимодействие потоков восстановленных газов с литосферой подвижных поясов // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. С. 7–9. (Тез. докл.).
- Иванов С.Н.* О реологических моделях земной коры; критическое рассмотрение. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. 40 с.
- Иванов С.Н., Иванов К.С.* Режимы и структуры растяжения земной коры провинции бассейнов и хребтов в Кордильерах Северной Америки. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1996. 150 с.
- Ицкисон Г.В.* Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 172–194.
- Казиков А.Н.* Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. М.: Наука, 1987. 272 с.
- Казиков А.Н.* Тектонотип ареальной раннедокембрийской складчатости // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 7–20.
- Кейльман Г.А., Паняк С.Г.* Проблемы геологии “гранитного слоя” // Геотектоника. 1979. № 2. С. 69–79.
- Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
- Кожухарова Е., Леонов М.Г.* Пластическая деформация и метаморфизм горных пород Южного Тянь-Шаня // Geologica Balcanica. 1988. Т. 18, № 4. С. 37–46.
- Колодяжный С.Ю.* Структурно-вещественные парагенезы Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 64–66. (Материалы совещ.).
- Колодяжный С.Ю.* Структурно-вещественные парагенезы Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны (Балтийский щит) // Геотектоника. 1998. № 6. С. 77–89.
- Колодяжный С.Ю.* Процессы вертикальной аккреции в Северо-Карельской зоне Балтийского щита //

- Бюл. МОИП. Отд. геол., 1999а. Т. 74, вып. 1. С. 14–29.
- Колодяжский С.Ю.* Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива // Геотектоника, 1999б. № 6. С. 29–44.
- Колодяжский С.Ю.* Зоны сдвигового тектонического течения Карельского массива (Балтийский щит) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 218–220. (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
- Колодяжский С.Ю., Зинкевич В.П., Лучицкая М.В., Бондаренко Г.Е.* Признаки вязкопластического течения в мезозойских барабских конгломератах Срединно-Камчатского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 6. С. 15–30.
- Копелиович А.В., Симанович И.М.* Структуры дифференциального скольжения в кварцитопесчаниках иотнийских толщ Прионежья // ДАН СССР. 1963. Т. 151, № 3. С. 675–678.
- Копелиович А.В., Симанович И.М.* Постседиментационные преобразования пород иотнийской формации Прионежья // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1966. С. 61–79.
- Котт М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизиином поясе. М.: Науч. мир, 1997. 313 с.
- Коросов В.И.* Геология джотулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ АН СССР, 1991. 118 с.
- Коросов В.И., Елисеев М.А., Назарова Т.Н.* Взаимоотношения габбро-норитов с вулканогенно-осадочными образованиями нижнего протерозоя // Вопросы магматизма и осадочно-вулканогенного литогенеза. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ АН СССР, 1975. С. 25–30. (Оперативно-информационные материалы за 1974 г.).
- Коросов В.И., Назарова Т.Н.* Новые данные по стратиграфии тикшозерской серии района оз. Тикшозеро // Геология и минеральное сырье. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ АН СССР, 1977. С. 15–20. (Оперативно-информационные материалы за 1976 г.).
- Корреляция докембрия западной части Восточно-Европейской платформы. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1987. 95 с.
- Корякин А.С.* Некоторые итоги изучения протерозойских кор выветривания Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 9. С. 100–108.
- Костенко Н.П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 380 с.
- Кошечкин Б.И.* О связи крупных форм рельефа с характером новейших движений и глубинным строением некоторых районов Кольского полуострова // Глубинное строение и современные движения на Кольском полуострове. М.; Л.: Наука, 1969. С. 34–55.
- Кошечкин Б.И., Стрелков С.А.* Проявления новейшей тектоники на северо-востоке Балтийского щита // Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: Карельск. фил. АН СССР, 1974. С. 16–21.
- Кратц К.О.* Геология карелид Карелии. М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
- Кратц К.О., Лазарев Ю.И.* Основные черты тектонических структур ятулия Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1961. С. 43–57.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Яскевич Н.И.* Геология и петрология гранито-гнейсов глубинных сечений карелид // Сов. геология. 1968. № 9. С. 64–72.
- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А. и др.* Глубинная тектоника древних платформ Северного полушарья. М.: Наука, 1971. 392 с.
- Куликов В.С., Слюсарев В.Д., Кочнев-Первухов В.И.* Специфика базит-ультрабазитового магмовыделения в Северной Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 12. С. 160–164.
- Лавров М.М.* Бураковская расслоенная интрузия, типы платиноидной минерализации // Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России. Петрозаводск: Карельск. НЦ, 1995. С. 65–67. (Материалы Регионального симпозиума).
- Лавров М.М., Свириденко Л.П.* О сочленении карелид и беломорид в Северной Карелии // Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. С. 103–107.
- Лазарев Ю.И.* Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л.: Наука, 1971. 192 с.
- Лазарев Ю.И.* Тектоническое развитие ранних карелид Карелии // Геотектоника. 1973. № 5. С. 50–64.
- Лебедев В.И., Нагайцев Ю.В.* Влияние состава пород и степени метаморфизма на химический состав минералов амфиболовых пород Беломорского комплекса (Чупино-Лоухский район) // Вопросы магматизма и метаморфизма. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. Т. 5. С. 13–31.
- Леонов М.Г.* Зеленосланцевый метаморфизм – опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 130 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 433).
- Леонов М.Г.* О способах проявления подвижности фундамента при изменении его первичной формы в процессе активизации // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 4. С. 3–23.
- Леонов М.Г.* Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16–33.
- Леонов М.Г.* О тектонической деформации гранулированных сред // ДАН. 1997а. Т. 353, № 1. С. 79–82.

- Леонов М.Г.* Поступная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997б. № 3. С. 3–20.
- 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. № 2. С. 72–79.
- Леонов М.Г., Кожухарова Е.* Релаксационный метаморфизм как фактор структурно-вещественного преобразования горных пород // Структура линейментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 41–49.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю.* Вертикальная аккреция консолидированной земной коры: Суть проблемы и ее структурно-тектонические аспекты // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 299–302. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Петрова В.В.* О характере взаимоотношений архейского фундамента и ятулийского проточехла Карельского массива (на примере района оз. Сегозеро) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 2. С. 3–14.
- 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., Зыков Д.С., Лишневецкий Э.Н.* Геодинамика и структурно-вещественная эволюция докембрийских масс в контексте внутриплитной тектоники // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 357–361. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л.* Структуры тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива // Бюл. 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 складок Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 22–32.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л.* Некоторые особенности строения и генезис глыбовых конгломератов района оз. Паанаярви (Северо-Карельская зона Балтийского щита) // ДАН. 1998. Т. 363, № 6. С. 793–796.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л., Бабарина И.И.* Особенности тектонической структуры и постархейской геодинамики Северо-Карельской зоны Балтийского щита // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. СПб.: Минерал, 1996. С. 42–43.
- Леонов Ю.Г.* Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4–15.
- Летников Ф.А.* Флюидизация литосферы подвижных поясов // Современная динамика литосферы континентов. М.: Недра, 1995. С. 257–275.
- Летников Ф.А., Бальшев С.О., Лашкевич В.В.* Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 362–364. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Летников Ф.А., Бальшев С.О., Лашкевич В.В.* Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.
- Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Вилор Н.В. и др.* Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. 187 с.
- Лишневецкий Э.Н.* Региональные структурно-плотностные неоднородности архейского фундамента Карелии в свете гравиметрических данных // Геотектоника. 1998. № 3. С. 55–68.
- Лишневецкий Э.Н.* Пространственное положение раннепротерозойских гранитоидных тел Северной и Центральной Карелии. Ст. 1: Объемное строение гранитных тел и их размещение в земной коре региона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 4. С. 24–31.
- Лобач-Жученко С.Б.* Основные проблемы геологии гранитно-зеленокаменных областей раннего докембрия // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 46–57.
- Лобач-Жученко С.Б., Пинаева Н.И.* Об абсолютном возрасте и характере контактов пород архея и нижнего протерозоя // Вопросы геохронологии и геологии. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 187–211.
- Лукашов А.Д.* Основные черты неотектоники Карелии // Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. фил. АН СССР, 1974. С. 5–15.
- Лукашов А.Д.* Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.
- Лукашов А.Д.* Структурная геология моренного покрова Карелии. М.: Наука, 1982. С. 202–203. (Тез. докл. XI конгр. ИНКВА).
- Лукашов А.Д.* Структурная карта моренных покровов и механизм образований гляциодислокаций (на примере Карелии) // Палеогеография и полезные ископаемые плейстоцена Севера Евразии. Л.: Наука, 1986. С. 135–138.
- Лукашов А.Д.* Палеосейсмодислокации Заонежья // Кижск. вестн. 1993. № 2. С. 35–42.
- Лукиянов А.В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 210 с.
- Лукиянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105–146. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Лукиянов А.В.* Нелинейные эффекты в моделях структурообразования // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 253–287.

- Макарихин В.В., Медведев П.В., Сауук Ю.И.* Расчленение и корреляция ятулия стратотипической местности (нижний протерозой Карелии) // Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ РАН, 1995. С. 72–83.
- Марков Г.А.* Некоторые характерные особенности тектонической напряженности массива горных пород (по непосредственным наблюдениям на Хибинском апатитовом руднике) // Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: Карельск. фил. АН СССР, 1974. С. 28–30.
- Махачек Ф.* Рельеф Земли. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. Т. 1. 624 с.
- Миллер Ю.В.* Послойное и субслойное течение пород и его роль в структурообразовании // Геотектоника. 1982. № 6. С. 88–96.
- Миллер Ю.В.* Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 143 с.
- Миллер Ю.В.* Важнейшие структурные парагенезисы кристаллических комплексов // Структурные парагенезисы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 110–112. (Материалы совещ.).
- Миллер Ю.В., Милькевич Р.И.* Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
- Миц М.В.* Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. I: Ранний протерозой // Геотектоника. 1993. № 1. С. 39–56.
- Миц М.В., Глазнев В.Н., Коншов А.Н. и др.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 277 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 503).
- Молчанов В.И., Селезнева О.Г., Осипов С.Л.* Тонкое диспергирование горных пород как предпосылка петрохимических преобразований в условиях динамометаморфизма // Структура линейных зон динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. С. 29–41.
- Молчанов В.И., Юсупов Т.С.* Физико-химические свойства тонкодиспергированных минералов. М.: Наука, 1981. 264 с.
- Моралев В.М., Балух А.С., Глуховский М.З. и др.* Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 9–12. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Морозов Ю.А.* О роли транспрессии в формировании структуры Свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.
- Морозов Ю.А., Геттнер Т.М.* Природные и экспериментальные примеры структурных ансамблей, возникающих в тектонических режимах транспрессии и транспрессии // Структурные парагенезисы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 120–122. (Материалы совещ.).
- Морозов Ю.А., Сомин М.Л.* Структурные и термические следствия взаимодействия чехла и фундамента в подвижных поясах // Структурные парагенезисы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 122–124. (Материалы совещ.).
- Московченко Н.И.* Тектоническое строение унаследованных прогибов Северо-Ладужской и Северо-Карельской зон. Северо-Карельская зона (восточная часть) // Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. С. 96–102.
- Московченко Н.И., Турченко С.И.* Стратиграфия супракрустальных толщ Северной Карелии и роль блоковых движений в их формировании // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 73–82.
- Московченко Н.И., Турченко С.И.* Метаморфизм кинит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение (Северная Карелия). Л.: Наука, 1975. 127 с.
- Муди Дж., Хилл М.* Сдвиговая тектоника. М.: Мир, 1960. 237 с.
- Мусатов Ю.Е.* Современная геодинамика Балтийского щита // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 53–56. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Мясников В.П., Савельев А.А., Соколова Ю.Ф.* Сдвиговые деформации при метаморфизме горных пород // Структурный анализ кристаллических комплексов: Тез. докл. Всесоюз. шк. Ч. 1. М.: Наука, 1986. С. 17–18.
- Негруца В.З., Полеховский Ю.С.* Заонежско-суйсарская глобальная перестройка докембрийской системы кора-мантия // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. СПб.: ИГГД РАН, 1995. С. 48–49. (Тез. докл.).
- Николаев В.Г.* Паннонский бассейн (строение осадочного чехла и развитие). М.: Наука, 1986. 104 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 406).
- Николя А.* Основы деформации горных пород. М.: Мир-Эльер Акитен, 1992. 166 с.
- Никонов А.А.* Голоценовые и современные движения земной коры (геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы). М.: Наука, 1977а. 240 с.
- Никонов А.А.* Микросейсмическая характеристика землетрясений XX в. в восточной части Балтийского щита // Минск: ОНТИИ, 1977б. С. 96–144. (Белорус. сейсмологический бюл.; Вып. 2).
- Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. фил. АН СССР, 1974. 61 с.
- Новикова А.С.* Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. 152 с.

- Новикова А.С., Чахмахчев В.Г. К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций // Геотектоника. 1967. № 4. С. 22–31.
- Очерки геологи докембрия Карелии. Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 1995. 194 с.
- Павлова Т.Г. Положение гранито-гнейсов и гранитов в структуре Южного Уралтау (Центральный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 4. С. 16–25.
- Палей И.П. Протоплатформенные образования Балтийского щита // Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973. С. 76–81.
- Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1969. 185 с.
- Паталаха Е.И. Механизм смятия в складку мощного покрова нерассланцованных фельзит-порфиоров // Геотектоника. 1966. № 3. С. 109–124.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И. О природе динамометаморфизма мезозоны // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. № 2 (288). С. 3–11.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: НАН Украины, 1995. 159 с.
- Петерс К. Механохимические реакции // Труды Европейского совещания по измельчению. М.: Изд-во лит. по стр-ву, 1966. С. 80–93.
- Петров В.П., Волошина З.М. К характеристике метаморфической истории Северо-Карельского пояса карелид // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты, 1987. С. 75–83.
- Петрографический словарь. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 447 с.
- Полеховский Ю.С., Тарасова М.П., Нестеров А.Р. Благороднометальная минерализация месторождений комплексных руд в докембрийских черных сланцах Заонежья Карелии // Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России. Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 1995. С. 85–87. (Тез. докл.).
- Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Механизм образования некоторых древних кольцевых структур Балтийского щита // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск: Ин-т геол. геофиз. СО АН СССР, 1984. С. 46–54.
- Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 1993. 138 с.
- Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Мурманск. книж. изд-во, 1961. 145 с.
- Проскуряков В.В., Гаскельберг В.Г., Пилацкий В.Э. и др. Глубинное строение, геодинамика и магматизм восточной части Балтийского щита // Геология северо-запада Российской Федерации. СПб.: Сев.-Зап. регион. геол. центр, 1993. С. 4–26.
- Путеводитель геологических экскурсий. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ РАН, 1987. 92 с.
- Раген Э. Геология гранита. М.: Недра, 1979. 327 с.
- Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 145–197.
- Расцветаев Л.М. Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 136–139. (Материалы совещ.).
- Резанов И.А. Проблема нижней коры // Геотектоника. 1991. № 5. С. 15–25.
- Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
- Рейнер М. Десять лекций по теоретической реологии. М.: Гостехиздат, 1947. 134 с.
- Робонен В.И., Рыбаков С.И. Вулканизм в протерозое Карелии: Лопийский этап // Вулканические постройки протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1978. С. 15–18.
- Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостехиздат, 1962. 628 с.
- Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. Докембрийский рифтогенез и его роль в формировании современной структуры Фенноскандинавского щита // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 140–143. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Рыбаков С.И., Гришин А.С., Кожевников В.Н. и др. Металлогеническая эволюция архейских зеленокаменных поясов Карелии. Ч. I: Вулканизм, седиментогенез, метаморфизм и металлогения. СПб.: Наука, 1993. 208 с.
- Светов А.П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л.: Наука, 1972. 209 с.
- Светов А.П., Свириденко Л.П. Докембрийский магматизм Карелии как индикатор тектонических режимов // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ, 1993. С. 37–55.
- Светова А.И. Койкарская вулканическая постройка // Вулканические постройки Карелии. Л.: Наука, 1978. С. 75–82.
- Свириденко Л.П. Гранитобразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л.: Наука, 1980. 216 с.
- Симонен А. Обзор геологии комплекса основания в восточной части Финляндии // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 211–217.
- Синицин В.М. Сиаль: Историко-генетические аспекты. Л.: Недра, 1972. 167 с.
- Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 178 с.
- Соколов В.А. К геологии и палеогеографии ятулия Карелии // Геология докембрия. М.: Недра, 1964. С. 61–76. (XXII сессия МГК: Докл. сов. геол.).
- Соколов В.А. История геологического развития среднего протерозоя Карелии // Геотектоника. 1972. № 5. С. 61–72.

- Соколова В.Б.* Картирование пластических деформаций по материалам дистанционных съемок // Геология Северо-Запада Российской Федерации. СПб.: 1993. С. 125–134.
- Сомин М.Л.* Дююрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971. 246 с.
- Сомин М.Л.* Деформация фундамента как индикатор генезиса складчатости в подвижных поясах // ДАН. 1994. Т. 336, № 3. С. 376–379.
- Сомин М.Л.* Реакция кристаллического цоколя при формировании складчатых поясов // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС. 1998. С. 198–202. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Сомин М.Л.* Соотношения низко-умереннобарического метаморфизма и деформаций в подвижных поясах: Хронологический и генетический аспекты // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 161–164. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Сомин М.Л.* Структуры аркадного типа в складчатых поясах // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 497–500. (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
- Сомин М.Л., Видятин Ю.П.* Соотношения фундамент–чехол и проблема происхождения альпийской складчатости Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 62–69.
- Спенсер Э.У.* Введение в структурную геологию. М.: Недра, 1981. 367 с.
- Степанов В.С.* Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
- Стратиграфия докембрия Карелии: Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ РАН, 1992. 190 с.
- Строение литосферы Балтийского щита. М.: ВИНТИ, 1993. 166 с.
- Судовиков Н.Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 428 с.
- Сыстра Ю.Й.* Поведение линейных структурных элементов при неоднократной наложенной складчатости // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978. С. 117–131.
- Сыстра Ю.Й.* Структурный анализ неоднократных складчатых деформаций ятулия Карелии // Структурный анализ кристаллических комплексов. М.: Наука, 1986. С. 75–76. (Тез. докл.; Ч. 2).
- Сыстра Ю.Й.* Структурный анализ докембрийских комплексов Карелии. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ АН СССР, 1988. 45 с.
- Сыстра Ю.Й.* Тектоника Карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 176 с.
- Сыстра Ю.Й.* Глубинные разломы Северной Карелии // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ РАН, 1994. С. 202–213.
- Сыстра Ю.Й., Скорнякова Н.И.* Конические складки в древних сложноскладчатых образованиях Северной Карелии // Геотектоника. 1980. № 1. С. 30–42.
- Талицкий В.Г.* Новые подходы к моделированию геологической среды // Геотектоника. 1994. № 6. С. 78–84.
- Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В.* Сдвиговые магматические дуплексы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 189–193. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Тевелев Арк.В., Гроховская Т.Л.* Тектонический режим становления раннепротерозойских расслоенных массивов Балтийского щита // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 193–196. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. 210 с.
- Травин В.В.* О гранитоидах фундамента Карелии Северной Карелии // Вопросы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ, 1993. С. 4–24.
- Травин В.В.* Формирование структуры Северо-Карельской синклинойной зоны: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. М., 1996. 20 с.
- Травин В.В.* К проблеме формирования сложноскладчатых структур метаморфических комплексов // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 223–225. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Травин В.В.* К проблеме формирования сложноскладчатой структуры Кукаозерского синклинория (Северная Карелия) // Геотектоника. 2000. № 1. С. 33–45.
- Травин В.В., Коншин В.А.* К вопросу о выборе границы Карельского и Беломорского блоков Балтийского щита // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 211–213. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Трофимов Н.Н.* Механизм формирования стратиморфного золото-платино-палладиевого и титаномагнетитового оруденения в габбро-долеритовых интрузиях нижнего протерозоя Карелии // Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ РАН, 1995. С. 97–98. (Тез. докл.).
- Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Геологическая экскурсия по разрезу Койкарско-Святонаволокской габбро-долеритовой интрузии со стратиморфным титаномагнетитовым и благороднометалльным оруденением // Путеводитель геологических экскурсий по Карелии. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ, 1995. С. 14–26.
- Турченко С.И., Семенов В.С., Амелин Ю.В. и др.* Рифтогенная природа раннепротерозойского Северо-

- Карельского пояса и его металлогеническая специализация // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: Кольск. НЦ РАН, 1992. С. 92–99.
- Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974. 326 с.
- Фашии метаморфизма восточной части Балтийского щита. Л.: Изд-во, 1990. 144 с.
- Флинн Д. Деформация при метаморфизме // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 49–77.
- Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника: Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
- Хайнике Г. Трибохимия. М.: Мир, 1987. 582 с.
- Харитонов Л.Я. Новые данные по стратиграфии и тектонике карельской формации Онего-Сегозерского водораздела // М.;Л.: ГОНТИ, 1938. 47 с. (Тр. Ленинградск. геол. треста; Вып. 17).
- Харитонов Л.Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 51–77.
- Харитонов Л.Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма Карелии // Сов. геология. 1963. № 4. С. 24–53.
- Хейсканен К.И. Раннепротерозойские седиментационные бассейны Балтийского щита // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ РАН, 1993. С. 28–32.
- Хейсканен К.И. Раннепротерозойские седиментационные бассейны Балтийского щита (корреляция разрезов, реконструкции, эволюция): Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук. СПб.;Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 1996. 54 с.
- Хиллс Е.Ш. Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1967. 478 с.
- Чайкин В.Г. Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 268–269. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Чередниченко А.И. Тектонофизические условия минеральных преобразований. Киев: Наук. думка, 1964. 184 с.
- Чиков Б.М. Физико-химические и механохимические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма // Структура линейных зон динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. С. 5–28.
- Чувардинский В.Г. О тектоническом происхождении озера // Проблемы механики грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1986. С. 82–92.
- Чувардинский В.Г. Проблема возраста разломов и геодинамика кайнозоя восточной части Балтийского щита // Геодинамика и глубинное строение Советской части Балтийского щита. Апатиты: Кольск. НЦ РАН, 1992. С. 133–141.
- Шарков Е.В. Континентальный рифтовый магматизм нижнего протерозоя Карело-Кольского региона // Геотектоника. 1984. № 2. С. 37–50.
- Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: Кольск. НЦ РАН, 1993. 145 с.
- Шаров Н.В., Косминская И.П., Азбель И.Я. и др. Составление профилей ГСЗ на юго-востоке Балтийского щита // Геотектоника. 1990. № 1. С. 46–54.
- Шатский Г.В., Горощенко Г.Л. Минерагения ятулийских образований Северо-Карельской зоны на примере кукасозерского синклинория // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 6. С. 107–120.
- Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.;Л.: Госгеолиздат, 1948. 387 с.
- Штейнберг Д.С. Направленность, цикличность и латеральные вариации магматизма // Унаследованность, направленность и цикличность магматизма. Свердловск: Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР. 1978. Вып. 150. С. 5–27.
- Штудле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
- Щитцова Н.И. Свекофенская складчатость в гранитоидах северо-восточной части Пяозерского блока // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ, 1994а. С. 202–213.
- Щитцова Н.И. Свекофенская складчатость в гранитоидах юго-восточного берега Кукасозера (Тайболярвминский домен) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ, 1994б. С. 191–201.
- Эскола П. Докембрий Финляндии // Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967. С. 154–261.
- Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 175 с. (Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР; Вып. 18).
- Яковлев Л.Е. Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1999. 200 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 497).
- Яковлев Л.Е. Метаморфогенная инфильтрация воды в базальтовый слой и кратонизация океанической коры // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 324–327. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Alvarez Ph., Maurin J.-C. Evolution du bassin Proterozoique superieur de Comba // Precambrian Res. 1991. Vol. 50, № 1/2. P. 139–152.
- Armstrong R.L. Radiogenic isotopes: The case for crustal recycling on near-steady-state no-continental-growth // Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 1981. Vol. A301, № 1461. P. 443–472.
- Carey S.W. The Rheid Concept in Geotectonics // Bull. Geol. Soc. Austr. 1954. Vol. 1. P. 67–117.
- Collisional tectonics of the Baltic Shield in the northern Gulf of Bothnia from seismic data of the BABEL project // Geophys. J. Int. 1995. Vol. 120. P. 209–226.
- Fife W.S. The evolution of the Earth's crust: Modern plate tectonics to ancient spot tectonics // Chem. Geol. 1978. Vol. 23, № 1. P. 89–114.
- Gorbatshev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. № 64. P. 3–21.

- Jackson M.P.A., Talbot C.J.* Anatomy of mushroom-shaped diapirs // *J. Str. Geol.* 1989. Vol. 11, № 1/2. P. 211–230.
- Kolodiazhnyi S.Yu., Leonov M.G.* Some Post-Archean tectonic features of Karelian massif (Baltic shield) and inner divisibility of ancient platform basement. Early Precambrian: 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.
- Kröner A.* The Precambrian geotectonic evolution of Africa: Plate destruction // *Precambrian Res.* 1977. Vol. 4, № 2. P. 163–213.
- Lebel D., Langenberg W., Moutjon E.W.* Structure of the Central Canadian Cordillerean thrust and fold belt. Athabasca-Brasean area, Alberta: A large complex intercuted neous wedge // *Bull. Canadian Petrol. Geol.* 1996. Vol. 44, № 2. P. 282–298.
- Leonov M.G., Kolodiazhnyi S. Yu., Somin M.L et al.* The structure and some peculiarities of post-Archean tectonic evolution of the North-Karelia zone (the Baltic shield) // *Proterozoic evolution in the North Atlantic realm. Intern. conf. Goose Bay, Labrador, Canada.* 1996. P. 111–112.
- Lowman P.D.* Comparative planetology and the origin of continental crust // *Precambrian Res.* 1989. Vol. 44, № 3/4. P. 171–195.
- Lukashov A.D., Systra Y.J.* Network of faults and traces of postglacial earthquakes in the Paanajarvy National Park // *Oulanka Report.* 1998. № 19. P. 27–31.
- McCourt S., Wilson J.F.* Late Archaean and Early Proterozoic Tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa // *Geol. Dept. & University West. Austral.,* 1992. Publ. 22. P. 237–245.
- Mörner N.-A.* The Northwest European “Sea-level Laboratory” and Regional Holocene Eustasy // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 1979. № 29. P. 281–300.
- Park A.F.* Accretion tectonism in the Proterozoic Svecokarelides of the Baltic Shield // *Geology.* 1985. Vol. 13. P. 725–729.
- Silvennoinen A.* General geological setting and deep fracture structures in the Kuusamo-Kuolajarvi-Paanajarci area // *Proceeding of a Finish-Soviet Symp. in Finland. Geol. Surv. Finland, Special Paper,* 1991. №13. P. 5–10.
- Stewart J., Watts A.B.* Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. P. 6327–5352.
- Toyoshima T., Komatsu M., Shimura T.* Tectonic evolution of lower crustal rocks in an exposed magmatic arc section in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan // *The Island Arc.* 1994. Vol. 3, issue 3. P. 182–198.
- Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Ivanova T.P.* Activ faults and strong earthquakes in Eastern Mediterranean, Middle East and Lesser Caucasus // *Second Intern. Symp. of the geology of the Eastern Mediterranean region. Prog. and Abstr. Iarusalem: KENES,* 1995. P. 24.

Оглавление

Введение (М.Г. Леонов)	5
Часть первая. Краткий геологический очерк Карельского массива (М.Г. Леонов, С.Ю. Колодяжный).....	7
Часть вторая. Структурно-тектонический аспект постархейской геодинамики Карельского массива	15
Глава 1. Региональные структуры и их геокинематическая интерпретация	15
Зоны сплющивания (М.Г. Леонов, С.Ю. Колодяжный, М.Л. Сомин)	15
Зоны осепродольного течения (С.Ю. Колодяжный).....	24
Зоны диссипативного сдвигово-купольного тектогенеза (М.Г. Леонов, С.Ю. Колодяжный).....	29
Зоны растяжения и оттока (М.Г. Леонов, С.Ю. Колодяжный).....	30
Глава 2. Деформации тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла (М.Г. Леонов, С.Ю. Колодяжный, М.Л. Сомин).....	40
Глава 3. Новейшая тектоника (Д.С. Зыков, М.Г. Леонов).....	44
Глава 4. Некоторые элементы глубинного строения (Э.Н. Лишневский, М.Г. Леонов) ...	49
Глава 5. Обобщение материала: структурно-кинематическая схема и геодинамика (М.Г. Леонов, С.Ю. Колодяжный, Д.С. Зыков, М.Л. Сомин, Э.Н. Лишневский)	53
Часть третья. Структурно-вещественный аспект постархейской геодинамики Карельского массива	57
Глава 1. Северное Прионежье (М.Г. Леонов, С.Ю. Колодяжный, М.Л. Сомин)	59
Структурно-вещественные преобразования гранитоидов фундамента	61
Структурно-вещественные преобразования конгломератов проточехла	63
Обсуждение материала	64
Глава 2. Район оз. Сегозеро (С.Ю. Колодяжный, М.Г. Леонов).....	68
Фактический материал	68
Обсуждение материала	75
Глава 3. Северо-Карельская зона (С.Ю. Колодяжный).....	79
Вещественные комплексы.....	81
Свекофеннские вторичные преобразования	82
Обсуждение материала	91
Глава 4. Обобщение материала: механизм формирования гранитно-метаморфического слоя и его вертикальная аккреция (М.Г. Леонов, С.Ю. Колодяжный)	94
Часть четвертая. Общие закономерности геодинамики Карельского массива: гипотезы и предположения (М.Г. Леонов, С.Ю. Колодяжный, Д.С. Зыков, М.Л. Сомин, Э.Н. Лишневский) ...	101
Литература	108

Contents

Introduction (<i>M.G. Leonov</i>).....	5	Part three. Structural-material aspects of the postarhean geodynamics of the Karelian massif	57
Part one. Brief geological sketch of the Karelian massif (<i>M.G. Leonov, S.Yu. Kolodiazhny</i>).....	7	Chapter 1. The Northern Onega-Lake region (<i>M.G. Leonov, S.Yu. Kolodiazhny, M.L. Somin</i>).....	59
Part two. Structural-tectonic aspects of the postarhean geodynamics of the Karelian massif	15	Structural-material transformings of the basement granitoids.....	61
Chapter 1. Regional structures and their geokinematic interpretation	15	Structural-material transformings of the cover conglomerates.....	63
Zones of flattening (<i>M.G. Leonov, S.Yu. Kolodiazhny, M.L. Somin</i>).....	15	Discussion.....	64
Zones of lateral flow (<i>S.Yu. Kolodiazhny</i>)...	24	Chapter 2. The Segozero-Lake region (<i>S.Yu. Kolodiazhny, M.G. Leonov</i>).....	68
Zones of dissipate shear-dome tectonics (<i>M.G. Leonov, S.Yu. Kolodiazhny</i>).....	29	The base material.....	68
Zones of tension and outflow (<i>M.G. Leonov, S.Yu. Kolodiazhny</i>).....	30	Discussion.....	75
Chapter 2. Tectonic flow deformations in the protoplatform cover (<i>M.G. Leonov, S.Yu. Kolodiazhny, M.L. Somin</i>).....	40	Chapter 3. The North-Karelian zone (<i>S.Yu. Kolodiazhny</i>).....	79
Chapter 3. The newest tectonics (<i>D.S. Zykov, M.G. Leonov</i>).....	44	Lithological complexes.....	81
Chapter 4. Some deep tectonic construction elements (<i>E.N. Lishnevsky, M.G. Leonov</i>)....	49	The secondary Svecofennian transformations.....	82
Chapter 5. Conclusion: structural-kinematic schema and geodynamics (<i>M.G. Leonov, S.Yu. Kolodiazhny, D.S. Zykov, M.L. Somin, E.N. Lishnevsky</i>).....	53	Discussion.....	91
		Chapter 4. Generalization of the material: the mechanisms of the granite-metamorphic stratum formation and its vertical accretion (<i>M.G. Leonov, S.Yu. Kolodiazhny</i>).....	94
		Part four. Communal laws of the Karelian massif geodynamics: hypotheses and assumptions (<i>M.G. Leonov, S.Yu. Kolodiazhny, D.S. Zykov, M.L. Somin, E.N. Lishnevsky</i>).....	101
		References	108

Научное издание

**Михаил Георгиевич Леонов
Сергей Юрьевич Колодяжный
Дмитрий Сергеевич Зыков
Эрик Николаевич Лишнеvский
Марк Львович Сомин**

**Очерки
постархейской геодинамики
Карельского массива**

(Труды; Вып. 536)

**Утверждено к печати
Редколлекцией Геологического института РАН**

**Редактор *И.М.Ерофеева*
Художник *О.В.Кураленко***

**Подписано к печати 12.10.2001
Формат 60x90 1/8. Бумага офсетная № 1, 80 г/м²
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 15,0
Тираж 300 экз.
Тип. зак. № 446С, Москва**

**Издательство ГЕОС
Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 951-04-43**