

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

В. Г. ЗАГОРОДНЫЙ, А. Т. РАДЧЕНКО

**ТЕКТОНИКА
РАННЕГО
ДОКЕМБРИЯ
КОЛЬСКОГО
ПОЛУОСТРОВА**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ ИМ. С. М. КИРОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. Г. ЗАГОРОДНЫЙ, А. Т. РАДЧЕНКО

ТЕКТОНИКА РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

(состояние изученности и проблемы)

3975



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1983



Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (состояние изученности и проблемы). Л., „Наука“, 1983. 96 с.

Рассмотрены вопросы тектонического расчленения раннедокембрийских разрезов Кольского региона. Выделены три структурно-формационных комплекса: древнейшего фундамента, кольско-беломорский амфиболито-гнейсо-кристаллосланцевый и карельский осадочно-вулканогенный; охарактеризованы основные закономерности их регионального размещения и особенности внутреннего строения. Обсуждаются основные проблемы палеотектонических реконструкций, тектонического районирования, связи тектоники с магматизмом и метаморфической зональностью. Предлагается тектоническая схема Кольского региона как основа для составления тектонической карты. Изложенный материал представляет интерес для широкого круга геологов-докембристов. Лит. - 83 назв., ил. - 31, табл. - 2.

Ответственный редактор:

доктор геолого-минералогических наук И.В. БЕЛЬКОВ

Рецензенты: В.А. Горелов, А.А. Предовский

Владимир Георгиевич Загородный, Александр Терентьевич Радченко

ТЕКТОНИКА РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА
(состояние изученности и проблемы)

Утверждено к печати

Геологическим институтом ордена Ленина

Кольского филиала им С.М. Кирова АН СССР

Редактор издательства Т.П. Жукова. Художник Г.В. Смирнов

Технический редактор О.Б. Мацылевич. Корректор Г.А. Александрова

ИБ № 20630

Подписано к печати 30.03.83. М-45010. Формат 60x90 1/16.

Бумага офсетная №1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 6 + 1 (вкл.)

Усл. кр.-отт. 7 л. Уч.-изд. л. 7.71. Тираж 600. Тип. зак. №2063.

Цена 1 р. 20 к.

Издательство „Наука“, Ленинградское отделение

199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография

издательства „Наука“

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

Работа по тектонике такого докембрийского региона, как Кольский полуостров, обычно относится к структурной или региональной геотектонике, которые характеризуют современное расположение в земной коре структурных форм, созданных всей совокупностью тектонических движений. В этом отношении Кольский регион имеет богатую историю исследований, а обобщения по тектонике приобрели широкую известность, будучи выполненными с мастерством, присущим выдающимся геологам.

Вопросы исторической и динамической геотектоники, применительно к докембрийским регионам, являются традиционно трудными. Однако, будучи наиболее хорошо изученным докембрийским регионом Советского Союза, территория восточной части Балтийского щита служит своеобразным эталоном для исследователей. Огромное количество накопленных знаний позволяет решать качественно новые задачи, связанные с пониманием закономерностей развития тектонических движений, а также связи геотектонической истории с историей других эндогенных процессов. Но постановка конкретных задач, а также синтез имеющихся данных зачастую не могут быть выполнены по образцу регионов фанерозойского возраста. Поэтому не случайно был проявлен большой интерес геологов к Всесоюзному совещанию по тектонике раннего докембрия, состоявшемуся весной 1978 г. в г. Апатиты. На совещании, с одной стороны, была отмечена несогласованность исходных методических позиций и несовершенство методов наблюдений и анализа, а с другой — назревшая необходимость историко-геологического аспекта тектонического изучения докембрия, тем более что опыт систематизации на этой основе удачно предпринят геологами Карельского филиала АН СССР.

Предлагаемая работа не является сводкой материалов по тектонике Кольского полуострова. В ней авторы освещают состояние изученности и основные проблемные вопросы исторической и динамической геотектоники, обсуждают возможности, пути и приемы их решения, а также специальные вопросы тектонической картографии среднего масштаба применительно к докембрийским регионам. При этом в работу включены преимущественно новые данные, полученные авторами за последнее десятилетие в результате специальных исследований, и известные материалы, получившие ориги-

нальную трактовку в процессе работы над тектонической схемой Кольского полуострова. Дискуссионность многих положений, предлагаемых в авторском варианте, призвана акцентировать внимание на актуальности обсуждаемых проблем и, как надеются авторы, будет способствовать выбору оптимального решения.

Не прибегая к излишнему повторению сведений, прошедших через многие обобщающие работы, и рассчитывая на читателя, знакомого с геологией региона и историей вопроса, авторы, с одной стороны, сочли возможным опустить ретроспективный обзор исследований, ограничившись ссылками и краткими сведениями из специальных работ, касающихся сути обсуждаемых вопросов. С другой стороны, они стремились избежать излишних ссылок на литературные источники в тех случаях, когда речь идет о широко известных сведениях или общепринятых понятиях.

Основы тектонического районирования восточной части Балтийского щита, сохраняющие свое значение до настоящего времени, были разработаны А.А. Полкановым (1937–1939 гг.). В составе региона им выделены: Мурманский, Беломорский и далее на юго-запад Финско-Карельский блоки – ядра археид, спаянные Кольской и Карельской зонами протерозоид. Эволюция земной коры при этом представлялась прежде всего как процесс наращивания континента вокруг ядер археид за счет отмирания все более молодых геосинклинальных систем. Эти идеи послужили основой и для последующих разработок схем тектонического районирования.

Большинство из предложенных к настоящему времени тектонических схем, имея историческую нагрузку, выражают тем не менее суммарный эффект тектонических преобразований (Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Шуркин, 1968; Макиевский, 1973; Перевозчикова, 1974; Платунова, 1975, и др.). Такие схемы являются статическими. Из них остается неясной история развития региона и отдельных его элементов до проявления завершающего тектогенеза. Качественно несколько иную информацию несут схемы Л.И. Салопы (1971) и М.А. Гиляровой (1974). Первая из них отражает тектоническую зональность для конца мезопротерозоя, по мнению автора, – времени завершения геосинклинальной стадии развития Балтийского щита, вторая посвящена палеотектоническому районированию „докарелия”. На этих схемах также не найдено отражения динамика геотектонических событий. Однако надо отметить, что основная часть упомянутых работ не является специально тектоническими, а сопровождаемые их схемы иллюстрируют главные особенности геологического строения региона, а потому и являются в своей основе структурными. Сама степень изученности объекта и качество фактического материала не способствовали разработке более совершенной схемы тектонического районирования. Благоприятные условия для выполнения данной работы были созданы трудом большого коллектива геологов, завершивших многолетние исследования по ряду важнейших вопросов геологии региона. Они получили выражение в создании специальных карт Кольского полуострова и сводок по вопросам стратиграфии, метаморфизма и магматизма. Установлен ряд новых положений, имеющих принципиальное геотектоническое значение.

По нашему мнению, это прежде всего признание широкого развития среди пород Кольского региона протоплатформенных образований, относящихся к разным мегациклам, а не только геосинклинальных, принципы тектонического расчленения которых и положены в основу всех существующих схем. Отсюда следует вывод о неравномерном развитии земной коры региона в докембрии. Учитывая же отсутствие морфологически сходных структур и формационных рядов горных пород, принимающих участие в строении разных этажей, следует признать, что докембрийская эволюция характеризовалась качественной сменой тектонических режимов и, вероятно, неоднократной.

Большое значение при этом имеет выявленный в последние годы „древнейший плагиогранито-гнейсовый фундамент“ — нестратифицированный комплекс сиалической протокоры (Бельков и др., 1971), наиболее близкой по своим физическим и петрологическим свойствам к переходному (транзитальному) типу.

Не менее важным представляется существование различных типов разновозрастных протогеосинклинальных разрезов раннего докембрия, имеющих в своей основе формационно-тектоническую неоднородность. Последнее свидетельствует о пространственно неоднородном развитии докембрийских подвижных зон, что позволяет сравнивать их в геотектоническом аспекте с геосинклинальными системами фанерозоя.

Существуют также данные, неоднократно рассмотренные авторами, о интраконтинентальной тафрогенной или рифтогенной природе структурных зон Карелии и их решающей роли в формировании современного структурного плана.

Важной особенностью докембрийских сооружений являются хорошо документируемые следы перестройки древних структур в связи с наложением на них более молодых, преимущественно карельских деформаций.

Современная структура северо-восточной части Балтийского щита сложилась в результате последовательной смены ряда циклов геологического развития на протяжении более чем 3 млрд. лет и отражает суммарный эффект тектонических преобразований. Поэтому неоднородное строение Кольского региона следует связывать с различной историей геологического развития отдельных естественных участков земной коры разного масштаба. Вертикальная неоднородность отражает ход процессов тектонического развития во времени, в результате которых формируются историко-тектонические подразделения, латеральная неоднородность характеризует региональное распределение геологических тел в пространстве.

Не вдаваясь предварительно в обсуждение теоретических вопросов тектонического районирования, отметим, что наша работа выполнена на основе историко-генетического принципа, сформированного Т.Н. Спиражским (1959, 1973) и получившим дальнейшее развитие в работах Б.П. Бархатова (1961, 1971) на примере сложностроенных складчатых областей. Нами были учтены критические замечания, высказанные в рецензии (Архипов и др., 1975)

на монографию Т.Н. Спизарского (1973) и относящиеся преимущественно к мелкомасштабным обзорным картам, а также возможности применения методики, разработанной на фанерозойских объектах, в условиях региона с докембрийской историей. Представляется, что такой подход позволяет выделить естественные участки земной коры разного масштаба и с разной историей геологического развития. Ориентируясь на широко известную тектоническую терминологию, сделаем одну принципиальную оговорку, касающуюся определения тектонического режима, поскольку это понятие лежит в основе геотектонических построений. Как отмечалось, структура Кольского региона сложилась под влиянием не одного тектонического режима. При этом наряду с формированием геологических тел, соответствующих каждому режиму, перерабатывались уже сформированные комплексы. Поэтому в своей работе мы следуем определению, приведенному в работе Б.П. Бархатова (1979, с. 75):

„...под тектоническим режимом следует понимать совокупность геолого-тектонических процессов в определенном участке коры за определенный отрезок времени, под воздействием которых, во-первых, формируется соответствующий структурно-формационный комплекс (или его часть) со свойственными ему вещественно-структурными особенностями и, во-вторых, подвергаются в разной степени переработке предшествующие комплексы“.

Выделение и характеристика историко-тектонических подразделений и их латеральной неоднородности имеют ряд специфических проблем, связанных с синтезом огромного количества разнопланового фактического материала, посвященного местным стратиграфическим подразделениям и корреляции. Однако не менее важными представляются и проблемы палеотектонических реконструкций условий неоднократной смены тектонических режимов и переработки ранее сформированных комплексов. Безусловно, тектоническое районирование и создание тектонической схемы на историко-генетической основе представляет самостоятельную и самую трудную проблему, обсуждение которой мы относим в заключительную главу, где будут изложены и основные черты геотектоники региона в авторской интерпретации.

Вертикальное расчленение метаморфизованных докембрийских толщ в разных районах региона способствовало созданию большого количества местных стратиграфических подразделений с весьма громоздкой синонимикой, отражающей не только сложный путь процесса познания, но и дискуссионность принятых подразделений. Рассмотрение исходного вещества метаморфических толщ привело к выявлению фашиальной неоднородности одновозрастных подразделений, однако усложнило корреляцию. Зачастую стало невозможным объективно отнести конкретные разрезы к полифашиальному слою или разновозрастным образованиям, особенно, если это касается разных структурных зон. Стратиграфические подразделения существенно отличаются и по многим другим особенностям настолько, что теряются наиболее общие закономерности, для выявления которых отдельные частные проблемы, может быть, не столь существенны. Поэтому в более абстрактном исследовании удобнее оперировать конкретными геологическими формациями, которые реально существуют, имеют определенный состав, размеры, возраст, форму геологических тел и „отделяются от смежных формаций некоторым скачком, свидетельствующим о качественном изменении условий образования...” (Херасков и др., 1953, с. 148). Правда, остается неопределенным тот набор конкретных элементов, изменение которых приводит к „некоторому скачку”, и, вероятно, его диагностика зависит от специфики строения геологических объектов, целей анализа и теоретической позиции автора. Очевидно, это обстоятельство оставляет возможность и другого подхода к формационному расчленению, основанному на тех же принципиальных положениях.

В составе конкретных формаций, слагающих структурные этажи, в их возрастной последовательности и латеральных рядах заключена информация о геотектонических условиях развития отдельных участков региона. Однако типизация режимов их формирования в условиях сложнодислоцированного кольского докембрия затруднена. Тем не менее известны и такие специфические особенности строения докембрийских толщ, которые способствуют разработке ряда специальных приемов, облегчающих геотектонические построения.

Основоположник учения о формациях Н.С. Шатский разработал, как известно, парагенетический подход к расчленению минеральных масс. Но рассмотрение собственно метаморфических парагенезисов

горных пород относится, может быть, к формационному анализу послеметаморфической истории геологических тел. Однако в последние годы в геологии докембрия возникло новое направление — осадочная геология докембрия (Сидоренко, 1963, 1965), главной целью которой является перевод метаморфических пород в их неметаморфизованные аналоги. Реконструкция первичного состава достаточно успешно проводится для пород, претерпевших преобразование в условиях низких ступеней метаморфизма, но определенные успехи имеются и в отношении глубокометаморфизованных образований. Достижения в этой области позволили перейти к формационному и палеотектоническому анализу, так как появилась возможность „снятия” метаморфизма.

В связи с литологическим изучением докембрийских пород широкое развитие получили геохимические исследования, благодаря которым стало возможно выявление геохимических закономерностей эволюции седиментации и вулканизма, металлогенической специализации и реконструкции протосостава отдельных толщ и, следовательно, использование этих данных для целей корреляции и формационного расчленения конкретных образований.

Наконец, почти полное отсутствие органических остатков в раннедокембрийских толщах способствовало развитию структурных методов изучения последовательности напластования пород и придали тектонический характер стратиграфическим подразделениям. Особенно это касается крупных подразделений, таких как группа. Для них в качестве синонима нередко применяется уже тектоническое понятие — комплекс, а главные стратиграфические рубежи несут опять же непосредственно тектонический смысл, так как отвечают перерывам, с которыми связываются смены тектоно-магматических или геотектонических циклов, имеющих глобальное значение.

Таким образом, опираясь на основные особенности строения разрезов, их латеральное положение, морфологию структурных форм и привлекая дополнительные данные по литологии, геохимии, магматизму и метаморфизму, представляется возможным наметить главные историко-тектонические подразделения и охарактеризовать разделяющие их важнейшие рубежи.

Структурно-формационные комплексы

Согласно номенклатуре возрастных подразделений, геотектоническому циклу отвечает наиболее крупная структурная единица — комплекс, под которым принято понимать многоэтажные и занимающие значительные площади геологические тела со специфическим набором формаций, отражающим направленный процесс осадконакопления, магматизма, складчатости и метаморфизма. От выше- и нижележащих комплексов он отделяется крупными угловыми и азимутальными несогласиями, связанными с глубокой эрозией складчатых сооружений. Геотектонические циклы включают несколько стадий, которые выражаются в формировании структурных этажей в их тра-

диционном понимании. В разрезе кольского докембрия можно выделить четыре таких комплекса: древнейшего фундамента, кольско-беломорский амфиболито-гнейсо-кристаллосланцевый, карельский осадочно-вулканогенный и рифейский терригенный. Последний мы не рассматриваем, так как геотектоническая зональность региона сформировалась окончательно в результате карельского тектогенеза.

I. Комплекс древнейшего фундамента или первичной сиалической коры, отражающий „нуклеарный“ геотектонический мегацикл развития. Однороден по составу — плагиогранито-гнейсы, диорито-гнейсы. Залегают в основании всех более молодых образований. Структура купольно-блоковая.

II. Кольско-беломорский амфиболито-гнейсо-кристаллосланцевый комплекс включает:

2-й этаж — протогоосинклинальный ряд формаций, объединяющий по меньшей мере два формационных типа разрезов: а) лапландский — наиболее полные и мощные разрезы с преобладанием основных и средних метавулканитов; б) центральнокольский — мощность в 3–5 раз меньше, наряду с основными и средними вулканитами важную роль играют кислые, характерны железисто-кремнистые формации. Залегают всегда на древнейшем фундаменте; обладает сложной структурой, сочетающей линейные и складчато-глыбовые элементы.

3-й этаж — проторогенный гнейсо-сланцевый ряд формаций. Обладает хорошо выраженным разрезом, представленным средними и кислыми метавулканитами и терригенными образованиями, грубообломочными в верхней части. Залегают на нижележащих толщах с несогласием, области развития по сравнению с протогоосинклинальными более локализованы и несколько смещены. Строение — глыбово-складчатое, линейное — в зонах карельской перестройки.

4-й этаж — терригенно-сланцевый ряд формаций, слагающий реликты протоплатформенного чехла, представлен разрезом сланцев кейвской серии и ее аналогов на Малых Кейвах, возможно в южном обрамлении Имандра-Варзугской зоны. Обладает сложными взаимоотношениями с протороогенными образованиями — от постепенных переходов до стратиграфически и структурно несогласных. На более древних образованиях залегают резко несогласно. Структуры открытые, пологие, платформенного типа и наложенные линейные, обусловленные влиянием более поздних деформаций.

III. Карельский осадочно-вулканогенный комплекс включает:

5-й этаж — формационный ряд осадочных и вулканогенных образований наложенных интракратонных линейных зон, по ряду признаков сходных с рифтогенными. Представлен нижними толщами Имандра-Варзугской зоны — вулканитами базальтового и андезито-дацитового состава и преймущественно высокодифференцированными осадками. Общая мощность не менее 5000–6000 м. Залегают резко несогласно на разных уровнях разреза глубоко денудированных подстилающих комплексов. Структура — автономная линейная, грабен-синклинальная.

6-й этаж — формационный ряд осадочных и вулканогенных образований, унаследованных мутьдообразных приразломных прогибов. Представлен толщами печенгской и варзугской серий и их аналогами на Западных Кейвах, в Усть-Понойском грабене и др. — вулканиты пикрито-базальтового, трахибазальто-андезитового, толеитового и кварц-толеито-дацитового состава, часто эксплозивные; осадки — терригенно-карбонатно-сланцевые. Общая мощность не менее 7000–8000 м. Залегают со стратиграфическим и частью угловым несогласием на толщах нижнего этажа, на более древних образованиях — резко несогласно. Структуры — мутьдообразные, блокированные разломами.

7-й этаж — формационный ряд смешанных осадочно-вулканогенных образований остаточных приразломных прогибов. Представлен толщами южнопеченгской и томингской серий — вулканитами пикрито-базальтового и андезито-дацитового состава, преимущественно эксплозивными. Осадочные образования — терригенно-карбонатно-сланцевые. Общая мощность до 4000 м. Залегают с азимутальным и угловым несогласием на более древних образованиях преимущественно карельского комплекса. Структура — наложенные крупные синклинали или линейные, сжатые, часто опрокинутые ее фрагменты.

Важнейшие рубежи — перерывы, несогласия и оценка их значимости

Само осознание существования древнейшего фундамента в основании супракрустальных толщ кольского докембрия, а затем и его выделение предполагают наличие важнейшего и самого древнего рубежа в истории геотектонического развития региона.

Среди древнейших образований рассматриваемой территории издавна выделялись две группы горных пород, занимающих обширные площади: комплекс гнейсов, амфиболитов, кристаллических сланцев и ассоциация гнейсо-плагиигранитов-гранодиоритов. Представлялось, что плагииграниты-гранодиориты рвут супракрустальный комплекс; вместе с тем были известны факты стратиграфического налегания супракрустальных образований на те же гранитоиды. Эта двойственность являлась предметом мучительных размышлений многих исследователей тридцатых-сороковых годов. Выход искали, как это представляется сейчас, в расчленении латерального ряда горных пород. При этом гнейсы, амфиболиты и сланцы, залегающие без явных несогласий, относились к древним — кольским или беломорским; другие, перекрывающие несогласно гранитоиды, к более молодым — тундровым. Одновременно исследователи, как правило, отмечали сходство состава и строения их разрезов, предполагая в этом игру природы, повторившей геотектонические условия.

Эти представления нашли широкое признание (Харитонов, 1958, и др.), однако детальные исследования и гнейсо-плагиигранитов-гранодиоритов (Батиева, Бельков, 1968, и др.), и супракрустальных толщ в Печенгском, Кейвском, Примандровском и других рай-

онах (Бельков и др., 1971; Горяинов, 1970; Предовский и др., 1973, и т.д.) принесли иные результаты. Оказалось что плагиограниты-гранодиориты прорывают лишь часть гнейсов – биотитовые и биотито-амфиболитовые плагиогнейсы, не содержащие явных признаков осадочной дифференциации и однородные на больших площадях. В то же время сложный и достаточно пестрый разрез гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев всегда с признаками несогласия залегает на первых и включает продукты их выветривания и переотложения. Именно эту границу, оказавшуюся как бы внутри разреза гнейсов, мы считаем важнейшей, разделяющей нижний и верхний архей или комплекс древнейшего фундамента региона и кольско-беломорский супракrustальный комплекс.

Об этом свидетельствуют хотя и не многочисленные, но важные факты. Прежде всего, как нам представляется, большое значение имеет факт повсеместного распространения в основании стратифицированных толщ кольского докембрия нестратифицированного комплекса пород с ограниченным набором петрографических и фациальных разновидностей. Важную информацию о характере этого рубежа можно получить при анализе строения базальных толщ верхнеархейского комплекса. В ряде районов они сложены груботерригенными образованиями, включающими конгломераты. Последние наблюдаются в районах развития линейных зон интенсивного прогибания верхнеархейского возраста – Ковишской зоне, районах Корватундры и Вочеламбино, зоне Колмозеро-Воронья. Состав галек, включающий разноглубинные фашии гранитоидов (Лулева, 1967; Гарифулин, 1971; Богданова, Ефимов, 1975), как и само наличие грубообломочных терригенных пород, указывают на существенный эрозионный врез, а залегание верхнеархейских толщ на фациально различных породах фундамента – на региональный характер разделяющего их несогласия. Надо отметить, что менее мощные разрезы верхнеархейского комплекса, как например в Кольско-Норвежской зоне, обычно не содержат в базальных горизонтах грубообломочных фаший. Характер их взаимоотношений с фундаментом, достаточно четкий и резкий с явной сменной формационной принадлежности и типа строения, справедливо оценивается П.М. Горяиновым (1970) как глобальный, разделяющий архейскую и протерозойскую группы.¹ Нам представляется, что такой контакт характеризует более значительный перерыв, чем в упомянутых выше зонах интенсивного верхнеархейского прогибания, так как носит эрозионный характер поверхности фундамента и имеет, вероятно, трансгрессивное положение перекрывающих его слоистых толщ верхнеархейского комплекса.

Многочисленные перерывы и несогласия, выполненные в конкретных разрезах, оцениваются изучившими их геологами по-разному. Большая часть перерывов, связанная с фазой складчатости и изме-

¹ Согласно рекомендациям Всесоюзного совещания по расчленению докембрия (г. Уфа, 1977 г.), эти группы именуется соответственно нижне- и верхнеархейскими.

нением структурного плана, приобретает характер регионального несогласия. Их выделение является в основном пройденным этапом исследований, а оценка не является остро дискуссионной. В нашей работе, посвященной тектонике, такие несогласия, разделяющие в отдельных районах конкретные формации, а в региональном масштабе — формационные ряды, являются границами структурных этажей (табл. 1, см. вкл., с. 8).

Однако в понимании объема кольско-беломорского и карельского комплексов, а следовательно и в оценке перерыва, разделяющего две группы образований, единого мнения среди геологов нет. По сути дела в определении нижней границы карельского комплекса существуют противоречия, отражающие теоретические предпосылки исследователей в оценке значимости перерывов и трактовке понятий геотектонической цикличности. Так, известна тенденция поднять границу кольского комплекса до уровня полисарской и ахмалахтинской свит (Предовский и др., 1975), т. е. до границы второго отдела карелид в нашем понимании. Это связано с переоценкой предполисарско-предахмалахтинского перерыва, до какой-то степени оправданной для Печенгской структуры, где в основании ахмалахтинской свиты наблюдается крупнейшее несогласие с архейским фундаментом, объяснимое длительным перерывом, который следует понимать как до-, а не предахмалахтинский. В пределах Печенгско-Варзугской зоны все отделы комплекса связаны формационным единством (Радченко, Борисов, 1978), имеют общую структурно-тектоническую зональность и поэтому характеризуют лишь этапы единого геологического процесса. Если же речь идет только о сокращении понятия „карельский комплекс“ до объема печенгской серии и ее аналогов, при сохранении границы архей-протерозой и единства подразделения, рассматриваемого сейчас в качестве комплекса, что также можно предположить из ряда выступлений А.А. Предовского, то вся постановка вопроса теряет принципиальность и сохраняет лишь терминологическое условное значение.

Противоположное стремление — опустить границу карельского комплекса и вместе с ней границу архей-протерозой до уровня подошвы кейвской сланцевой серии (Бекасова и др., 1975; Мирская, 1975, и др.) вызвано, на наш взгляд, недооценкой предстрельнинского перерыва и кардинальной смены режимов на этом уровне, а также своеобразным пониманием состава и длительности тектонических циклов, ограниченных, в классическом варианте, заложением подвижной области и ее преобразованием в стабильную. Если в стабильных зонах происходит осадконакопление, то это рассматривается авторами, очевидно, как начало нового тектонического цикла. Однако при такой трактовке неизбежно возникают трудности в определении начала стабильного состояния складчатой области, разные части которой заканчивают свое развитие, как правило, не одновременно, отчего и возникает тектоническая зональность регионов. Даже применительно к Кейвской зоне нельзя с уверенностью утверждать, что появлению высокоглиноземистой части разреза предшествовал длительный перерыв в осадконакоплении, сопровождав-

шийся формированием кор химического выветривания. Скорее на-
против, хорошо известны факты, указывающие на отсутствие пере-
рыва в осадконакоплении на границе лебяжинской и кейвской серий,
либо на незначительные локальные перерывы с формированием юр
физического выветривания. В таком случае продукты переотложения
кор глубокого химического выветривания указывают, очевидно, на
существование обширных стабильных участков земной коры, где эти
процессы осуществлялись, вероятно, в предшествующий период и
синхронно. Кейвская зона, а по-видимому, и более обширная тер-
ритория без складчатости на рассматриваемом уровне сохраняла
условия, благоприятные для осадконакопления — формирования оса-
дочного чехла.

Представляется, что длительность и состав тектонических циклов
следует определять от этапа заложения подвижной области до ново-
го регионального проявления аналогичного этапа. Тогда достаточно
точно устанавливаются границы циклов, их внутренние подразде-
ления — стадии, этапы и эволюция сопровождающих тектонических
режимов. Применительно к рассматриваемому вопросу такой грани-
цей является подошва стрельнинской серии карельского комплекса,
означающая заложение первых линейных рифтогенных вулcano-текто-
нических депрессий на стабильной коре континентального типа. Пред-
ставляется также достаточно обоснованным принимать ее за границу
архей-протерозой, в связи с тем что с нее начинается принципи-
ально новый этап эволюции земной коры, пришедший на смену дли-
тельному периоду ее стабильного (кратонного?) состояния и при-
ведший к интенсивной перестройке не только структурного плана
докарельских сооружений, но также и основной массы кристалличе-
ского вещества земной коры региона, вызванной позднекарельским
региональным метаморфизмом.

Латеральная неоднородность историко-тектонических подразделений проявлена на разных уровнях. В пределах одной структурно-формационной зоны выделяемые типы разрезов могут отличаться разными параметрами на литолого-петрографическом и стратиграфическом уровнях, но их объединяет формационное единство. При сопоставлении одноименных подразделений разных зон выявляются неоднородности в строении разрезов на формационном уровне: выпадают отдельные конкретные формации, обнаруживается разный их набор и объем, а также последовательность, тогда как на литолого-петрографическом и стратиграфическом уровнях разрезы могут оказаться большей частью несопоставимы, хотя отдельные их элементы обнаруживают столь большое сходство, что приобретают характер типоморфных образований. В таком сходстве проявляется, по-видимому, уже формационный уровень организации материи, так как региональный характер распространения таких образований обязан и региональному проявлению условий их формирования, т. е. прежде всего тектоническому фактору.

Анализ конкретных формаций, основанный на парагенетических связях, является все же элементарным приемом геотектоники, особенно эффективным в приложении к конкретной структурно-формационной зоне. Представляется, что только исследование на уровне рядов формаций имеет тектоническую основу. Действительно, сочетание конкретных формаций, в латеральном ряду которых имеется и характерная „типоморфная“, может достаточно полно отразить тектоническую природу слагаемого им геологического объекта.

Комплекс древнейшего фундамента

Прежде чем приступить к существу вопроса, условимся, что к архею относятся, в соответствии с рекомендациями Всесоюзного совещания по расчленению докембрия (г. Уфа, 1975 г.), все образования древнее 2.6 млрд. лет. В составе последних выделяются нижне- и верхнеархейские с границей между ними, предполагаемый возраст который около 3.5 млрд. лет. Таким образом, нижнеархейские образования древнее 3.5 млрд. лет и составляют комплекс древнейшего фундамента.

Совокупность геологических наблюдений показывает, что фундамент сложен преимущественно специфичными безмикроклиновыми гранитоидными образованиями, которые залегают в основании всех последующих стратифицированных толщ. В составе комплекса различаются тоналиты, гранодиориты, плагиограниты, эндербиты, чарнокиты, биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, реже амфиболитовые кристаллические сланцы, образующие, согласно данным И.Д. Батиевой и И.В. Белькова (1968, и др.), геохимически родственный ряд магматических горных пород, однако, разных фаций глубинности — от plutонических до эксплозивных. Изучение их геологических соотношений, характеризующихся многочисленными взаимными пересечениями, наличием ксенолитов и жил сходных по составу пород, также указывает на их родство и близкую одновозрастность, и в свою очередь свидетельствует в пользу их отнесения к единой вулканоплутонической ассоциации первичнокоровых гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов (Батиева, Бельков, 1968; Бельков, 1976, и др.). В формировании комплекса древнейшего фундамента не исключается, вместе с тем, определенная роль процессов ультраметаморфизма, а для части плагиогнейсов вероятно экзогенное происхождение.

В последующие периоды эндогенной активности региона рассмотренные образования неоднократно испытали структурные, метаморфические и ультраметаморфические преобразования, а в результате реоморфизма и палингенеза они могли перемещаться в более высокие слои земной коры. Несмотря на это, некоторые черты строения древнейшего фундамента и пространственного размещения в нем разновидностей пород обнаруживают закономерности, первичная природа которых наиболее вероятна. Так, известно, что древнейший фундамент наблюдается в виде небольших (3—5, реже до 20—25 км в поперечнике) блоков или глыб, окруженных супракрустальными образованиями, — Печенгско-Аллареченский, Центрально-Кольский и другие районы — или обнажен на обширных пространствах, как например в пределах Мурманского массива. В первом случае в центральных частях блоков породы фундамента образуют одну или несколько пологих брахиформных купольных структур, устанавливаемых по пластовой отдельности и линейности. В периферических частях блоков пологие структуры перерабатываются крутой сланцеватостью, конформной со структурой обрамляющих толщ. Обычно здесь же проявлены процессы ультраметаморфизма, наложенные как на древние, так и на более молодые образования. В пределах Мурманского массива и в других аналогичных районах также наблюдаются пологие купольные структуры (Козлов, 1979), которые группируются в более крупные овалы или „стада“ куполов. Крутая сланцеватость здесь всегда несомненно связана с более молодыми дислокациями и ультраметаморфической переработкой пород древнейшего фундамента. Так, в Печенгско-Аллареченском районе (рис. 1) породы древнейшего комплекса образуют два крупных блок-антиклинория: Хихнаярвинский на западе и Аллареченско-Аннамский на востоке, разделенные Вешяврской синклинойной струк-

турой. В пределах блок-антиклинорий породы фундамента обнажены в ряде более мелких купольно-блоковых структур. В их обрамлении устанавливаются гнейсовые толщи кольско-беломорского комплекса, формационные черты которых свидетельствуют о сравнительно стабильных условиях формирования относительно синхронных толщ того же комплекса Вешаявского синклинория.

Формационная линия сочленения двух разных типов строения верхнеархейского разреза, соответствующая на геологической карте полосе нерасчлененных пород, очерчивает упомянутые выше блок-антиклинории, которые являются по существу полупогребенными овалами, определившими и план шикативных структур более поздних комплексов. В центральных частях блоков наблюдается полосчатость, падающая полого от центра к периферии. По мере приближения купольно-блоковых структур к Южнопеченгской подзоне, в которой они подверглись интенсивной карельской перестройке, нарастает степень вещественного и структурного преобразования сначала в краевых частях блоков, затем захватывает весь блок. Последний приобретает при этом почти изометрическую форму с тектоническими контактами, к которым приурочены карельские пегматоидные и аплитовидные граниты с полями мигматитов. Интрузивные и метасоматические образования как бы одевают архейские блоковые структуры в „рубашку“ карельских куполов.

546
3975
Такая зональность в распределении форм древнейших глыб от неправильной через вытянутую и уплощенную к изометричным куполовидным явно связана с зональностью проявления карельских деформаций. Поэтому неизбежно возникает сомнение в принадлежности куполовидных и овальных форм к древнейшим структурным формам. На примере Печенгско-Аллареченского района видно, что куполовидные и чашеобразные формы связаны с гранитизацией и реоморфизмом ранее сформированных и дислоцированных метаморфических толщ. Очевидно, раннеархейские структуры имеют характер окаймленных гнейсовых куполов, тогда как более молодые приобретают характер гранито-гнейсовых.

Аналогичный структурный план имеют выходы древнейших пород фундамента в районе Терской структурной зоны (рис. 2). Чавангский и Пялицкий блок-антиклинории отличаются от Хихнаярвинского и Аллареченско-Аннамского более глубоким эрозионным срезом, но также распадаются на более мелкие блоки с пологоволнистыми шикативными формами (Беляев, 1980). На наш взгляд, на схеме не нашла отражения еще одна крупная блок-антиклинорная структура, менее эродированная, а поэтому и воспринятая как скопление более мелких блоков; Березовского, Лембуйского, Верхне-Чапомского, Пулоньского и др. Однако на схеме видно, что этот крупный структурный элемент обусловил виргашию верхнеархейской синклинорной зоны в северо-восточном и северо-западном направлениях в совокупности с соседними Чавангским и Пялицким блок-антиклинориями. Реконструкция пород фундамента (Беляев, 1980) характеризует их как вулканоплутонический комплекс контрастного

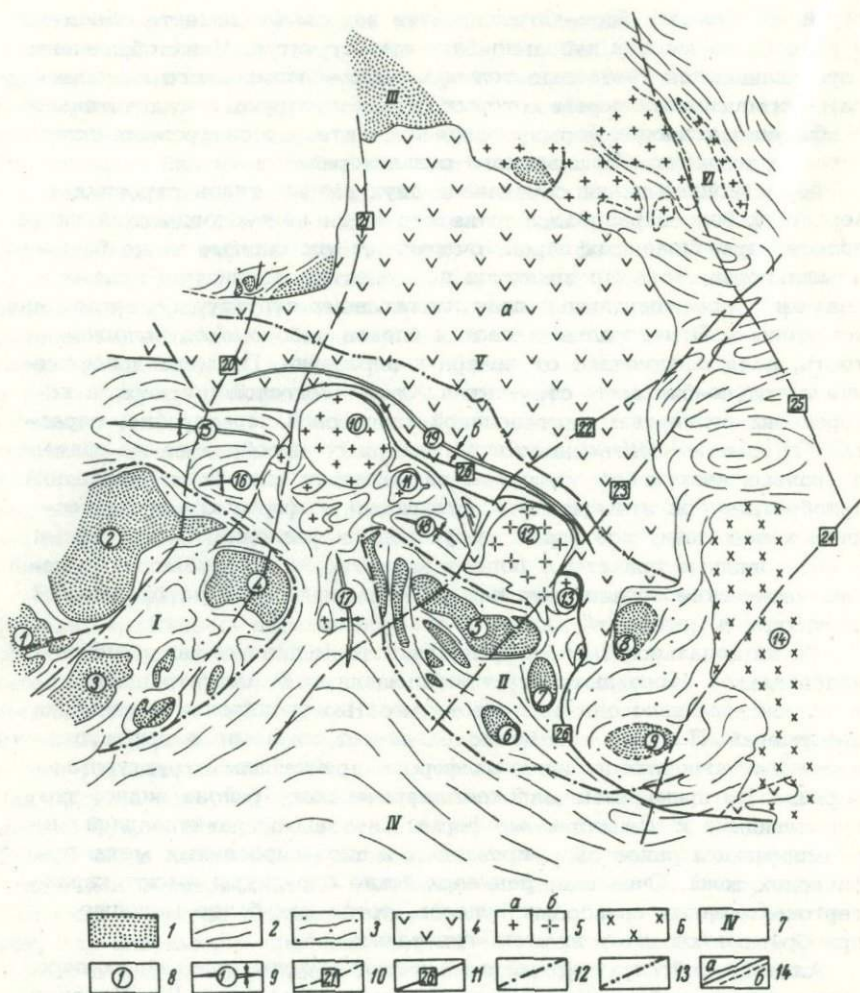


Рис. 1. Структурная схема Печенгско-Аллареченского района (Беляев, Загородный, 1974).

1 - архейский комплекс; 2 - нижнепротерозойский комплекс; 3 - он же, развитый в пределах блок-антиклинорных структур древнейшего фундамента; 4 - среднепротерозойский комплекс; 5 - плагио-микрклиновые граниты (а) и гранодиориты-диориты (б); 6 - порфировидные граниты; 7 - крупные структурные элементы: Хихнаярвинский (I), Аллареченско-Аннамский (II) и Борисоглебский (III) блок-антиклинории, северное крыло Лоттинского синклинория (IV), Печенгский синклинорий (V) с северной (а) и южной (б) зонами, Нясыкско-Титовская зона (Y1); 8 - блоки древнейшего фундамента (цифры в кружках): Харрияярвинский (1), Руннийокский (2), Койокский (3), Хихнаярвинский (4), Пулдшикский (5), Копо-

сложения: преобладают магматические породы дацитового и базитового состава при отсутствии андезитов-базальтов и андезитов.

В Печенгско-Аллареченском районе комплекс фундамента сложен довольно однородными лейкократовыми биотитовыми гнейсами, а также гранито- и диорито-гнейсами. На геофизических картах выходам фундамента соответствуют изометрические поля с пониженными магнитными и гравитационными характеристиками.

В петрологическом аспекте для комплекса характерны практически повсеместное распространение парагенезисов амфиболитовой фации, полиметаморфичность и широкое развитие ультраметаморфических процессов.

В размещении разновидностей пород наблюдается несколько типов. Так, известны отдельные блоки, целиком сложенные глубинными плутоническими породами (Примандровский район — по данным П.М. Горяинова, 1976) и аналогичные им — значительные площади в северо-западной и центральной частях Мурманского массива. Другой тип представлен блоками, в которых глубинные породы наблюдаются лишь в ядерных частях купольных структур; на их крыльях и по периферии блоков в целом развиты гипабиссальные и излившиеся аналоги — плагиогнейсы (Хихнаярвинский и Аллареченский районы — Беляев, Загородный, 1974; Пурначский, Пулонгский и другие районы — Беляев, 1980). Подобно этому и в восточной части Мурманского массива наблюдается переход от полей развития глубинных пород к преобладающим гнейсовым фациям. Наконец, известны блоки целиком или почти целиком сложенные плагиогнейсами (Нотозерский район — В.И. Пожиленко, 1978) и аналогичные им — значительные площади в восточной, южной и юго-западной частях Кольского полуострова.

В результате для рассматриваемой территории в целом создается картина закономерного размещения древнейших образований разных фаций глубинности (рис. 3). Интерпретировать ее можно, вероятно, по-разному, но наиболее логичным представляется, что она свидетельствует о вертикальной неоднородности комплекса древнейшего фундамента и обусловлена глубиной эрозионного среза, сформированного главным образом в период, предшествовавший отложению

совский (6), Валдашский (7), Одежярский (8), Аннамский (9); массивы гранитов-гранодиоритов: Шуонинский (10), Руссельский (11), Каскельский (12), Кеудшерайвинский (13), Западнолицкий (14); 9 — оси синклинальных структур: Кораблекско-Шуортинской (15), Вырнимской (16), Вышярской (17), Руссельярской (18), Пороярвинской (19); 10 — зоны разрывных нарушений: Пороярвинская (20), Куэтсарвинская (21), Ламмасская (22), Хитоярвинская (23), Лишко-Арагубская (24), Нясюкско-Титовская (25); 11 — Кассэсийская система крутых надвигов и взбросо-надвигов (26); 12 — границы блок-антиклинорий; 13 — граница между северной и южной зонами Печенгского синклиория; 14 — геологические границы (а — достоверные, б — условные).

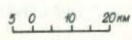
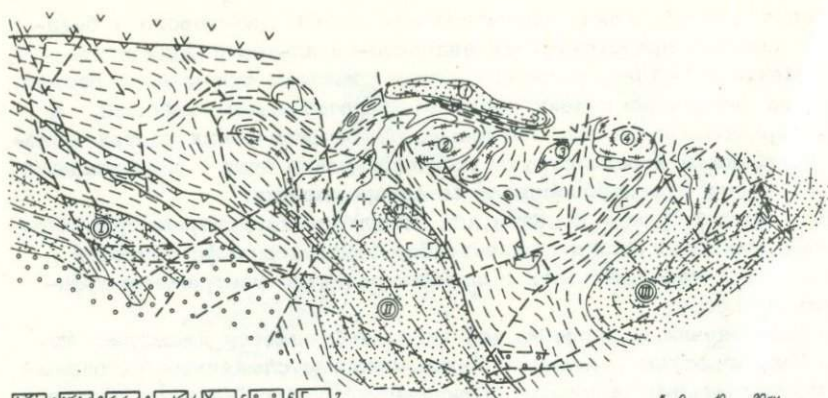


Рис. 2. Схема геологического строения Терской структурной зоны (Беляев, 1980).

1 - древнейший (раннеархейский) фундамент; 2 - нерасчлененный фундамент и кольско-беломорский комплекс; 3 - кольско-беломорский (позднеархейский) комплекс; 4 - нерасчлененный поздний архей-ранний протерозой; 5 - имандра-варзугский (раннепротерозойский) комплекс; 6 - верхнепротерозойский (рифейский) комплекс; 7 - базиты, ультрабазиты; 8 - порфириовидные граниты; 9 - границы комплексов; 10 - тектонические нарушения; 11 - надвиговые структуры; 12 - блок-антиклинорные структуры фундамента (I - Варзугская, II - Чаваньгская, III - Пялишкая); 13 - блоки фундамента (цифры в кружках), частью предполагаемые (1 - Березовский, 2 - Лембуйский, 3 - Верхнечапомский; 4 - Пулонгский).

кольско-беломорского комплекса. При этом в разрезе фундамента снизу вверх выстраивается ряд от глубинных плутонических к эффузивным (гнейсовым) фациям, временные взаимоотношения которых, однако, значительно сложнее и могут быть обратными. Вместе с тем часть плаггиогнейсов, особенно в восточной, южной и юго-западной частях Кольского полуострова, может оказаться моложе плаггиогранитов-гранодиоритов, представляя собой реликты древнейшего докольско-беломорского осадочного чехла, однако отделить их от образований фундамента пока не удастся. Также проблематично время формирования упомянутого эрозионного среза для некоторой части региона, особенно для части Мурманского массива, где неизвестны аналоги кольско-беломорских гнейсов, перекрывающих фундамент, и поэтому здесь эрозионный срез следует рассматривать как суммарный эффект нескольких периодов денудации.

О тектоническом режиме формирования древнейшего фундамента в привычном нам смысле говорить не приходится. В самых общих чертах его понимают обычно как совокупность эндогенных режимов

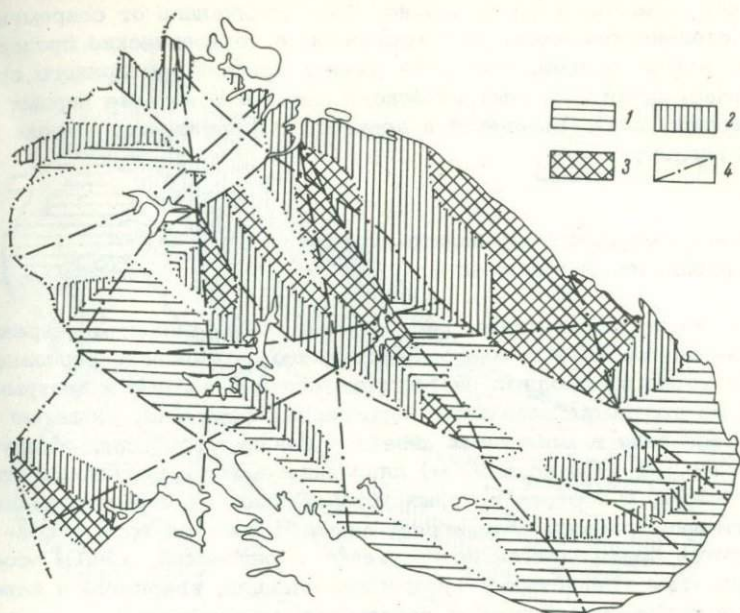


Рис. 3. Схема районирования древнейшего фундамента Кольского полуострова по характеру размещения гранитоидов разных фаций глубинности в современном эрозионном срезе.

1 — поверхностные и малоглубинные образования — плагиогнейсы и плагиогранито-гнейсы; 2 — образования средних глубин — плагиограниты и гранодиориты; 3 — образования глубинные — диориты и эндербиты; 4 — основные системы разновозрастных разрывных нарушений.

становления сиалической коры. Указания на латеральную дифференциацию литосферы на самых ранних этапах ее становления и эволюции (Глебовицкий и др., 1980) относятся, вероятно, к более крупным регионам, чем Кольский. Однако мы не исключаем латеральной неоднородности в распределении отдельных элементов структурно-вещественного комплекса фундамента, которая обеспечила определенную гетерогенность его строения. Оценивая продолжительность становления сиалической земной коры в 1500 млн. лет (Борукаев, 1980, Грикуров и др., 1980), многие исследователи отмечают и сложные процессы ее преобразования путем многократной тектоно-магматической дифференциации, селективного плавления, метасоматоза, реоморфизма и т. д. Конечно, такие процессы неизбежно должны были привести к перераспределению вещества земной коры в пространстве и времени, создать не только вещественно-структурные неоднородности, но и зоны разной мощности и зрелости сиалической коры. Для нас важно отметить, что процесс становления сиалической коры завершился первой в истории региона стабилизацией.

Вновь образованная кора, вероятно, мало отличалась от современной по степени консолидации и мощности, а тектонические процессы создали первый рельеф, обеспечив разный уровень эрозионного среза к началу нового геотектонического цикла и появление первых грубоэригированных образований в древнейших стратифицированных толщах региона.

Кольско-беломорский амфиболито-гнейсо-кристаллосланцевый комплекс

На всей территории региона, где позволяет обнаженность, разрезы кольско-беломорского комплекса достаточно определенно распознаются по смене однородных плагиогранитоидов фундамента цестрыми слоистыми толщами. Базальные терригенные формации, развитые преимущественно в мобильных линейных зонах прогибания, образуют мощные (от 100 до 800 м) линзовидные тела, сложенные толщами гнейсов, в составе которых устанавливаются переотложенные продукты выветривания плагиогранитоидов. В составе толщ реконструируются преимущественно граувакки (Предевский, 1970), содержащие слои глинистых и туфогенных сланцев, кварцитов и карбонатных пород, линзы грубых гравелитов, галечниковых и валунных конгломератов. Их важнейшей особенностью, подобно плагиогранитоидам фундамента, в которых не устанавливается первичный породообразующий микроклин, является отсутствие кластогенного микроклина. Вверх по разрезу гнейсы сменяются полосчатыми, сланцеватыми и массивными амфиболитами, гранатовыми плагиоамфиболитами, амфиболовыми сланцами и гнейсами, представляющими собой толщу вулканитов андезито-базальтового состава мощностью от первых сотен до 2000-2500 м. В верхах разреза толщи обычно преобладают лейкократовые андезитовидные породы. На этих же уровнях формируются магнетитовые сланцы, а в более специфических фашиальных условиях — высокодифференцированные хемогенные железистые кварциты.

Выше разрез верхнеархейских образований вновь приобретает более пестрый, и по всей видимости, фашиально не выдержанный характер. В основании этой части разреза обычно устанавливаются угловые несогласия, а иногда и стратиграфические с конгломератами, содержащими гальки всех подстилающих пород. В ряде районов развитие продолжается как бы по уже наметившейся тенденции и разрез представлен преимущественно вулканогенными андезит-дацитовыми, реже липаритовыми излившимися и туфогенными породами. В других случаях на этих же уровнях формируются туфогенные и ритмичнослоистые флишоидные толщи с линзами грубообломочных пород, локализованными на разных уровнях. В верхах этой части разреза архея обычно преобладают терригенные породы, вплоть до высокодифференцированных. Мощность рассмотренных образований не выдержанная — местами они совершенно выклиниваются, местами мощность их достигает 1200-1500 м.

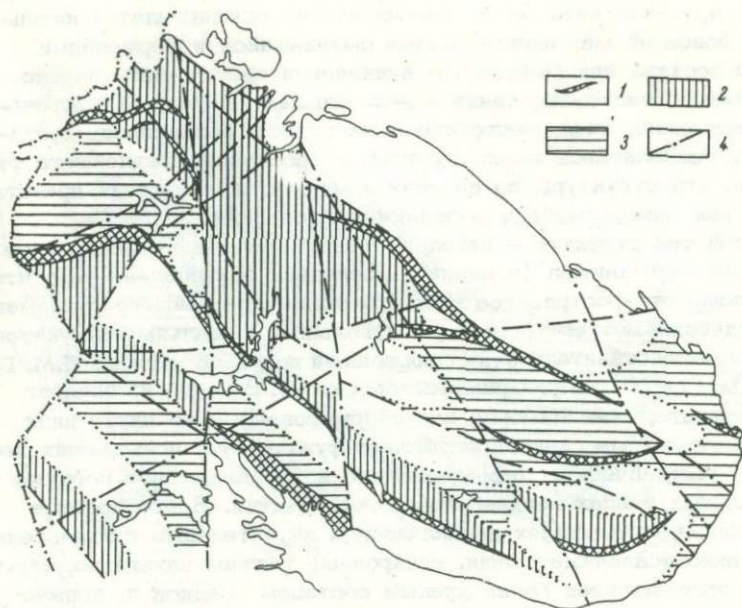


Рис. 4. Схема районирования верхнеархейских прогибов Кольского полуострова в современном эрозионном срезе.

1 - наиболее мобильные линейные зоны; 2 - районы развития внутри-блоковых мелких синклинальных структур раннего заложения; 3 - районы развития синклинальных структур позднего заложения; 4 - основные системы разновозрастных разрывных нарушений.

Некоторые исследователи на этом завершают разрез верхнего архея (Мирская, 1975, и др.); другие, в том числе и авторы, считают, что его естественным продолжением и завершением является толща высокоглиноземистых кристаллических сланцев и кварцитов, наиболее детально изученная на гряде Больших Кейв (Бельков, 1963). Эта толща субсогласно залегает на метадаштах-липаритах, их туфах и теригенных породах предшествующей части разреза. Ее мощность достигает 600-650 м. Характерными для нее породами являются кианитовые и ставролито-мусковито-кварцевые сланцы, первично - глинистые каолиновые сланцы и тонкие кварциты с глинистым цементом. По ряду признаков состава, строения и участия в последующих (уже карельских) деформациях и метаморфизме наиболее вероятным представляется, что эти образования были распространены на обширной территории в виде осадочного чехла. В строении верхнеархейского гнейсо-амфиболито-кристаллосланцевого комплекса грубо можно выделить три основных типа структур, характер размещения которых (рис. 4) и различия обусловлены, по всей видимости, изначальными причинами. Первый тип структур - это протяженные, близкие к линейным синклинорные

зоны, в пределах которых на ранних этапах осуществлялся интенсивный основной магматизм, позже сменившийся извержениями кислого состава или смешанным вулканогенно-осадочным породообразованием. Осадконакопление в них большей частью, за исключением, возможно, лишь заключительных этапов, подавлялось вулканизмом. Располагаясь между крупными массивами древнейшего фундамента, эти структуры по составу и мощности отложений представляются как развивавшиеся в подвижных условиях.

Второй тип структур — небольшие асимметричные синклинали со сложными очертаниями (в плане). Последнее обусловлено тем, что они выполняют пространства между блоками древнейшего фундамента и подчеркивают его первичные купольные и овалыные структуры. Типичные представители этих синклиналей подробно изучены П.М. Горяиновым (1976) в Приимандровском районе. В целом их следует рассматривать, по-видимому, как сформированные во внутренних частях крупных массивов древнейшего фундамента, испытавших некоторую тектоническую дифференциацию и неравномерное погружение на начальных этапах верхнеархейского развития. В это время в межблоковых синклиналях накапливались значительные вулканогенные и туфогенно-осадочные толщи, синхронные толщам линейных структур, но отличающиеся более зрелым составом осадков и, должно быть, — преобладанием туфогенного материала над излившимся. Позднее эти территории испытывали нарастающую стабилизацию и отчасти поднятие (инверсию), обусловившие сокращение мощностей разрезов, смещение бассейнов седиментации и несогласия в залегании стратиграфических подразделений. Эти же явления допускают, что инверсии предшествовала фаза складчатости.

Третий тип структур — обширные пологое синклинории, сложенные преимущественно андезито-дацит-липаритовыми метавулканидами и терригенными породами средних и верхних уровней кольско-беломорского комплекса. Их типичным представителем является Кейвский синклинорий, на примере которого видно, что на ранних этапах верхнего архея по его периферии развивались линейные синклинозные зоны, а во внутренних районах фундамент сохранял в основном поднятое состояние. Позже вулканизм и седиментация охватили всю территорию, но наиболее вероятно, что зоны наибольшего погружения развивались унаследованно. Таким образом, структуры этого типа, как и рассмотренные выше, формировались в пределах крупных массивов древнейшего фундамента, но захватывали и ограничивающие их линейные зоны. Время главного погружения этих районов относится ко второй половине верхнего архея.

Оба последних типа структур по их положению, составу и мощностям отложений представляются как развивавшиеся в умеренно подвижных условиях, проявившихся к тому же эпизодически и на разных этапах верхнеархейской эволюции. Совершенно очевидно, что наряду с рассмотренными структурами, сложенными верхнеархейскими супракrustальными образованиями, существовали тектонические районы (предполагается Мурманский массив и его анало-

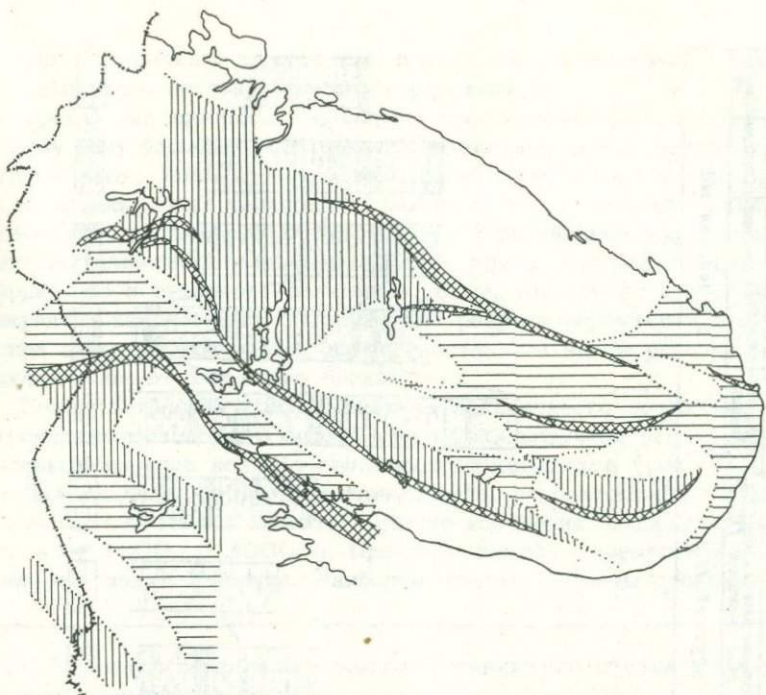


Рис. 5. Схема реконструированного положения верхнеархейских прогибов с учетом карельских взбросо-сдвигов (на уровне современного эрозионного среза).

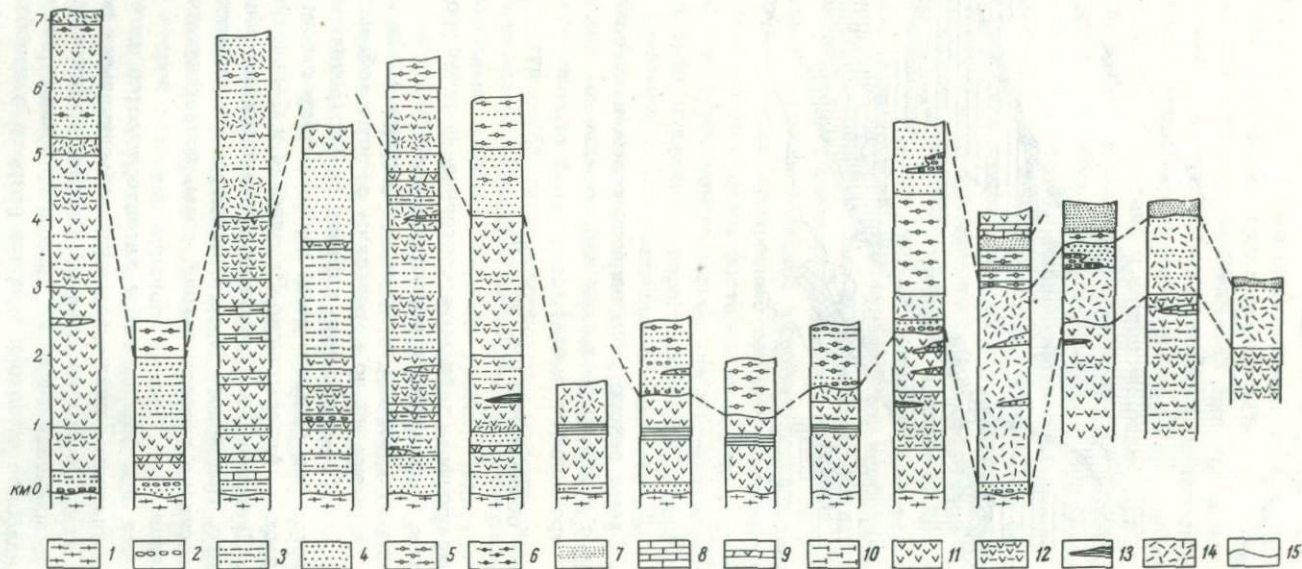
Условные обозначения см. рис. 4.

ги), сохранившие стабильное состояние на всем протяжении верхнего архея и являвшиеся областями размыва.

Реконструированное положение верхнеархейских прогибов, с учетом перемещений по карельским сдвигам, обнаруживает более строгую линейно-полосовую картину их распределения (рис. 5). Выделяются три главные зоны мобильных прогибов: Колмозеро-Вороньинская, Аллареченско-Варзугская и Сальютундровско-Колвицкая. Диагональное положение более мелких мобильных прогибов (Терского, Понойского и др.) характеризует, по-видимому, реакцию более жесткого участка земной коры, подвергнутого условиям растяжения.

Первые два типа прогибов характеризуются латеральным протогеосинклинальным рядом формаций, объединяемых во второй структурный этаж. В его разрезе объединены соответственно два главных формационных типа: 1) весьма подвижных зон — лапландский тип — наиболее полные и мощные разрезы с преобладанием основных и средних вулканитов и 2) умеренно- и малоподвижных зон — центральнокольский тип — разрезы умеренной и малой мощности,

Районы	Кольцовский	Кора- тундра	Сальные тундры	Воче- ламбио	Потозёр- ский	Южнопе- ченский	Пришанд- ровский	Затумо- ский	Централь- но-калеский	Западно-В- осточное тун- дровский	Восточно-тун- дровский	Кейвский	Попойский	д.Стрельны	д.Стежли- цы
Литеры исполь- зуются в качестве материала	М.М.Еримова, М.Л.Бодянова	А.М.Латышев, 1971	А.И.Ивлиев, 1977	А.М.Латышев	В.И.Пожилко, 1978	О.А.Белыев, 1978	П.М.Горьянов, 1976				Д.Д.Мирская, 1975				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15



сложенные основными, средними и кислыми вулканитами с характерными железисто-кремнистыми формациями.

Третий тип прогибов выделен по протоорогенному гнейсо-сланцевому ряду формаций, слагающему самостоятельный третий структурный этаж. Здесь также можно наметить по меньшей мере два формационных типа разреза: 1) кейвский вулканогенный — кислые вулканиты с линзами конгломератов и песчаников и 2) кольский вулканогенно-терригенно-сланцевый — грубо- и ритмичностойкие терригенно и туфогенно-сланцевые толщи, глиноземистые осадки, кварциты, конгломераты. Первый тип разреза характерен для Кейвской зоны, второй развит на всей остальной части региона, за исключением Мурманского блока.

Более детальная характеристика латерального положения и строения формационных рядов может быть получена при анализе опорных разрезов кольско-беломорского комплекса (рис. 6).

Для нижнего, протогоеосинклинального, ряда формаций характерны значительные и достаточно резкие колебания мощностей разрезов — от 1200 до 5000 м. При этом заметно меняется и формационный тип их строения. Наиболее мощные разрезы содержат не-

Рис. 6. Опорные разрезы кольско-беломорского структурно-формационного комплекса.

1 — комплекс пород фундамента; 2 — конгломераты (часть базальной терригенной формации); 3 — амфиболовые, биотит-амфиболовые и другие гнейсы по осадочным породам полимиктового и грауваккового состава (аспидная формация, часть терригенной или эффузивно-терригенной формаций); 4 — биотитовые, двуслюдяные, кварц-полевошпатовые гнейсы, слоистые кислые гранулиты (терригенная формация песчаников и аркозов); 5 — глиноземистые гнейсы и сланцы по терригенным и смешанным породам (терригенно-туфогенная формация); 6 — высокоглиноземистые кианитовые и ставролитовые сланцы по глинам гидрослюдисто-каолинитового типа (формация каолиновых глин); 7 — кварциты, песчаники, кварцевые гравелиты (кварцито-песчаниковая или фалаховая формация); 8 — доломиты, мраморы, кальцифиры (карбонатная формация); 9 — амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы, плагиопироксеновые сланцы среднего состава (андезитовая формация или часть эффузивно-терригенной); 10 — пикритовые вулканиты (часть пикрит-базальтовой формации); 11 — мезократовые амфиболовые гнейсы и амфиболиты, гранулиты основного состава (базальтовая формация, часть пикрит-базальтовой или эффузивно-терригенной); 12 — амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы, плагиопироксеновые сланцы среднего состава (андезитовая формация, часть эффузивно-терригенной); 13 — железистые кварциты (железисто-кремнистая формация); 14 — биотитовые, амфибол-биотитовые и другие гнейсы, кислые гранулиты по вулканитам кислого состава (липаритовая формация, часть вулканогенно-терригенной формации); 15 — перерывы, несогласия.

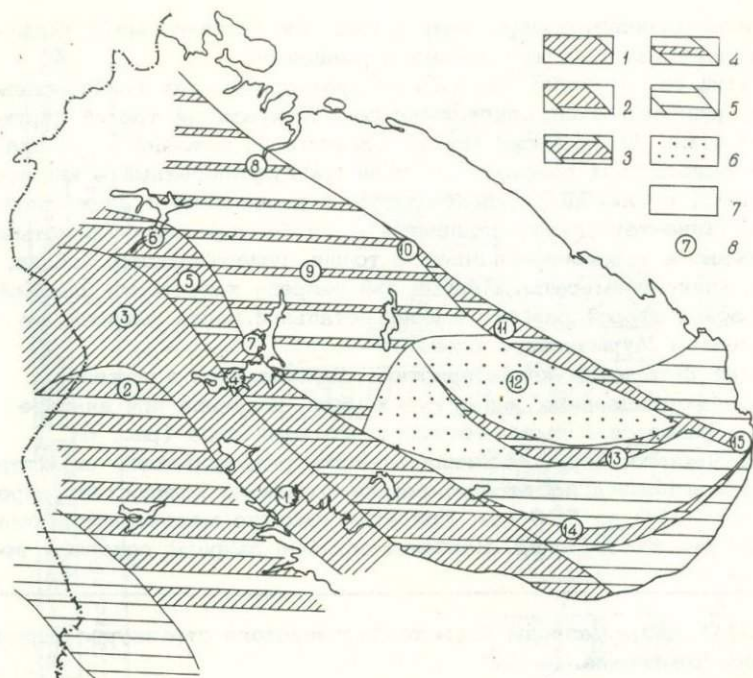


Рис. 7. Палеотектоническая схема размещения разрезов протогео-синклиналильного ряда формаций.

Типы разрезов: 1 - наиболее мощный, преимущественно вулканогенный; 2 - мощный терригенно-вулканогенный; 3 - маломощный терригенно-вулканогенный; 4 - маломощный железисто-кремнистый; 5 - вулканогенно-терригенный. Области: 6 - малоподвижные с тенденцией к опусканию (формация кор выветривания и базальная терригенная); 7 - стабильные, преимущественно устойчивых поднятий; 8 - положение опорных разрезов.

сколько последовательно сменяющихся конкретных формаций, из которых хорошо обособленными и типичными являются базальная терригенная и базальтовая. Верхние члены вертикального ряда отличаются латеральным разнообразием и смешением осадочного и вулканогенного типов литогенеза. В отдельных разрезах на этих уровнях развиты смешанные осадочно-вулканогенные и эффузивно-терригенные, а также вулканогенные формации от пикрит-базальтовой до андезит-базальтовой. В районе Вочеламбино наблюдается обособление мощной аспидной и терригенной формации песчаников, завершающей разрез нижнего ряда. Очевидно, это наиболее терригенный тип известных нам разрезов протогео-синклиналильного ряда, который по мощности несколько превосходит вулканогенный. Менее мощные разрезы отличаются большей дифференцированностью строения. Терригенная базальная формация развита в них локально. На

эрозионной поверхности фундамента часто непосредственно залегает устойчиво развитая выше базальтовая формация. Верхние части разрезов сложены андезит-базальтовой формацией, реже в сочетании с липарит-дацитовый. В средней части вертикального ряда расположена железисто-кремнистая формация. Особый формационный тип представляет, очевидно, район Корватундры (Латышев, 1971). Базальная терригенная формация имеет регрессивный разрез, который характерен обычно для переотложенных кор выветривания, а расположенная выше базальтовая формация указывает на быстрое захоронение терригенной в условиях интенсивного прогибания. Однако развитая выше терригенная формация песчаников и аркозов характеризует стабильные условия литогенеза.

Латеральная неоднородность опорных разрезов позволяет, таким образом, наметить палеотектоническое положение основных формационных типов строения протогеосинклинального формационного ряда (рис. 7).

Расположенный выше протоорогенный формационный ряд относится к третьему структурному этажу. В большинстве разрезов граница этажей фиксируется по несогласию, эрозионному перерыву с резкой сменой формационных типов разрезов или перерыву с конгломератами в основании протоорогенного ряда. Сопоставление опорных разрезов (рис. 6) приводит к более простой схеме палеотектонического размещения протоорогенного ряда формаций (рис. 8). Надо отметить, что прогибание охватило в этот этап всю площадь региона, за исключением Мурманского блока, со стороны которого в верхние части разрезов вторгалась грубообломочная терригенная формация. Несмотря на общий слабодифференцированный план размещения разрезов, их мощности достаточно резко меняются, приобретая характер типичного протоорогенного формационного ряда.

Протоплатформенный формационный ряд развит в восточной части региона. Характерно, что наиболее полные разрезы чехла, как и подстилающего протоорогенного формационного ряда, расположены в пределах Кейвской зоны, в которой отсутствует собственно геосинклинальный формационный тип. На остальной части развита кварцито-песчаниковая (фалаховая) формация, слагающая верхнюю часть протоплатформенного чехла и залегающая на эродированной поверхности подстилающих комплексов, вплоть до фундамента, т. е. фалаховая формация характеризуется трансгрессивным залеганием (рис. 9). Остальная часть территории, как, вероятно, и сопредельных регионов, представляла собой выровненную поверхность древнейшего щита, поскольку формации чехла протоплатформы являются крайними членами ряда переотложенных кор химического выветривания (Бельков, 1963; Головенко, 1971).

Изложенный материал позволяет охарактеризовать в самых общих чертах тектонические режимы, под влиянием которых образовался кольский амфиболито-гнейсо-сланцевый комплекс, его вертикальная и латеральная неоднородности.

Протогеосинклинальный формационный ряд сложился под влиянием эндогенных режимов, относящихся к классу геосинклинальных.

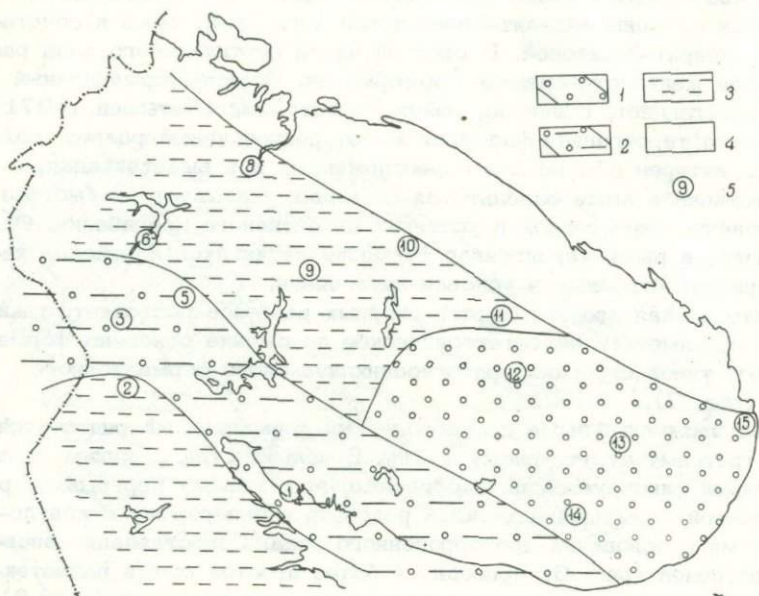


Рис. 8. Палеотектоническая схема размещения разрезов протоорогенного ряда формаций.

Типы разрезов: 1 — преимущественно вулканогенный, 2 — смешанный вулканогенно-терригенный, 3 — преимущественно терригенный; 4 — стабильные области с тенденцией к воздыманию; 5 — положение опорных разрезов.

Широко известна классификация геосинклинальных режимов, разработанная на примере фанерозойных образований. Не останавливаясь на трудностях перенесения известного опыта на докембрийские регионы, отметим те общие особенности строения комплекса, которые позволяют провести некоторые аналогии.

Относительно условий формирования мощных, преимущественно вулканогенных разрезов применимо понятие „эвгеосинклинальный режим“. Терригенные формации в верхней части отдельных разрезов геосинклинального ряда, свидетельствующие о выравнивании объемов поднятий и опусканий, характеризуют инверсионную стадию геосинклинального режима. Если продолжить аналогии, то в этом классе можно наметить миогеосинклинальный режим применительно к существенно терригенным разрезам Корватундры и Воче-Ламбино, режим срединных массивов для Кейвского блока. Несколько затруднено сравнительное сопоставление формационного комплекса Кольско-Норвежского блока с фанерозойскими режимами: по типу преимущественно вулканогенного строения это эвгеосинклинальные

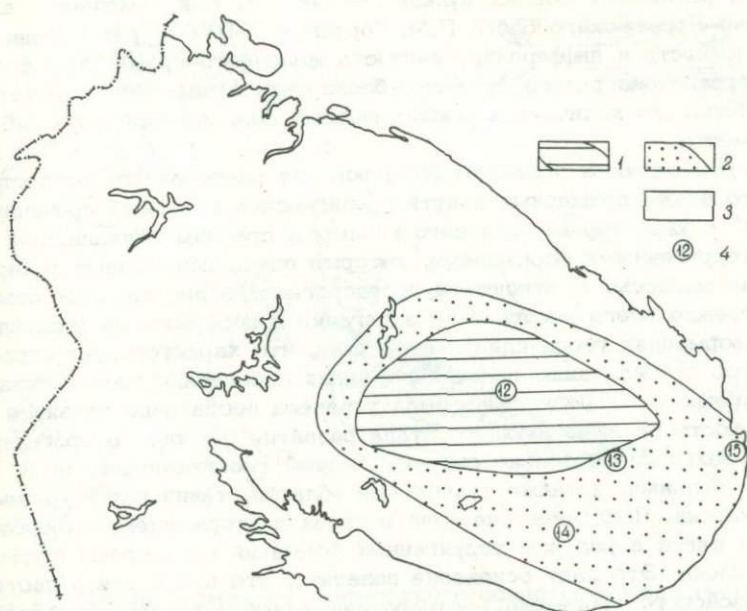


Рис. 9. Палеотектоническая схема размещения разрезов протоплатформенного чехла.

Типы разрезов: 1 — наиболее полные терригенно-сланцевые, 2 — сокращенные терригенные; 3 — стабильные области; 4 — положение опорных разрезов.

формации, а по мощности и выдержанному характеру строения по латерали они скорее соответствуют парагеосинклинальному режиму. Здесь надо обратить внимание на то обстоятельство, что относительно понятия „геосинклинальная зона“ или „область“ Кольский регион имеет как бы увеличенный масштаб. Вулканогенные прогибы имеют небольшую ширину, но большую относительную амплитуду прогибаний, а малоподвижные участки опусканий занимают большую часть региона. Непосредственное примыкание таких зон к вулканогенным прогибам (Кольско-Норвежская зона) или граничное расположение более мелких шовных вулканогенных прогибов (грабенообразных впадин с геосинклинальными формациями) на стыке разнонаправленных блоков оказывает на последние „геосинклинальное влияние“. Действительно, небольшие размеры этих блоков, переживающих режим срединных массивов или парагеосинклинальный, вряд ли влияют на мощности и характер распределения разрезов в их пределах, однако сказываются на типе литогенеза. А последний определяется близостью и мощностью преимущественно вулканогенных источников вещества, в нашем случае — эвгеосинклинальной зоны.

Неоднородность слабобильных блоков не ограничивалась, вероятно, развитием шовных вулканогенных зон. Как отмечает для Кольско-Норвежского блока П.М. Горяинов (1976), размещение, контрастность и дифференцированность железисто-кремнистых формаций обусловлена разной степенью блокировки фундамента и сочетанием большого количества мелких шовных зон, конформных глыбам фундамента.

По отношению к условиям формирования разрезов третьего структурного этажа применимо понятие "эпигеосинклинальный орогенный режим" с характерным для него кислым и средним вулканизмом и груботерригенными формациями, которые очень напоминают фанерозойские молассы. В отношении протоорогенного режима надо отметить прежде всего несогласное залегание и перерывы на подстилающих формациях геосинклинального ряда, что характеризует определенную стабилизацию после завершения собственно геосинклинального процесса. В результате была утрачена достаточно развитая зональность предшествующего этапа развития региона, а орогенный режим захватил не только систему бывшей геосинклинали, но и слабобильные, а также стабильные области, такие как Мурманский массив. Последнее очевидно в связи с вторжением грубообломочных фаций в разрезы терригенных формаций со стороны Мурманского блока. Это дает основание полагать, что как и для областей фанерозойского орогенеза, протоорогенный режим не является следствием протогеосинклинального процесса, но накладывается на системы как пережившие геосинклинальную подготовку, так и на более стабильные. С другой стороны, следует отметить, что область прогибания являлась все же преимущественно складчатая система архейд, возникшая на месте геосинклинального прогиба. Локализация поднятия, размеры и конфигурация отдельных прогибов реконструируются с трудом по состоянию изученности и в связи с глубокой эрозией орогенных формаций.

Протоплатформенный режим, последовавший за протоорогенным, способствовал формированию первого платформенного чехла с формациями высокозрелых и дифференцированных терригенно-сланцевых толщ малой мощности, хорошо отсортированных, с прекрасно выраженной и выдержанной на больших расстояниях слоистостью. Только верхняя часть разрезов, сложенная кварцито-песчаниками, имеет слабо выраженную грубую слоистость, порой с крупными косослоистыми сериями, и напоминает золотые образования.

Протоплатформенный режим мигрировал, вероятно, с севера, со стороны малоподвижного Мурманского блока, который представляет собой только часть более обширной раннеархейской складчатой системы. Надо полагать, что протоплатформенный режим соседствовал с протогеосинклинальным и орогенным и потому в разрезы соответствующих комплексов вторгались сначала фации высокозрелых терригенных пород, а затем их сменили и формации платформенного типа. Слабо выраженная тенденция Мурманского блока к воздыманию способствовала формированию кор химического выветривания в глубине массива и физического выветривания на его окраинах.

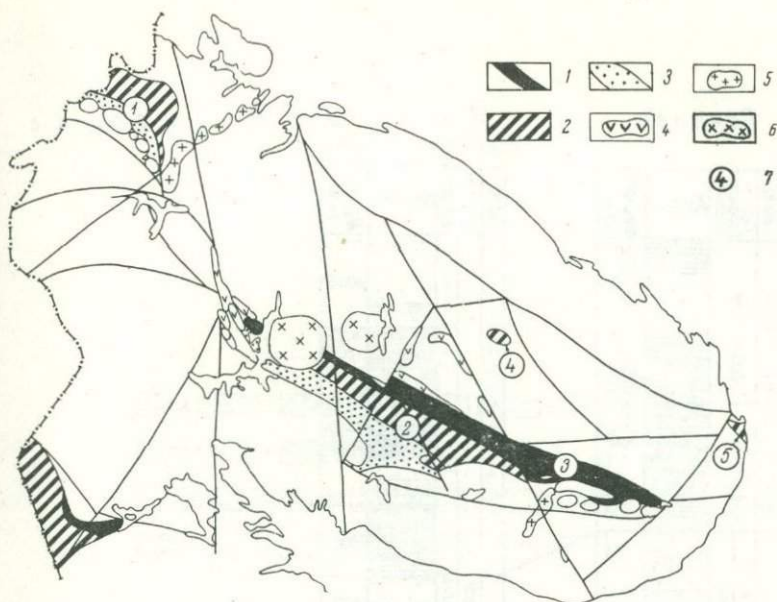


Рис. 10. Схема размещения карельского осадочно-вулканогенного комплекса Кольского полуострова (в современном эрозионном срезе). Отделы (структурные этажи): 1 – нижний, 2 – средний, 3 – верхний; 4 – массивы основных пород; 5 – гранитоидные тела; 6 – палеозойские массивы щелочных пород; 7 – положение и номера опорных разрезов.

Миграция протоплатформенного режима на весь регион способствовала формированию чехла в зонах, сохранивших тенденцию к опусканию (Кейвская зона). Поэтому между орогенными и протоплатформенными формациями не устанавливается крупного перерыва и несогласия (Бельков, 1963), в течение которого могли сформироваться мощные коры химического выветривания, способные обеспечить платформенный литогенез за счет их переотложения.

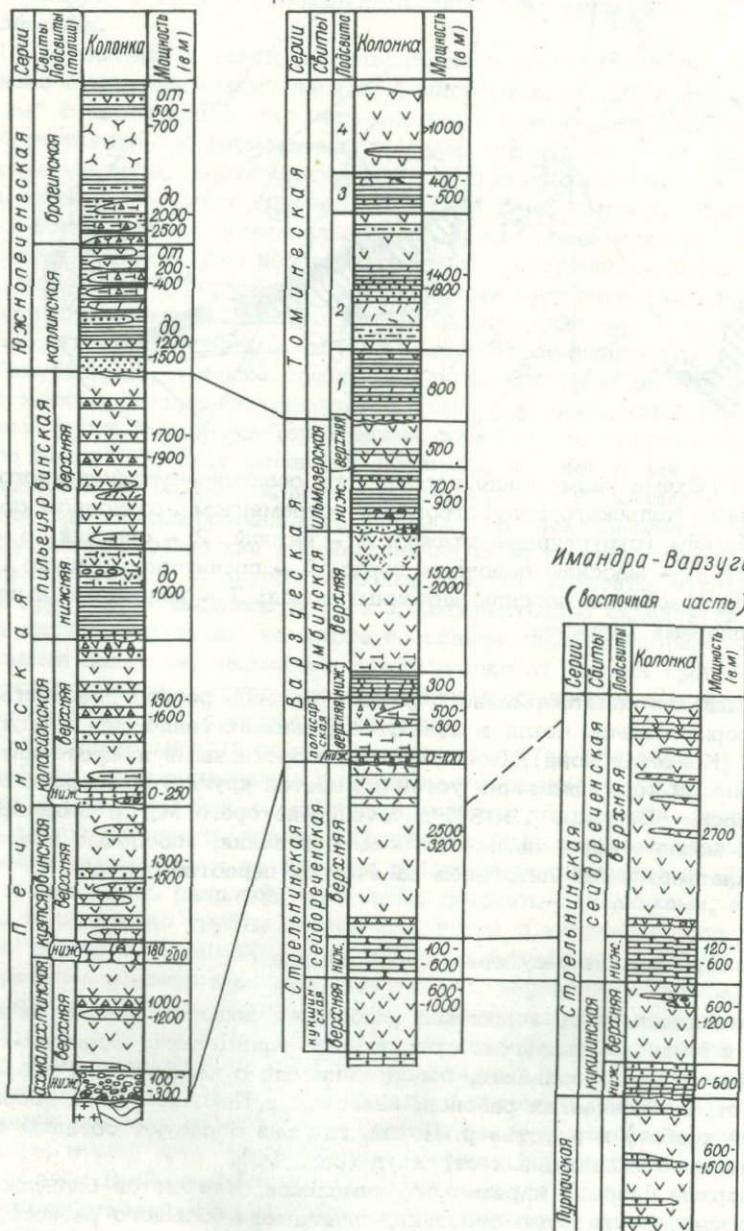
Карельский осадочно-вулканогенный комплекс

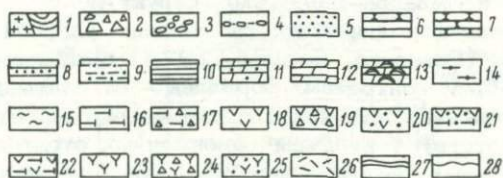
Разрезы карельского комплекса наиболее хорошо изучены в Печенгской и Имандро-Варзугской структурах. Кроме того, осадочно-вулканогенные образования, сопоставляемые с карельскими разрезами стратогипических районов, известны в Кейвской зоне (Серповидный хребет) и в устье р. Поной, где они образуют останцы или фрагменты синклинальных структур (рис. 10).

Опорные разрезы карельского комплекса отличаются большой мощностью, сложностью строения, сочетанием большого разнообразия пород разного генезиса. Чтобы как-то отразить эту особен-

Печенега

И м а н д р а - В а р з у г а
(центральная часть)





Песцовые тундры

Усть-Поной

Серия	Слои	Подбиты	Колонка	Мощность (в м)
ЛЕЙСКОЕ	верхний			150
	нижний			780
		пачка Д		

Серия	Слои	Подбиты	Колонка	Мощность (в м)
Устьпольская	трахостаробская	верхняя		до 1200
	нижняя			500 - 650
	верхняя			1200 - 1500
Орловская				61-140
				до 1100

Рис. 11. Типы строения карельских разрезов (сводные стратиграфические колонки).

ность, а также оставить возможность иного подхода к расчленению и интерпретации, мы приводим сводные стратиграфические разрезы (рис. 11), положение которых в регионе отображено на рис. 10.

Несмотря на достаточно хорошую изученность карельского комплекса, его формационное расчленение относится к проблемным вопросам. И хотя они неоднократно обсуждались в ряде работ (Мирская, 1975; Предовский и др., 1975; Радченко, Борисов, 1978), применительно к нуждам тектонических реконструкций находятся на стадии разработки. Чтобы выявить основные особенности и закономерности строения карельского комплекса, мы приводим краткую формационную характеристику наиболее полного разреза, развитого в Имандра-Варзугской структуре.

Первые попытки формационного расчленения разреза Имандра-Варзугской зоны (Радченко, Борисов, 1978) выявили разный стратиграфический объем конкретных формаций — от свиты до пачки. Очевидно, качественные изменения образования геологических тел не всегда соответствуют рубежам одноименных стратиграфических подразделений. Уже в самом общем сравнении стратиграфической

Продолжение подписи к рис. 11.

1 — граниты и гнейсы фундамента Печенгской структуры; 2 — конгломерато-брекчии; 3 — конгломераты, гравелиты; 4 — конгломераты с примесью туфогенного материала; 5 — вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 6 — полевошпатовые кварциты, аркозовые метапесчаники; 7 — кварциты, серицитовые кварциты, полевошпатовые кварцевые и кварцевые метапесчаники; 8 — тонкослоистые силициты, слюдисто-кремнистые сланцы; 9 — хлоритовые сланцы; 10 — алевропелитовые сланцы, песчаные алевропелиты, филлиты, туфосланцы; 11 — метапесчаники с карбонатным цементом, песчаные доломиты; 12 — кристаллические доломиты; 13 — органогенные кристаллические доломиты с онколитами и строматолитами; 14 — существенно слюдяно-кварцевые сланцы кейвской серии; 15 — биотит-мусковитовые сланцы со ставролитом и гранатом; 16 — метаэффузивы ультраосновного состава: пикритовые метапорфириты; 17 — туфобрекчии пикритового состава; 18 — метаэффузивы основного состава: диабазовые и базальтовые метапорфириты, метадиабазы; 19 — вулканокластические породы: лавобрекчии, кластолавы, туфобрекчии; 20 — туфы основного состава; 21 — туфы основного и пикритового состава с прослоями туфосланцев и эффузивов; 22 — переслаивание эффузивов основного и ультраосновного состава; 23 — метаэффузивы среднего состава: андезитовые и андезит-базальтовые порфириты; 24 — туфобрекчии андезитового состава; 25 — туфы андезитовых и андезит-базальтовых метапорфиритов; 26 — метаэффузивы кисло-среднего состава: андезито-дашитовые, дашитовые порфириты и порфиры, их туфы; 27 — перерывы между отделами и комплексами; 28 — перерывы внутри отделов.

Т а б л и ц а 2

Схема формационного расчленения карельского комплекса Имандра-Варзужской зоны

Стратиграфические подразделения					Конкретные формации	Формационные ряды			
серии	свиты (толщи)	прд-свиты	Мощность, м	калонка		осадочные	вулканогенные		
Томинская	Вулканогенная		1500	v v v	Базальтовая	Глубоко смешанный			
	Вулканогенно-осадочная		2000	v-v-v v-v-v v-v-v	Смешанная осадочно-вулканогенная				
	Вулканогенная		400	v v v v	Терригенная трансгрессивная			Осадочно-вулканогенный	
	Вулканогенно-осадочная		400	v v v v					
	Терригенно-сланцевая		500	v v v v	Андезит-базальтовая однородная				
Варзужская	Ильмозерская	верхняя	550	v v v v	Терригенно-сланцевая (аспидовая)	Терригенно-карбонатный аллохтонный	Базальтовый		
		нижняя	200	v v v v	Карбонатная карбостромбовая				
		нижняя	25-90	v v v v	Терригенная трансгрессивная				
		нижняя	250	v v v v	Базальт-трапид-базальтовая дифференцированная				
	Умбинская	верхняя	30	v v v v	Терригенная березья	Терригенно-карбонатный аллохтонный	Щелочно-олибил-базальтовый		
		нижняя	280	v v v v	Карбонатная				
		нижняя	800	v v v v	Ликрит - базальтовая				
Полисарская	верхняя	130	v v v v	Терригенная трансгрессивная					
	нижняя	130	v v v v	Терригенная трансгрессивная					
Стрельбицкая	Сеидореченская	верхняя	2700	v v v v	Базальт-андезит-дацитовая	Терригенный аллохтонный	Толейт-базальтовый		
		нижняя	500	v v v v	Кварцево-песчаная фалаховая				
	Рижсубская кучинская	верхняя	1200	v v v v	Базальтовая однородная				
		нижняя	800	v v v v	Карбонатно-терригенная ?				
	Романовская	верхняя	2000	v v v v	Андезит-базальтовая слабо-дифференцированная				
нижняя		80	v v v v	Базальтовая терригенная					

и формационной схем видно (табл. 2), что трем сериям соответствуют четыре вертикальных формационных ряда, выделенных по единому принципу. Каждые три формации осадочного происхождения начиная снизу образуют формационный ряд, построенный однотипно: терригенная, терригенно-карбонатная, или карбонатная, терригенно-сланцевая формации. Только в четвертом вертикальном ряду формаций эта стройная картина нарушается ввиду смешения осадочного и вулканогенного типов литогенеза. Однако это смешение подготовлено эволюцией конкретных формаций, которая начиналась с резко контрастных сочетаний чисто осадочных и вулканогенных образований.

Нижний формационный ряд замечателен тем, что мощные тела аллохтонных осадочных формаций расщепляют единый вулканогенный формационный ряд на конкретные формации, не смешанные и, казалось бы, ничем не связанные с осадочными. Наблюдая более чем километровый разрез однородной базальтовой формации и еще более мощный разрез расположенной выше базальт-андезит-дацитовая формации, трудно предвидеть, что в этом естественном ряду две конкретные формации могут быть разделены мощной и устойчиво развитой формацией кварцито-песчаников. Их положение в вулканогенном разрезе воспринимается чуждым, не естественным, особенно когда убеждаешься, что осадочная формация не несет следов влияния вулканизма, т. е. является чисто аллохтонной. Только вторжением фалаховой формации можно объяснить такое сочетание. Поэтому надо предполагать гораздо более обширную, чем вулканогенный прогиб, область с платформенным режимом, где формировались вы-

сокозрелые осадки фалаховой формации и проникали в вулканогенный прогиб, как только в нем затухала вулканическая деятельность. Однако подстилающие и перекрывающие вулканогенные формации сформировались в результате мощного вулканизма, целиком подавляющего синхронный осадочный процесс. Какой же тектонический режим мог обеспечить такое сочетание вулканогенных и осадочных формаций, не связанных генезисом и местом образования исходного вещества, а только местом и условием формирования? Вероятно, на этот вопрос более или менее убедительно можно ответить при раздельном анализе осадочных и вулканогенных формаций.

Нетрудно видеть, что нижние конкретные формации слагают единый ряд в такой последовательности, что если бы осадочный литогенез не был частично подавлен вулканической деятельностью, то мы получили бы полный формационный ряд, отражающий эволюцию грабенообразного прогиба в обширной области с платформенным режимом. В самом деле, базальная терригенная формация делится на две субформации. Нижняя регрессивная, терригенная, перетолженных кор выветривания отражает быстрое понижение поверхности эрозии ниже уровня коры химического выветривания в прилегающих к прогибу районах. Об этом же свидетельствует и устойчиво развитая выше субформация аркозовых песчаников. Карбонатно-терригенная формация указывает на выравнивание бортов грабена, стабилизацию процессов эрозии и возникновение условий, способствующих вторжению фалаховой формации, что мы и наблюдаем в верхней части формационного ряда.

В сочетании осадочных и вулканогенных формаций надо отметить почти полное отсутствие смешанных пород и мелководный характер осадочных формаций с самого начала и до конца разреза, т. е. неизменно компенсированный характер прогибания при любом типе литогенеза, несмотря на явно несоизмеримые скорости накопления осадочных и вулканогенных пород.

Вероятно, изложенного достаточно, чтобы предложить в упрощенном виде следующий тектонический механизм разделения осадочного и вулканогенного типов литогенеза. Начальным стадиям растяжения земной коры отвечают медленные тектонические опускания, сопровождаемые образованием осадочных формаций. За пределами пластического растяжения появляются расколы, способствующие быстрому погружению раздробленных частей коры, которые можно классифицировать по сравнению с предшествующим опусканием уже как „обрушение“ или „проседание“. Погружающиеся части „фундамента“ способствуют поступлению продуктов вулканической деятельности на земную поверхность в виде спокойных трещинных излияний. По мере накопления излившихся продуктов уменьшается проницаемость земной коры, но возрастает литостатическая нагрузка, способствующая быстрому погружению. Процесс продолжается до тех пор, пока противоположные тенденции, заложенные в едином процессе, не найдут равновесия. Далее возможно только медленное тектоническое прогибание, связанное с продолжающимися условиями растяжения, которые приведут к повторению цикла.

Взаимоотношения осадочных и вулканогенных формаций во втором и третьем ряду прогрессивно усложняются по двум направлениям: наблюдаются устойчивые признаки смещения и взаимного влияния двух типов литогенеза — осадочного и вулканогенного на разных уровнях — от минерального до формационного. Увеличиваются число и суммарная мощность формаций осадочного генезиса за счет уменьшения вулканогенных. Автохтонный характер осадочных формаций сближает их с вулканогенными, отдельные части которых приобретают характер парагенетических связей. Очевидно, между двумя крайними механизмами литогенеза, действовавшими на раннем этапе развития прогиба, наметился третий — переходный, с меньшей контрастностью и устойчивостью знака движения.

Рассматривая эту тенденцию как фактор, нивелирующий крайние два типа тектонических движений, надо полагать, что на заключительном этапе ведущим типом движений должен стать промежуточный, который можно определить как высокоподвижный с часто меняющимся вектором. Действительно, пачки осадочных образований, чередующиеся с вулканогенными, указывают на затухающий вулканизм, когда становится соизмеримой продуктивность осадочного и вулканогенного литогенеза. Сходные формации имеют место в раннеорогенную стадию развития фанерозойских геосинклиналей с тонко-обломочными образованиями моласс и затухающим вулканизмом. Однако роль вулканитов в разрезе формационного ряда заметно возрастает вверх, и только совмещение контрастных серий вулканитов — от ультраосновных до кислых — является, может быть, единственным предвестником близкого отмирания подвижной зоны, так как они появляются обычно в условиях сжатия и общего воздымания региона — субсеквентный вулканизм Г. Штилле. Верхняя толща разреза смешанного формационного ряда, если продолжить сравнение с молодыми подвижными зонами, заслуживает выделения в самостоятельную формацию — базальтовую, которая нередко характеризует заключительный вулканизм геосинклиналей, названный Г. Штилле финальным.

Таким образом, в разрезе карелид Имандра-Варзугской зоны выделяются естественные эволюционные ряды формаций, имеющих направленную тенденцию к смещению двух типов литогенеза. Если эта закономерность верна для карельских вулканогенных прогибов всего региона, то намного упрощается корреляция разобщенных крупных разрезов карельского комплекса, по типу строения которых уже возможно отнесение их к одному из трех отделов, слагающих структурные этажи.

Наиболее полный разрез карелид развит в Имандра-Варзугской структуре (рис. 11) и представлен четырьмя формационными рядами. Нижний ряд осадочных и вулканогенных образований в пределах Кольского региона развит только в Имандра-Варзугской структуре (рис. 10). Он слагает пятый структурный этаж в разрезе кольского докембрия. Шестой этаж в Имандра-Варзугской структуре представлен двумя вертикальными формационными рядами, однако наиболее полные его разрезы расположены в Печенгской структуре (печенгская серия). Структурно-формационные аналоги этого этажа

в Кейвской зоне имеют сокращенные мощности и неполный разрез, как и в Усть-Понойской структуре. Однако все эти разрезы принадлежат к единому латеральному структурно-формационному ряду наложенных мульдообразных прогибов. Они коррелируются по формационному типу строения, наличию типичных конкретных формаций, таких как дифференцированная базальт-трахибазальтовая меденосная и карбостромовая, последовательности залегания толщ и особенностям их литологического состава. Седьмой структурный этаж развит только в Печенгско-Варзугской зоне. Он сложен весьма сходными по типу строения разрезами глубоко смешанного осадочно-вулканогенного формационного ряда.

Предложенное здесь формационное и структурное расчленение карельских разрезов, а также корреляция на структурно-формационном уровне не является бесспорной. Есть ряд проблем, связанных со стратиграфией и тектоникой карельских структур региона, которые стоят на повестке дня, обсуждаются (Бекасова и др., 1975; Негруца и др., 1980; Загородный, Радченко, 1980) и ждут своего решения. Они касаются преимущественно частных вопросов геологического строения и корреляции, а имеющие отношения к обсуждаемым проблемам сводятся в основном к двум аспектам. Первый обсуждался выше в связи с разным пониманием важнейших рубежей и объема карельского комплекса, а второй относится к корреляции. После выделения томингской серии (Загородный и др., 1978), представляющей верхний отдел карелид в Имандра-Варзугской структуре, корреляция на уровне отделов или формационных рядов в Печенгско-Варзугской зоне приобрела характер решенной проблемы. Этого нельзя сказать в отношении более мелких структур — Серповидного хребта и Усть-Понойской. Можно только констатировать единодушное мнение геологов относительно их карельского возраста. Поэтому предложенная корреляция имеет предварительный характер и основана на формационных особенностях строения разрезов, принципы расчленения и корреляции которых разрабатываются авторами.

Структура Кольского региона сформировалась в течение нескольких периодов, в результате последовательной смены в пространстве и времени разных тектонических режимов. Последние не только создают новые структурно-формационные комплексы, но преобразуют ранее созданные под воздействием предшествующих режимов. Поэтому для докембрийских регионов особенно важно различать первичные, вторичные и переработанные структуры, понятие о которых предложил Т.Н. Спижарский (1973) и развил Б.П. Бархатов (1979). Под первичной тектонической структурой понимается совокупность вещественно-структурных форм, находящихся в процессе становления под воздействием конкретного тектонического режима. Как только кончается процесс становления вещественно-структурных форм, возникают вторичные тектонические структуры. Например, первичная тектоническая структура — геосинклиналь после ее замыкания превращается в складчатую систему, а это уже совокупность новых структурных форм по отношению к первичным. Переработанные тектонические структуры наиболее характерны для докембрийских регионов. Для Кольского региона это все докарельские комплексы и структуры, подвергшиеся структурно-вещественной переработке в связи с развитием карельского тектогенеза. Конечно, особенно сильно изменены докарельские образования в Карельской складчатой системе. Поэтому представляется важным восстановить историю карельского тектогенеза, чтобы понять причину и следствие длинной цепи тектонических событий, приведших к необратимой стабилизации и почти полной "консервации структур".

Палеотектонические реконструкции принято сопровождать схемами, отражающими стадии и этапы тектонических режимов. Практика палеотектонической картографии имеет большой опыт, который не распространяется, по большей части, на докембрийскую историю земной коры. Если палеотектонические карты молодых складчатых систем содержат сведения, присущие собственно тектоническим картам, то для докембрийских регионов чаще прибегают лишь к палеогеографическим схемам. Палеотектонические же реконструкции отличаются простотой изображения, смысл которого можно усвоить за минимально короткое время. Это объясняется прежде всего рядом специфических проблем, связанных с докембрийской историей формирования земной коры. Однако простота таких схем не всегда

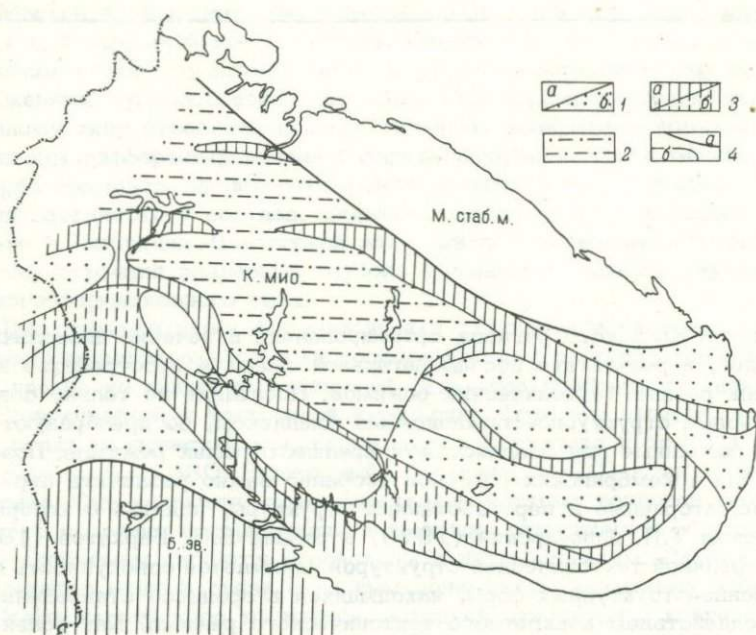


Рис. 12. Палеотектоническая схема позднеархейского периода (геосинклиальный режим).

Основные геотектонические элементы: Б. эв. — Беломорская эвгеосинклиаль, К. мио. — Кольская миогеосинклиаль, М. стаб. м. — Мурманский стабильный массив. 1 — районы, сохранившие стабильное состояние (а — преимущественно поднятые, б — испытавшие переменные движения); 2 — стабильные районы с тенденцией к замедленному опусканию; 3 — высокоподвижные зоны (а) и умеренно-подвижные районы (б); 4 — границы основных геотектонических элементов (а), структурных районов и зон с разной историей развития (б).

связана с объективными трудностями, но гораздо чаще со специальным их назначением, призванным внести ясность в существо обсуждаемой проблемы. В таком виде схемы удобны в качестве иллюстраций, как и в нашем случае.

Позднеархейский этап

Палеотектоническая схема позднеархейского этапа, относящаяся к геосинклиальному режиму, показывает, что на территории региона развивались три крупные первичные тектонические структуры (рис. 12): Беломорская эвгеосинклиаль, Кольская миогеосинклиаль и

Мурманский стабильный массив. На территории бывшей Беломорской эвгеосинклинали, согласно данным К.А. Шуркина (1964, 1968), М.М. Стенаря (1973, 1976) и др., широко и интенсивно проявлены сложная изоклиналиная складчатость, региональный метаморфизм умеренных давлений, основные и кислые магматические образования разных стадий развития — от вулканогенных и интрузивных метабазитов и ранних плагиогранитов и гранодиоритов до поздних инверсионных и орогенных плагиомикроклиновых гранитов и их метасоматитов. Некоторые черты строения Беломорской системы свидетельствуют о горизонтальных перемещениях горных пород, обусловивших, вероятно, значительное сокращение ее масштабов, что может рассматриваться как проявление типичной для эвгеосинклинальных зон тенденции к „самоуничтожению“.

Основная часть территории Кольского полуострова в это время представляла собой, по всей видимости, область перикратонного опускания, сопоставимую с областями подвижного шельфа и миогеосинклиналями. Древнейший фундамент в ее пределах был неравномерно раздроблен и испытывал неоднородные вертикальные перемещения. Слоистые толщи начальной стадии развития, синхронные ранним образованиям Беломорской геосинклинали, были представлены в шовных зонах (Колмозеро-Воронья, Понойская и др.) грубыми осадками и основными вулканидами. В пределах расчлененных, но малоподвижных районов с тенденцией к опусканию (Центрально-Кольский, Печенгский и др.) накапливались преимущественно туфы, терригенные формации, частью хемогенные осадки (глинистые сланцы, силицит, железистые кварциты и др.). Вместе с тем значительные разрозненные блоки фундамента (Пурначский, Нотозерский, Кейвский и др.) сохраняли стабильное высокое положение и представляли собой области размыва, частично испытывали переменные вертикальные движения, сопровождавшиеся накоплением прерывистого и маломощного осадочно-туфогенного чехла, отличаясь от смежных зон преобладанием высокого стояния.

Рисунок 1.3 отражает орогенный режим, охвативший уже вторичную геотектоническую структуру — Кольско-Беломорскую складчатую систему, возникшую на месте первичной геосинклинальной области. Территория региона сохранила тенденцию к прогибанию, но со значительным смещением бассейнов седиментации, впервые отмеченную С.И. Макиевским (1973). Оно устанавливается фактически для всех районов, хотя в таких малоподвижных зонах, как Центрально-Кольская, проявлено в незначительных масштабах, а наиболее очевидно в подвижных шовных зонах. Здесь бассейны, как правило, смещались в сторону блоков, бывших до тех пор областями размыва или испытывающих переменные вертикальные движения и, вовлекая их в погружение, смогли охватывать крупные районы.

Мурманский массив на протяжении всего рассмотренного периода был слабо расчленен и сохранял стабильное положение с устойчивой тенденцией к воздыманию. Орогенный режим, завершившийся гранитизацией и внедрением плагиомикроклиновых гранитов преимущественно в поднятых блоках, охватил и Мурманский массив. Такая

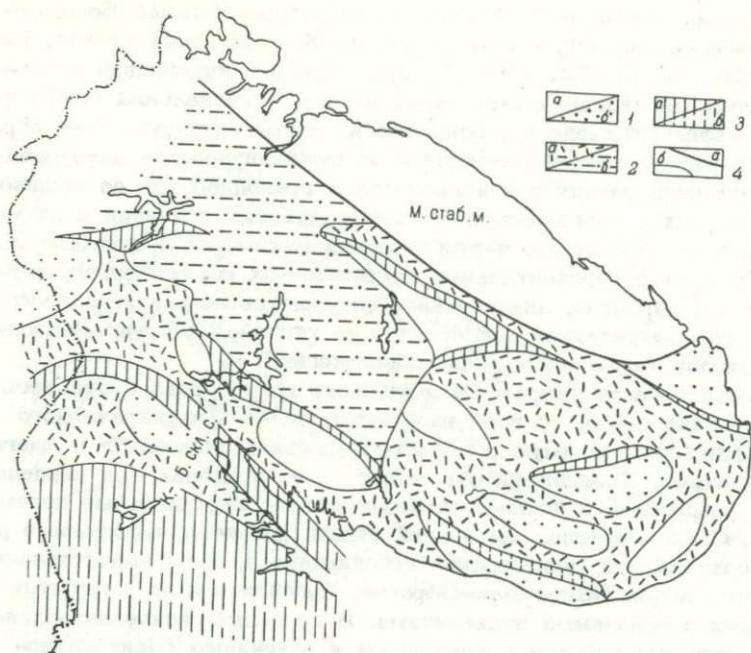


Рис. 13. Палеотектоническая схема позднеархейского периода (орогенный режим).

Основные геотектонические элементы: К.-Б. скл. с. — Кольско-Беломорская складчатая система, М. стаб. м. — Мурманский стабильный массив. 1 — районы, сохранившие стабильное состояние (а — преимущественно поднятые, б — испытавшие тенденцию к поднятию); 2 — районы стабильного опускания (а) и сохранившие тенденцию к замедленному опусканию (б); 3 — высокоподвижные зоны (а) и умеренно-подвижные районы (б); 4 — границы основных геотектонических элементов (а) и структурных районов и зон с разной историей развития (б).

характеристика показывает, что более всего он может сопоставляться с краевыми стабильными массивами подвижных областей, что не противоречит и общей геотектонической зональности позднеархейского периода.

Основным геотектоническим элементом, относящимся к протоплатформенному режиму, надо считать протоплатформу, границы которой лежали за пределами региона. Элементы более высокого порядка достаточно ясны из рис. 9.

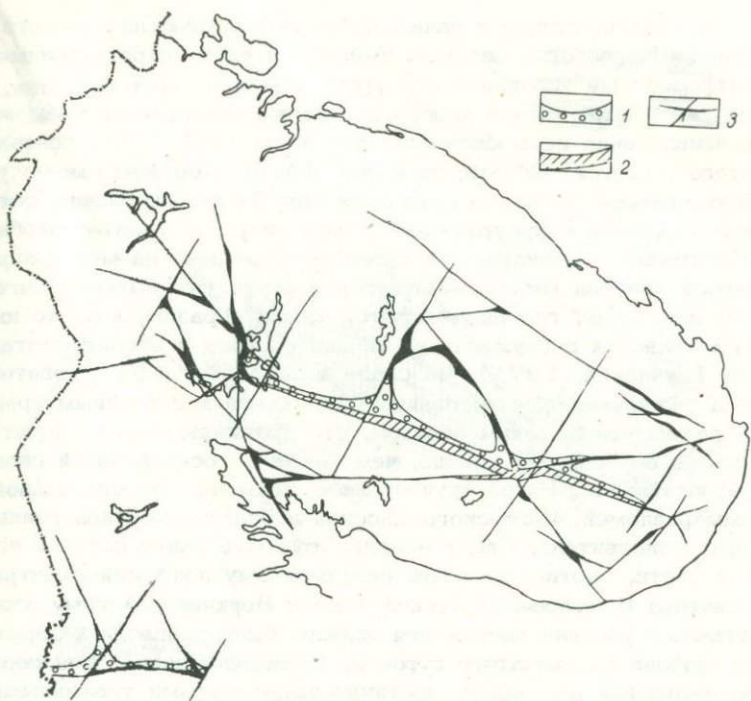


Рис. 14. Начальная стадия рифтогенного этапа.

1 — трансгрессивная граница базальной терригенной формации; 2 — андезит-базальтовая слабодифференцированная формация; 3 — интрузивные массивы базит-гипербазитов в системе разломов пред-рифтогенного растяжения.

Карельский этап

Переходя к реконструкциям карельской истории региона, надо отметить, что кроме конкретных задач палеотектонического анализа всегда существуют проблемы, осознание которых связано с теоретической позицией автора. Поэтому возникает необходимость обсудить состояние и перспективы решения главных проблем тектоники карелид, ради чего и проводятся палеотектонические реконструкции. К таким проблемам относятся прежде всего следующие: главные этапы развития Карельских структур; связь тектоники и магматизма; складчатость, орогенез и структурная зональность; типы и корреляция тектонических движений; тип и классы Карельских структур.

Первая схема (рис. 14) иллюстрирует начальную стадию развития карелид, которая сопоставляется с рифтогенной (Загородный, 1975). Большинство исследователей придерживается толкования термина „рифт“ как совокупности структур растяжения. Надо доба-

вить, что применительно к начальной стадии и предрифтогенного растяжения Карельской системы имеются в виду интракратонные эпиplatformенные условия с формированием сводового поднятия. Тем самым уже в определении класса структуры отвергается возможность привлечения неомобилистических построений. Какие основания для этого имеются? Обратимся к рис. 14. На нем изображено реконструированное (с учетом сдвиговых нарушений) положение сети главных разломов и приуроченных к ним интрузий базит-гипербазитов. Совершенно очевидно, что сбросовые трещины на месте зарождающегося грабена Имандра-Варзугской структуры имеют фланговые участки затухания, где расщепляются таким образом, как это имеет место в областях погружения удлиненного свода в экспериментах Клооса (Лучицкий, 1971). На своде должна была сформироваться система разломов, ориентированных нормально к сбросовым трещинам и размещенных таким образом, что протяженность и эффект растяжения по ним тем больше, чем ближе к осевой части свода они располагались. Реконструированное положение ортогональной системы разломов, Цагинского массива и осадочно-вулканогенных формаций действительно подтверждают существование свода и его ядерной части, соответствующей современному положению центрального сектора Имандра-Варзугской зоны и Верхнепонойскому блоку. Нарастающие условия растяжения должны были привести к формированию грабена ступенчатого строения с расщепленными окончаниями и диагональными расколами, частично выполненными трещинными интрузиями, что и наблюдается в действительности. Трудности применения неомобилистических построений на этом этапе заключаются в ограниченном развитии грабена и структурах первичного вырождения на флангах, существовании сопряженной системы расколов, соответствующей понятию о развитии свода и, наконец, существованию регионального несогласия в основании Карельских структур, связанного с эпейрогеническими движениями, однородно охватившими обширную территорию.

Загронутая здесь проблема связи предрифтогенного растяжения и базит-гипербазитового магматизма требует специальных исследований, хотя такое ее решение и представляется более естественным, чем предлагавшееся ранее (Юдин, 1973). Геологические данные о возрасте габбро-лабрадоритовой формации (Козлов, 1973; Юдин, 1974) не противоречат предложенной интерпретации.

Начальную стадию рифтогенного этапа (рис. 15) можно назвать авлакогенной. Вулканогенные формации не выходят за пределы краевых разломов, определивших максимальную ширину грабена, а сочетание их с аллохтонной кварцитово-песчаной формацией определенно характеризует платформенное состояние окружающих областей питания. На передний край насушных задач выступают связь базит-гипербазитовых интрузий с краевыми разломами, определение трансгрессивных границ формации кварцевых песчаников и тип деформаций, связанных с развитием грабена.

Первый вопрос решается более или менее удовлетворительно в связи с приуроченностью наиболее крупных массивов базит-гипер-

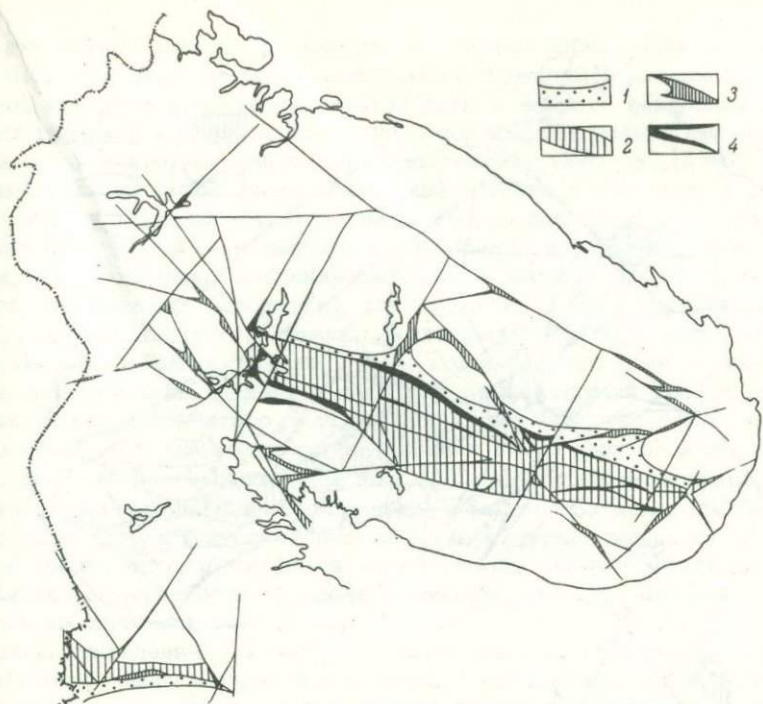


Рис. 15. Ранняя стадия рифтогенного этапа.

1 — трансгрессивная граница аллохтонной формации кварцевых песчаников; 2 — толеит-базальтовый формационный ряд в сочетании с терригенной (аспидной?) и фаллаховой формациями; 3 — тела основных пород в разломах начальной стадии; 4 — интрузии основных пород в разломах ранней стадии.

базитов к краевым разломам этой стадии. Но вопросы связи вулканизма с интрузивными формациями остаются открытыми. Важный материал для палеотектонических построений представляет первичное положение толщи кварцевых песчаников. Образования такого типа относятся к фаллаховой формации (Келлер, 1973) и с началом ее формирования связывают фазу складчатости. Анализ несогласий, которые можно было предположить в основании формации, связан с оценкой ее площадного распространения, так как в пределах Имандра-Варзугского прогиба такое несогласие не зафиксировано. Однако за пределами зоны реликтов этой формации не обнаружено, хотя она хорошо распознается ввиду своего постоянного и специфического строения, связанного с аллохтонным происхождением. И только резкие изменения мощностей в пределах зоны (Радченко, 1971) позволяют предположить, что ее распространение целиком связано с районами блоковых движений фундамента, которые концентрировались у границ уже оформившегося грабена. Очевидной связи формации с

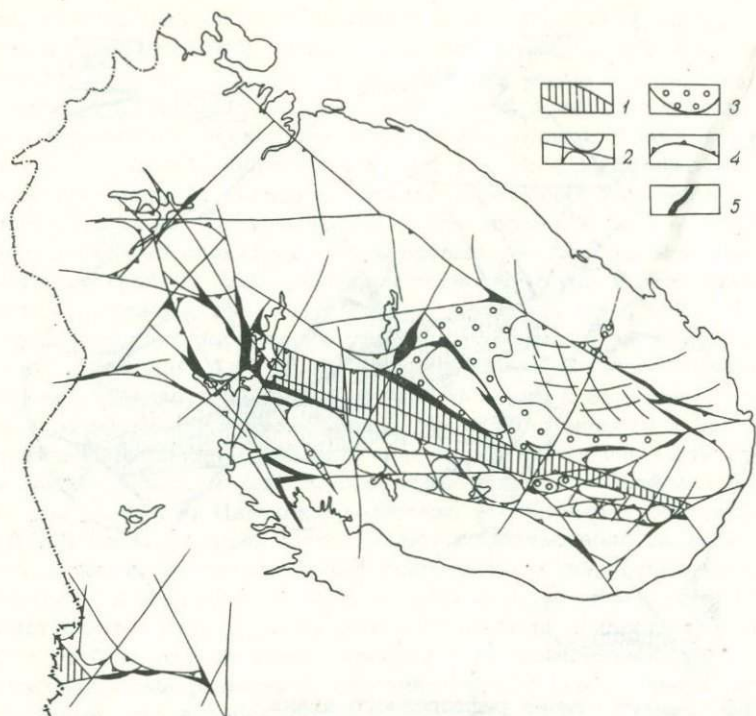


Рис. 16. Стрельнинская фаза складчатости.

1 - зоны проявления складчатости сжатия; 2 - зоны блоково-купольных радиальных движений фундамента и отраженной складчатости карельских формаций; 3 - зоны развития щелочных гранитов и пликативных структур фундамента; 4 - наклоны краевых разломов (корневых частей крупных блоков земной коры с тенденцией к воздыманию); 5 - интрузивные массивы базит-гипербазитов рифтогенного типа.

фазой складчатости не отмечается. Деформации погребенных толщ и конседиментационные изменения формируемых осадков скорее указывают на большую длительность этого процесса, связанного с развитием грабена.

На рис. 16 показан результат тектонических движений, определивших важнейший рубеж в развитии кольских карелид и сопоставляемых со стрельнинской фазой складчатости (Радченко и др., 1974). Наиболее характерной закономерностью этих движений является формирование зональности. Зона, примыкающая к грабену с юга, имеет блоково-купольное строение и прослеживается на северо-запад за пределы грабена. Однако в этом направлении, как и южнее, отмечаются меньшая дифференцированность и блокировка фундамента, а также довольно резкий переход в зону крупноглыбо-

вого строения. Распался на зоны и тем самым определился Кейвский блок в отличие от более однородного Кольско-Норвежского. Главная проблема интерпретации этой фазы — возраст внедрения щелочных гранитов и связи с ними пликативных деформаций фундамента. Если считать граниты раннекарельскими (Батиева, 1968) синскладчатыми, то очевидна связь складчатости с районами развития гранитов и зон их метасоматитов. Можно полагать, что такая пластичность фундамента связана с разогревом в зонах проницаемости, подготовленных раннекарельскими расколами. Конфигурация блоков, сохранивших жесткость, как будто эту мысль подтверждает. Однако стрельнинская группа тел щелочных гранитов расположена так, что образует южный тупой угол кейвского поля их развития. Создается впечатление, что Имандра-Варзугский грабен пересекает южную часть этого поля. В таком случае можно допустить предположение о более раннем становлении этих гранитов и связанных с ними пликативных структур, которое, однако, входит в противоречие с рядом геологических наблюдений и фактов (Батиева, 1978). Распределение тектонических движений и структурная зональность наиболее просто интерпретируются как результат условий сжатия в обстановке общего оседания свода и связанного с ним оживления радиальных движений земной коры.

Схема, приведенная на рис. 17, иллюстрирует миграцию режима прогибания к северу и определение границ будущей Карельской системы. В основу схемы положен факт наличия второго этажа карелид в Кольско-Норвежской (Печенга) и Кейвской (структуры Серповидного хребта и Усть-Поноя) зонах. Главные проблемы связаны с корреляцией структурно-вещественных комплексов и определение их палеограниц распространения. Надо предполагать широкое развитие второго карельского структурного этажа в пределах Печенгско-Варзугской зоны, кроме ее восточной части, которая трансформировалась в область конседиментационного поднятия. В Кейвской зоне сплошной чехол карельских толщ предполагается в связи с проблемами интерпретации метаморфической зональности (Петров, 1980), а также с учетом разрезов Серповидного хребта. Определенные трудности в решении этого вопроса заключаются в том, что на Кольском полуострове достаточно уверенно коррелируются формации, развитые в крупных вулканогенных прогибах. Терригенных аналогов, которые формировались бы в более стабильных условиях, либо не сохранилось, либо мы их не распознаем, так как они обладают другим типом строения. Поэтому на данной стадии изученности приходится прибегать к косвенным данным. В Кольско-Норвежском блоке, например, надо учитывать существование дайкового поля, расположенного в породах фундамента севернее Печенгской структуры, в пределах которого, надо полагать, имеются коагматы вулканитов, слагающих второй этаж карелид.

Сравнивая режим этой стадии с известными по фанерозойской истории, его можно было бы назвать колломогенным (Спижарский, 1973), вернее протоколломогенным, имея в виду охват всей систе-

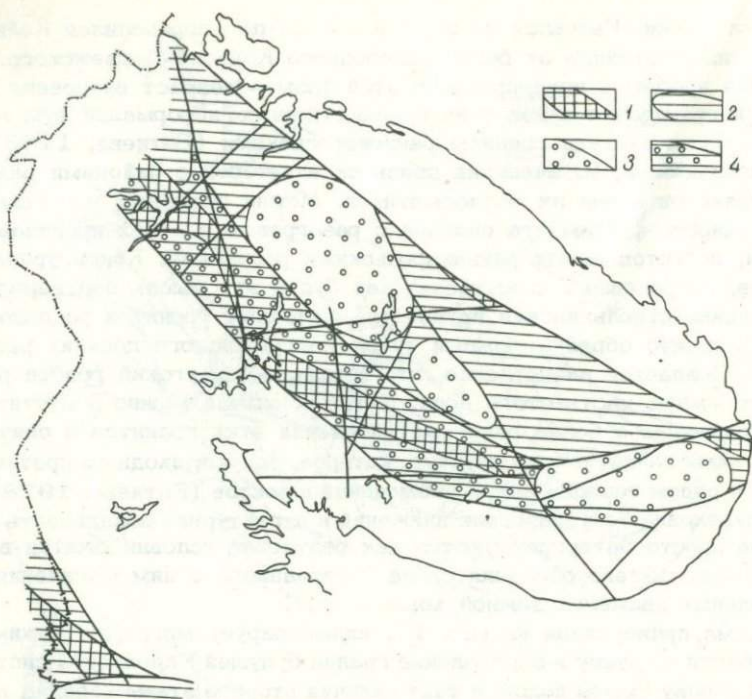


Рис. 17. Колумогенная стадия.

1 - границы платформенных впадин начального этапа (терригенная и пикрит-базальтовая формации); 2 - трансгрессивная граница осадочных и вулканогенных формаций платформенных прогибов; 3 - крупные конседиментационные поднятия; 4 - конседиментационные структуры в карельском комплексе.

мы режимом погружения с формированием прогибов, поднятий и более локальных конседиментационных структур.

Авторы опускают важный момент в истории развития карелид, отвечающий рубежу второго и третьего этажей, так как здесь больше проблем, чем ясных положений. К последним относятся структурная и формационная автономия верхнего отдела, пространственная и эволюционная связь с нижними отделами карелид. В связи с этим на рис. 18 обозначена тектоническая зональность заключительного этапа формирования карельского комплекса. Особенность его заключается в локализации режима прогибания в юго-западной части системы. Остальная, большая, часть Карельской системы, характеризуется общим воздыманием. При этом образуются первичные тектонические тела в условиях локальных впадин и усложняется структура ранее сформированных комплексов. Главную проблему можно отнести к рубежу второго и третьего этапов. Он не отмечен метаморфизмом, внедрением интрузий, режими несогласиями.

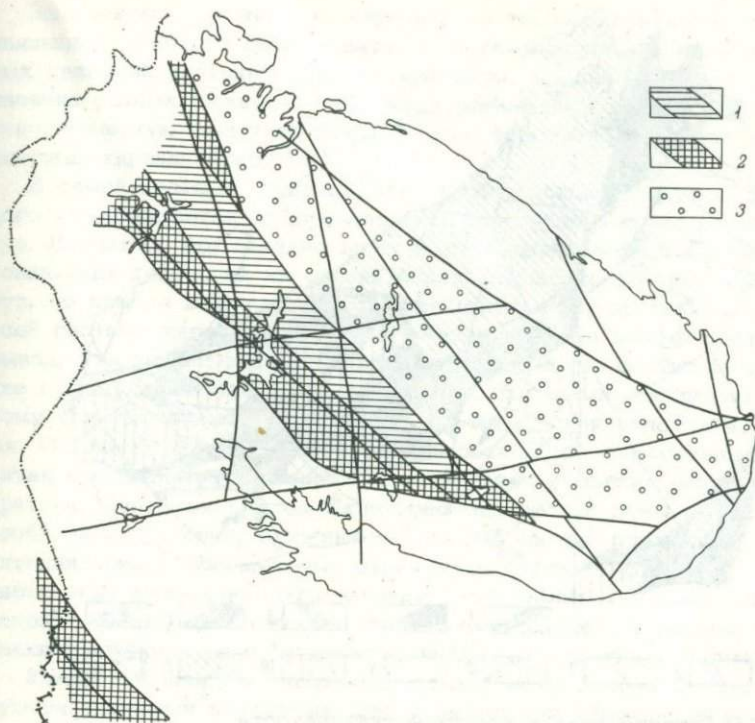


Рис. 18. Эмерсионная стадия.

1 — границы начального этапа формирования прогибов (аллохтонная терригенная формация); 2 — границы впадин со смешанными осадочно-вулканогенными формациями; 3 — конседиментационные поднятия.

В конкретных структурах очевидно подобие, которое воспринимается как согласное взаимоотношение. С другой стороны, верхний этаж обладает структурной автономией и даже несколько иным простираем структур по отношению к нижним этажам карелид. В совокупности с формационными изменениями в веществе, слагающем верхний этаж, этот рубеж надо рассматривать как качественное изменение в тектоническом развитии карелид — начало завершающей стадии, которую, по терминологии Т. Н. Спижарского (1973), можно было бы именовать эмерсионной.

Собственно складкообразовательные движения в процессе развития карелид фиксируются на рубеже первого и второго этапов. Рассматривая эти движения в качестве фазы складчатости, мы предполагаем достаточно кратковременные и интенсивные движения, приведшие к качественным изменениям в структуре карелид. После этих процессов произошло обособление трех крупных зон в системе карелид: Имандра-Варзугской, Кейвской и Кольско-Норвежской. Необходимо

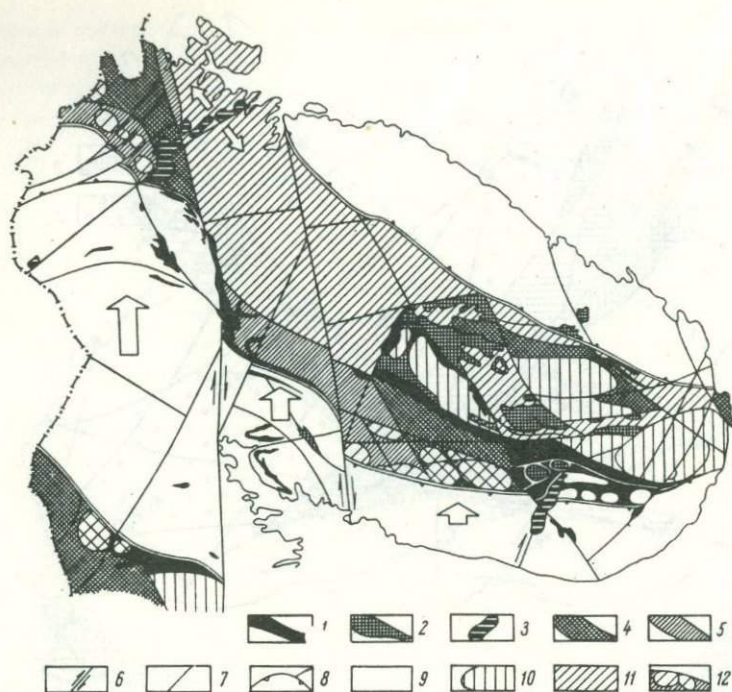


Рис. 19. Главная фаза карельской складчатости.

1 — формации осадочных и изверженных пород раннего и начального этапов; 2 — массивы щелочных гранитов; 3 — орогенный гранитоидный комплекс; 4 — формационный ряд второго этажа карелид; 5 — то же — третьего этажа; 6 — сдвиги; 7 — крупнейшие сбросы и взбросы; 8 — надвиги; 9 — воздымающиеся стабильные мегаблоки земной коры; 10 — жесткие макроблоки в Карельской системе с тенденцией к воздыманию; 11 — зоны интенсивного сжатия с формированием систем отрыва в районах максимальных деформаций (в Кейвской зоне — сочетание деформаций и сжатия и отраженного типа); 12 — подзоны купольно-блоковых структур фундамента и отраженной складчатости карелид.

все же отметить связь этой фазы с развитием сначала эпейрогенического, а затем орогенического типов движений, выразившихся в формировании грабена и сопряженных с ним конседиментационных и конденудационных структур. Таким образом, общий эффект качественных изменений после первого этапа развития системы включает и конседиментационные преобразования большой длительности. Вероятно, правомерным было бы считать стрельнинскую фазу результатом развития этих движений и связывать с общим проседанием сводового поднятия.

Заключительную же фазу карельского тектогенеза недостаточно связывать только с саморазвитием системы волновых колебательных движений большого радиуса кривизны. Анализ зонального проявления разных типов тектонических движений позволяет наметить гипотетическую схему общего процесса формирования складчатой системы карелид (рис. 19).

В самой системе основной перестройки докарельского структурного плана является северо-западное простирание складчатых структур. Вероятно, это связано не только с ориентировкой вулканотектонических депрессий на ранних этапах развития карельских структур, но прежде всего общим планом деформаций, проявившихся во всей системе карелид в периоды сжатия. Отсюда можно сделать вывод, что причиной деформаций послужили более стабильные, жесткие и однородные участки земной коры, которыми могли быть к тому времени Мурманский массив и Беломорская складчатая система. Однако структура отдельных карельских зон существенно различна и связана, очевидно, с особенностями строения докарельского кратона. Северные крылья Печенгско-Варзугской зоны имеют мультислойное строение, а южные — большей частью превращены в антиклинории с фрагментами отраженных структур фундамента в карельских формациях. Это означает, что карельский комплекс перекрывает шов, разделяющий участки земной коры с разным типом реакции докарельского фундамента на план карельских деформаций.

Южная граница Печенгско-Варзугской зоны в двух местах нарушена крупными меридиональными разломами сбросо-сдвиговой природы (Загородный, Радченко, 1980) — Ингозерским и Волчегундровским. Последний смещает границу зоны примерно на такое же расстояние, как и разные части Сальготундровско-Колвицкого синклинория, разделенные этим разломом. Вероятно, со сдвигами связаны и надвиговые структуры во фронтальных частях Беломорской системы, перемещавшихся на север. Как следствие этого надо рассматривать наиболее интенсивные линейные деформации фундамента карелид в западной части Кольско-Норвежской зоны и связанную с ними систему трещин отрыва, выполненную гранитоидами арагубско-лишского комплекса. Центральный сектор Беломорской системы претерпел меньшие перемещения на север. С этими движениями также связаны линейные деформации в фундаменте Кольско-Норвежской зоны, однако их интенсивность оказалась недостаточной для формирования трещин растяжения, расположенных нормально по отношению к границам приложения сил. Верхнеархейские структуры, несмотря на интенсивную карельскую перестройку, сохранили реликтовую субширотную ориентировку (Загородный, 1980) и занимают диагональное положение по отношению к краевым разломам Карельской системы.

Восточный сектор Беломорской складчатой системы как будто не связан сдвиговыми перемещениями с Кольской системой карелид. Характер карельских деформаций в этой части региона отличается отраженным типом структур и находится в зависимости от радиальных перемещений крупных блоков земной коры больше, чем от тан-

генциальных. Вероятно, поэтому центральная часть Кейвской зоны как наиболее удаленная от корневых частей воздымающихся более монолитных глыб земной коры сохранила жесткость, тогда как ее краевые части испытали складчатость и магматическую активизацию. В таких условиях неизбежны неравномерное проявление характера деформаций и их локализация в отдельных участках. Поэтому именно в восточной части региона наиболее интенсивно деформированы карельские формации и шовные зоны, окаймляющие Кейвский блок. О тангенциальных напряжениях свидетельствуют положение Стрельнинского гранитоидного массива, расположенного нормально к границе карелид, и надвиговые структуры с юга в центральном секторе Имандра-Варзугской зоны (Радченко, 1980), а также, вероятно, с севера в районе гряды Малые Кейвы.

Последовательная смена рифтогенной, колюмогенной и эмерсионной стадий развития Кольской системы карелид характеризуют самостоятельный класс тектонического режима — активизированной протоплатформы.

Вещественно-структурная неоднородность земной коры лежит в основе тектонического районирования, которое заключается в оконтуривании геологических тел разного порядка. Как уже упоминалось, геологические тела формируются в результате последовательной смены во времени и пространстве совокупности геологических процессов и явлений, объединяемых понятием „тектонический режим“. Поэтому для познания истории тектонического развития регионов решающее значение имеют выявление типов тектонических режимов и тектоническое районирование.

Принципы районирования

Теоретические вопросы тектонического районирования рассмотрены во многих специальных работах (Белоусов, 1974; Спичарский, 1973; Богданов и др., 1972, и др). В соответствии с принятой нами тектонической номенклатурой для разрезов нижнего докембрия Кольского полуострова с большой долей условности реконструируются следующие тектонические режимы: 1) первичной коры, 2) протогеосинклинальные, 3) протоорогенные, 4) протоплатформенные и 5) активизированной протоплатформы. Режимы подразделяются на стадии. Так, для протогеосинклинального класса выделяются эвгеосинклинальная, миогеосинклинальная стадии и — срединных массивов, которые характеризуются в основном литеральными соотношениями. Протоорогенный режим представлен эпигеосинклинальной стадией, а протоплатформенный — колюмогенной, эмерсионной и магматической активизации. Класс активизированной протоплатформы включает рифтогенную, колюмогенную и эмерсионную стадии.

Некоторые отличия от широко принятой классификации (Белоусов, 1974) в соподчинении классов и стадий, на наш взгляд, имело смысл ввести для условий кольского докембрия. Так, магматическая активизация в стабильных складчатых системах, прилегающих к первичным структурам геосинклинали, носила интрузивный характер и проявлялась в протоплатформенных условиях. Таким образом, для таких участков земной коры ведущим, определяющим режимом являлся протоплатформенный, который сохранялся как до, так и после эпизода магматической активизации, которую поэтому и

следует считать стадией платформенного режима. Мурманский массив пережил такую стадию в раннеархейский этап развития, а Беломорская складчатая система — в карельский.

Выделенный класс режимов активизированной протоплатформы является, вероятно, характерным только для условий раннедокембрийской коры. Ранее нами неоднократно отмечался противоречивый характер карельских формаций относительно их геотектонического происхождения (Загородный и др., 1972; Радченко, Борисов, 1978, и др.). По типу слоистости, мелководному характеру осадков, их высокой степени зрелости, градиенту изменения мощностей, петрохимическим особенностям вулканитов и другим признакам это — формации платформенного класса. Однако по суммарной мощности карельских разрезов и масштабам проявления вулканизма, а также интрузивного магматизма, метаморфизма и последующей складчатости главные карельские прогибы являются зонами проявления режимов геосинклинального класса. В связи с этим в классе активизированной протоплатформы выделены три стадии.

Рифтогенная стадия — первая во времени, которая характеризуется интенсивными условиями растяжения земной коры с образованием формаций переотложенных кор выветривания и быстрым захоронением ее продуктами трещинных излияний базальтовой слабо дифференцированной формации. Вертикальный формационный ряд сочетает разделенные осадочные аллохтонные формации и лавовые толщ базальты. Формируется рифтогенный ряд формаций (подкомплекс).

Коломогенная стадия — вторая в платформенном классе — характеризуется общим погружением фундамента и образованием покрова на большей части платформы (Спижарский, 1973). Применительно к условиям кольского докембрия распространение покрова имеет более ограниченный характер. В это время формируются антеклизы, синеклизы, прогибы, валы, поднятия, усложняются первичные структуры рифтогенной стадии. Формируется колюмный структурно-формационный подкомплекс (ряд формаций), для которого характерно сочетание терригенно-карбонатных автохтонных осадочных формаций и щелочных оливин-базальтов трещино-центрального типа извержения.

Эмерсионная стадия (Спижарский, 1973) — третья стадия платформенного развития, которая характеризуется общим воздыманием. Усложняется ранее сформированная структура подкомплексов, а первичные тектонические тела эмерсионного подкомплекса формируются в локальных впадинах и предгорных прогибах. В карельских наложенных впадинах подкомплекс представлен мощным формационным рядом глубоко смешанных осадочно-вулканогенных толщ.

Пространственное положение выделенных комплексов и этажей, их последовательность и полнота развития в разных частях региона были приняты за основу тектонического районирования (табл. 1). Наиболее крупными тектоническими элементами региона являются складчатые системы, представляющие часть пояса, в пределах которых геосинклинальное развитие закончилось более или менее одновременно. Применительно к Кольскому региону представляется целесообразным расширить понятие „складчатая система“, имея в

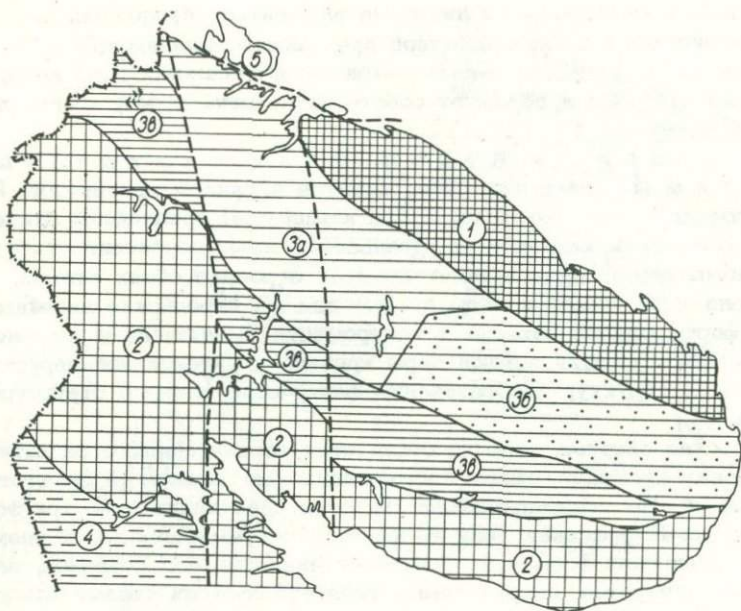


Рис. 20. Схема тектонического районирования Кольского региона.

1 - Мурманский массив; 2 - Беломорская складчатая система; 3 - Кольская складчатая система карелид (3а - Кольско-Норвежская зона, 3б - Кейвская зона, 3в - Печенгско-Варзугская зона); 4 - Северо-Карельская зона Карельской складчатой системы карелид; 5 - гиперборейская система рифейд.

виду и негеосинклинальные типы развития отдельных его частей, сопровождаемые полными наборами геотектонических элементов (структурно-формационные комплексы, магматизм, складчатость, метаморфизм), т. е. вторичные структуры, возникшие на месте районов, испытавших режимы активизированной протоплатформы.

Тектоническое районирование

На основе вышеизложенных соображений в пределах Кольского полуострова выделяются следующие районы, представляющие собой наиболее крупные тектонические элементы (рис. 20).

Мурманский массив - часть древнейшей складчатой системы, завершившей свое развитие преимущественно в раннем архее. Сложен комплексом пород первичной сиалической коры. Имеет своеобразный купольно-блоковый структурный план.

Беломорская складчатая система - часть позднеархейской складчатой области. В ее строении принимают участие два нижних комплекса. Структура сложная, сочетаю-

щая глыбово-складчатые и линейные элементы, обусловленные взаимодействием блоков-выступов древнейшего фундамента и перекрывающих их амфиболито-гнейсо-кристаллосланцевых толщ, которые облекают выступы и образуют собственные складчатые, иногда линейные структуры.

Кольская и Карельская складчатые системы завершили свое развитие в раннем протерозое. В их строении принимают участие три комплекса: древнейший фундамент, кольско-беломорский и карельский. Взаимодействие структур этих комплексов обуславливает сложное строение обеих систем. Определяющую роль при этом играют все же карельские линейные зоны, формирование которых в попеременно сменяющихся условиях растяжения и сжатия земной коры привело к интенсивной перестройке древних структур и образованию фактически единого структурного плана.

Кольская система карелид отличается неравномерным развитием карельских формаций, типом и интенсивностью проявления складчатых деформаций. По этим признакам она отчетливо делится на три зоны.

Кольско-Норвежская зона не имеет в современном эрозионном срезе карельских формаций осадочно-вулканогенного генезиса, однако характеризуется интрузивными гипабиссальными телами основных пород, образующих дайковые поля северо-восточнее Печенгской структуры. Они рассматриваются как глубоко эродированные части Карельской структуры, так как имеют петрохимическое сходство с печенгскими вулканитами, структурно приурочены к позднекарельским разрывным нарушениям. Кроме того, в пределах Кольско-Норвежской зоны располагается карельская формация гранодиорит-гранитов, связанных с проявлением главной фазы складчатости.

В Кейвской зоне карельский комплекс представлен только колюнным структурно-формационным подкомплексом. В его пределах развита основная масса интрузивных тел формации щелочных гранитов-сиенитов.

Печенгско-Варзугская зона имеет наиболее полные разрезы карельского осадочно-вулканогенного комплекса. Структурно-формационное единство двух крупнейших Карельских структур кольского региона — Печенгской и Имандра-Варзугской, намеченное еще А.А. Полкановым (1939), позволяет рассматривать их в составе единой зоны.

В общей структуре Балтийского щита кольский регион занимает такое положение, что в его пределах можно наблюдать три раннедокембрийские складчатые системы из шести (рис. 21).

Основные черты тектоники

Выделенные при районировании системы и зоны характеризуются определенными структурными особенностями, которые имеет смысл рассмотреть в объеме, необходимом для составления тектонической схемы региона. Важнейшим элементом тектоники, который отража-

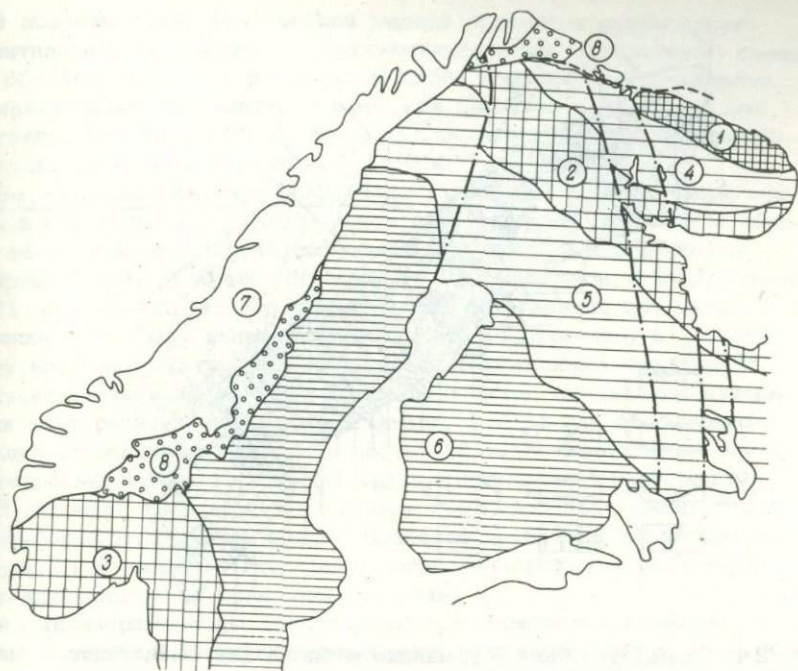


Рис. 21. Положение Кольского региона в складчатой области Балтийского щита.

Складчатые системы: 1 – Мурманская, 2 – Беломорская, 3 – Южно-Скандинавская, 4 – Кольская, 5 – Карельская, 6 – Свекофеннская, 7 – Каледонская, 8 – Гиперборейская.

ется на схемах, является история развития отдельных элементов и региона в целом, которая в общих чертах отображена на рис. 22, 23 (см. вкл. с. 59).

Мурманский массив. С юго-запада по Кольско-Кейвскому разлому Мурманский массив граничит с Кольской системой карелид. Массив сложен комплексом пород первичной сиалической коры и только в восточной части местами перекрыт маломощным чехлом гнейсов, а с севера – платформенными образованиями рифея.

Представления о внутренней структуре Мурманского блока остаются весьма схематичными. Попытки расчленения комплекса фундамента на стратиграфической основе (Макиевский, 1973; Минц и др., 1980) без фактурного обоснования представляются умозрительными построениями. Схема современного строения Мурманского блока, предложенная М.В. Минцем с соавторами (рис. 24), основана на интерпретации аэрофото-, космофотогеологических и геофизических материалов. Несмотря на неопределенный характер отдеше-

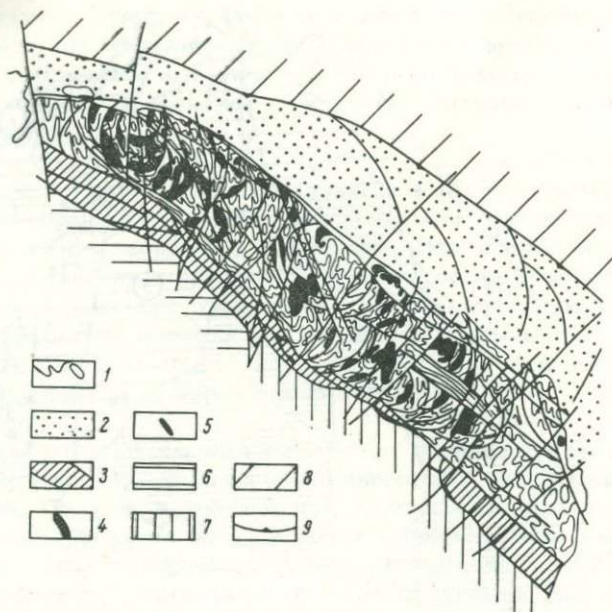


Рис. 24. Схема строения Мурманского блока (по М.В. Минц, Н.И. Колпакову, В.И. Пузанову. Упрощено).

1 — линии простираия полосчатых метаморфических толщ; 2 — часть Мурманского блока, перекрытая позднепротерозойским осадочным чехлом; 3 — зона тектонитов; 4 — гранитоидные тела; 5 — интрузивные тела основных пород; 6 — Кольско-Норвежский блок; 7 — Кейвский блок; 8 — складчатая система тиманид; 9 — разрывные нарушения.

фрированных элементов строения архейских толщ и некоторую идеализацию в положении и форме гранитоидных тел, принципиально новым надо признать выявление крупных гранито-гнейсовых куполов, ограниченных дугowymi разломами — Териберского и Варзинского. Отмечается также надвигание Мурманского блока на смежные с юго-запада структуры. Характеризуя стратиграфические взаимоотношения выделенных нижней и верхней баренцевоморских толщ, авторы допускают „своеобразное пластическое внедрение нижней баренцевоморской толщи в верхние горизонты земной коры” (Минц и др., 1980, с. 142). Нам представляется, что такие взаимоотношения характеризуют формацию первичнокоровых гранодиорит-тоналит-плагногранитов, которая объединяет магматические породы разной глубинности, эффузивные и вулканоплутонические серии (Батиева и др., 1978). Эффузивные породы преобразованы в гнейсы и амфиболиты и находятся в сложных взаимоотношениях с интрузивными.

В позднем архее Мурманский массив претерпел интенсивную гранитизацию, связанную с протогеосинклинальным развитием смежной области. При этом отмечается широкое развитие гранитоидов формации палингенно-метасоматических гранитов стабильных зон (Батиева, Бельков, 1968), которые охватывают преимущественно центральную и северную части массива.

Беломорская складчатая система. Положение Беломорского массива в структуре Балтийского щита дискутировалось главным образом ввиду исключительной сложности его внутреннего строения (Полканов, 1939; Кратц, Шуркин, 1960; Харитонов, 1966; Салоп, 1971, и др.). Однако эта дискуссия способствовала прогрессу в решении важнейших вопросов геологического строения, и к настоящему времени верхнеархейский возраст Беломорской складчатой системы признается многими исследователями, специально изучавшими этот регион (Эз, 1967; Стенарь, 1973) или обобщавшими новые материалы по тектонике восточной части Балтийского щита (Загородный, Радченко, 1978; Кратц, Платунова, 1978, и др.).

В строении Беломорской системы участвуют два нижних структурно-формационных комплекса. Наиболее крупными структурами беломорид в пределах Кольского региона являются антиклинории, блок-антиклинории и синклинорные зоны.

Антиклинорные зоны характеризуются блоково-складчатым строением с преобладанием куполов, блоков и сопряженных с ними асимметричных и брахиформных структур, усложненных складками более высокого порядка с крутыми положениями крыльев и шарниров.

В синклинорных зонах преобладают линейные системы складок, часто опрокинутых, блокированных разрывами взбросо-надвигового типа. Глубоко эродированные синклинорные зоны с миогеосинклинальным типом разрезов обнаруживают пологоскладчатый брахиформный тип строения в сочетании с зонами дробления, линейной складчатости, иногда — чешуйчатых структур. Для Енско-Лоухского синклинория К.А. Шуркин (1962) отмечал равномерный характер складчатости — от пологих изолированных мульд до сложно построенных участков, сочетающих линейные складки двух направлений — главного северо-западного и поперечного северо-восточного с опрокинутыми на юго-восток сильно сжатыми складками. Характерно уменьшение интенсивности второстепенной по масштабу складчатости от ядерной части синклинория к его крыльям.

В расположении главных структур Беломорской складчатой системы (рис. 25) усматривается определенная закономерность. Южная граница Кольской складчатой системы карелид в юго-восточной части региона рассекает синклинорные зоны беломорид, а на северо-западе граничит с антиклинорными. Очевидно несогласное положение Кольской системы карелид относительно внутренней структуры беломорид. Однако чтобы судить об этом более определенно, необходимо реконструировать положение этих же элементов с учетом позднекарельских сдвигов (рис. 26). Даже на уровне современного эрозионного среза видно, что Сальютундровский, Колвицкий и Лоухский синклинории составляли единую крупную синкли-

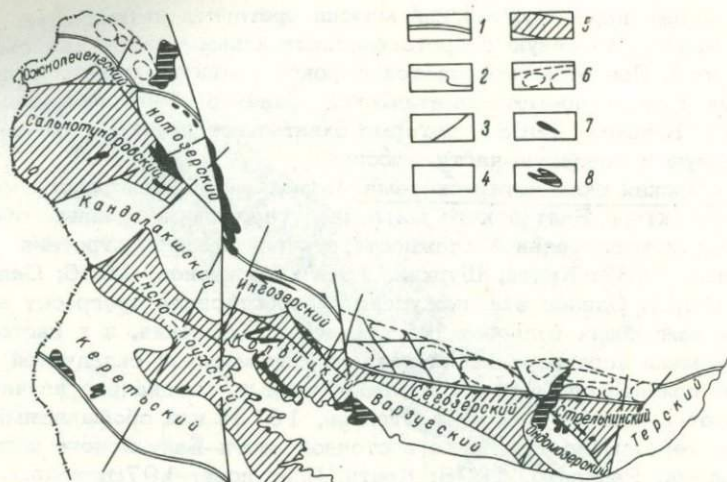


Рис. 25. Главные структуры Беломорской складчатой системы Кольского региона.

1 - границы складчатых систем; 2 - условные геологические границы крупных структур; 3 - основные разломы; 4 - антиклинории, блок-антиклинории; 5 - синклиновые зоны; 6 - переработанные структуры беломорид в Карельской складчатой системе; 7 - интрузивные тела базит-гипербазитов; 8 - разновозрастные гранитоидные массивы.

норную систему, вероятно, виргирующую в направлении на восток к Сегозерскому и Стрельнинскому синклинориям, а также на юго-восток. К северной части Беломорского блока примыкает южная подзона Печенгско-Варзугской зоны таким образом, что ее купольные фрагменты оказываются разделенными Нотозерским и Индозерским блок-антиклинориями. Вероятно, последние являются менее переработанными участками северного края Беломорского блока. Его границей и служила линия, разделяющая сейчас структурные подзоны Печенгско-Варзугской зоны, которая имеет плавно изогнутый к югу контур, примерно параллельный южному краю Мурманского массива.

В карельскую эпоху диастрофизма Беломорская система претерпела значительную метаморфическую и неоднородную структурную перестройку, оказавшись между двумя мобильными участками земной коры. При этом в раннюю фазу складчатости сооружения беломорид усложняются наложенными складками преимущественно субширотного простираения (Стенарь, 1973). В отдельных районах произошло внедрение поздних друзитов и плагиомикроклиновых гранитов, возраст которых не менее 2200 млн. лет. Высокотемпературный амфиболитовый метаморфизм высоких давлений проявился в юго-восточной



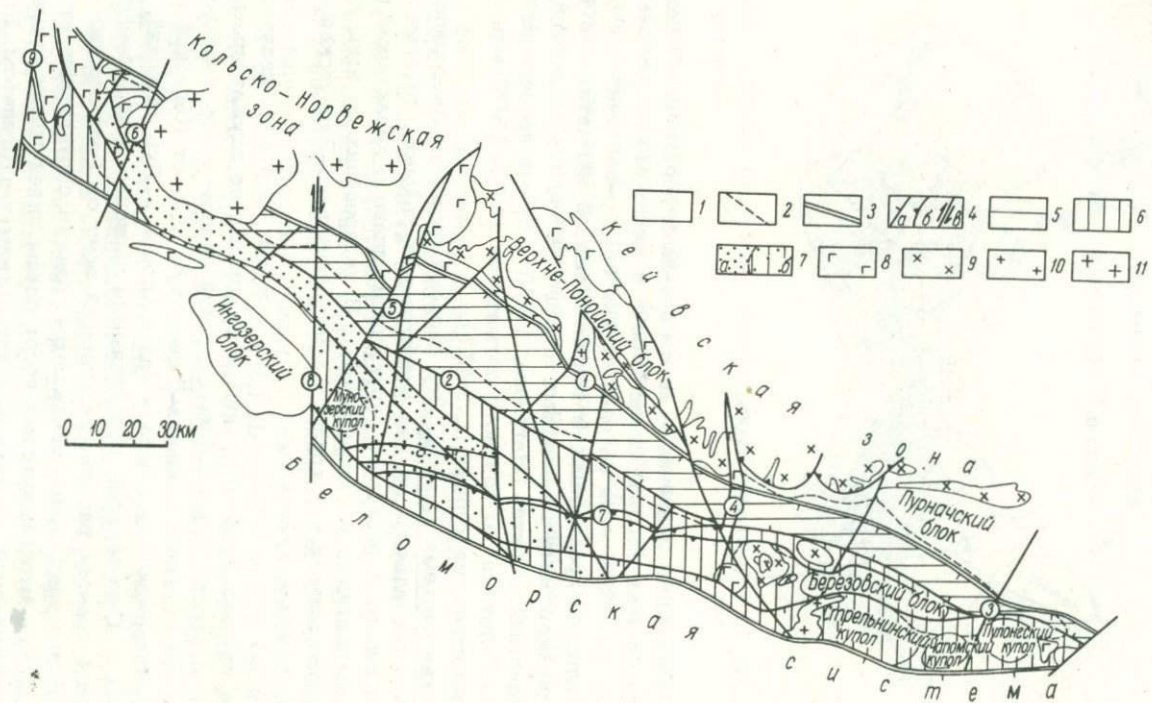
Рис. 26. Реконструированное положение главных структур Беломорской складчатой системы с учетом позднекарельских сдвигов.

Условные обозначения см. рис. 23.

части, а умеренных давлений – на северо-западе региона. В заключительную фазу карельской складчатости в жестком сооружении беломорид возникли зоны расщепления северо-восточного и субмеридионального простиранья с основной массой пегматитов в условиях метаморфизма амфиболитовой фации высоких и, частично, низких давлений (Кратц, Платунова, 1978). Время проявления этих событий датируется по возрасту пегматитов 1900–1800 млн. лет (Геохронологические рубежи..., 1972).

Кольская система карелид: Эта система имеет неоднородное строение и распадается на ряд естественных районов, которые отличаются полнотой разрезов, структурным планом, характером проявления магматизма и метаморфизма. В ее пределах по этим признакам обособляются три крупные зоны: Печенгско-Варзугская, Кольско-Норвежская и Кейвская.

Печенгско-Варзугская зона является наиболее изученной. Естественными границами ее служат краевые разломы: с севера Панско-Бабьеозерский разлом и его западное продолжение отделяют Имандра-Варзугскую зону от Кейвской и Кольско-Норвежской, а с юга – ряд разломов – Руоссельский, Умбареченский, Сегозерский, составляющие первоначально, по-видимому, единый краевой разлом, отделяющий зону от Беломорской системы. В пределах зоны обнажаются разные структурные этажи, вплоть до фундамента, который несет следы интенсивных структурных преобразований, связанных с карельским тектогенезом. Крупными нарушениями северо-западного, почти меридионального простиранья, которые интерпретируются нами как сбросо-сдвиги с суммарным эффектом горизонтального перемещения около 100 км, зона разобрана на две крупные структуры: Печенгскую и Имандра-Варзугскую.



Имандра-Варзугский синклиорий в районе Мончетундры имеет западное окончание, где наблюдается сочетание складчатых, вулканоплутонических и разрывных структур, связанное, по-видимому, с первичным вырождением вулканотектонической депрессии. В районе оз. Бабьего отличаются реликты центриклинального замыкания синклиория (Радченко, 1971). Еще восточнее известны лишь приразломные фрагменты предположительно карельского возраста.

Продольный Умбареченско-Вилмуайский разлом отделяет северную, в общем моноклинально построенную подзону от южной, имеющей складчатое строение карельских образований и блоково-купольное строение фундамента. Поперечными Стрельнинским и Цагинским разломами синклиорий делится на три сектора: восточный, центральный и западный (рис. 27). В основе этой зональности лежит первичная неоднородность, обусловленная неравномерным развитием на площади формационных рядов горных пород и спецификой структурной эволюции подзон.

Между первым и вторым структурными этапами карелид наблюдается региональное несогласие: второй этап развит только в центральном и западном секторах и, по всей видимости, изначально отсутствовал в восточном, где не обнаружено корневых частей изверженных пород, представленных специфическими формациями второго этажа. Кроме того, уровень базальных образований второго этажа имеет географическое несогласие относительно простираения структур нижнего и заканчивается западнее Стрельнинского разлома. Однако оба этажа связаны структурным единством, указывающим на унаследованное развитие структуры с сохранением регионального плана деформаций на первых двух этапах.

Рис. 27. Структурно-тектоническая схема Имандра-Варзугского синклиория.

1 - фундамент карельского комплекса; 2 - границы структурных этажей; 3 - границы зоны, совпадающие с краевыми разломами; 4 - главные разрывные нарушения (а - сбросы, взбросы и наклоны плоскостей смесителей, б - взбросо-надвиги и надвиги, в - сдвиги). Структурные подзоны: 5 - подзона моноклинального строения с фрагментами центриклинальных замыканий на фланговых участках; 6 - подзона отраженных складчатых структур карелид с блоково-глыбовым строением фундамента; 7 - подзона наложенных складок (а), с перестройкой более ранних структур (б); 8 - разновозрастные массивы и тела основных и ультраосновных пород; 9 - массивы щелочных гранитов; 10 - разновозрастные гранитоиды; 11 - массивы нефелиновых щелочных сиенитов. Разломы (цифры в кружках) раннекарельского заложения: 1 - Панско-Бабьеозерский, 2 - Умбареченско-Вилмуайский; разломы докарельского заложения: 3 - Пурначский, 4 - Стрельнинский, 5 - Цагинский, 6 - Имандровский; карельские разломы: 7 - Варзугский, 8 - Мунозерский, 9 - Волчетундровский.

Третий структурный этаж карелид, развитый в юго-западной части синклиория, представлен формационным рядом смешанных осадочно-вулканогенных образований. Он имеет автономное синклинальное строение, независимое от характера структур подстилающих карельских этажей, однако связан с ними пространственно и формационным единством (Загородный и др., 1978).

Большую роль в строении Имандра-Варзугской зоны играют разрывные нарушения. Из всего их множества важнейшими являются разделяющие структурные подзоны, обеспечивающие в основных чертах общую тектоническую зональность.

Среди поперечных разломов выделяется группа нарушений предкарельского заложения. Это долгоживущие разломы конседиментационные для первого и, частично, второго структурных этажей. Наиболее значительные из них — Цагинский, Стрельнинский и Пурначский. Возраст заложения последнего определяется тем, что образования лебяжинской серии, подстилающие карельский комплекс в районе Малых Кейв, не прослеживаются восточнее Пурначского разлома. Значит, Пулоньгский блок еще до начала формирования карельского комплекса был поднят по Пурначскому разлому и эродирован. Стрельнинский разлом сыграл важную роль в автономии восточного сектора, оградив его от тектонических событий, связанных с формированием верхних структурных этажей. Цагинский разлом заложился, вероятно, еще раньше в верхнем архее, так как его северное продолжение играет существенную роль в размещении архейских формаций. Влияние Цагинского разлома на карельские формации сказалось дважды. При формировании нижнего структурного этажа он являлся конседиментационным, так как по разные стороны от него разрезы отличаются по составу и мощности. В Стрельнинскую фазу складчатости, проявившуюся на границе двух нижних этажей, по Цагинскому разлому был поднят и частично эродирован западный сектор, сохранивший в последующем развитии тенденцию к более замедленному погружению. Так, одноименные разрезы второго этажа по разные стороны от разлома отличаются по мощности и фаціальным особенностям, а распространение на запад Ильозерской свиты ограничено этим разломом.

Из продольных нарушений наиболее важными представляются Панско-Бабьеозерский и Умбареченско-Вилмуайский. Они играли роль краевых разломов во время заложения Имандра-Варзугской вулканогенно-тектонической депрессии. Умбареченско-Вилмуайский разлом, кроме того, отделяет подзону моноклинального строения от подзоны складчатых структур отраженного типа. Вероятно, он является северной границей умеренно расчлененной и погруженной части Беломорской складчатой системы, которая была вовлечена в активные движения, связанные с развитием карелид. Варзугский взбросо-надвиг обнаруживает черты поздне- и посткарельского заложения. Однако некоторые его элементы были заложены в начале формирования второго структурного этажа. К последним относятся нарушения, контролировавшие вулканогенно-тектонические структуры второго этажа и краевые крутопадающие разломы этого периода

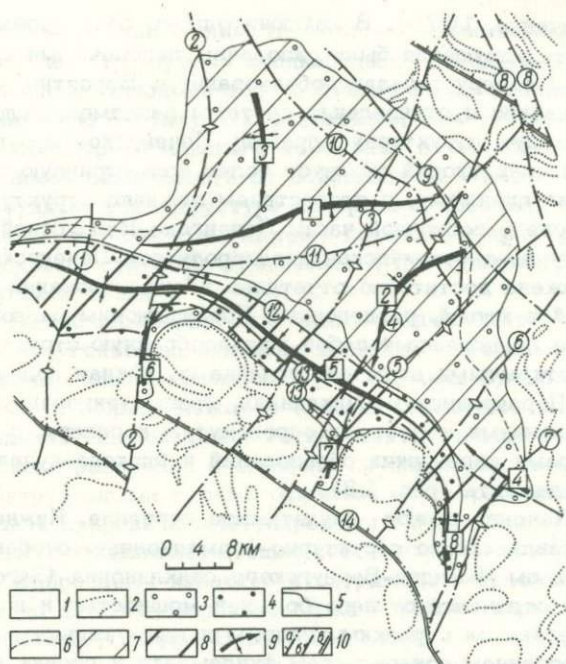


Рис. 28. Структурно-тектоническая схема Печенгского синклиория.

1 - фундамент печенгского комплекса; 2 - границы геологических тел в фундаменте; 3 - второй структурный этаж карелид; 4 - третий структурный этаж карелид; 5 - границы структурных этажей; 6 - границы структурных ярусов; 7 - северная подзона - мульдообразная структура, осложненная открытыми пологими складками; 8 - южная подзона - сочетание линейной синклинали с отраженными структурами; 9 - оси синклинальных структур и погружение шарниров (цифры в квадратах): 1) Куорпукасская, 2) Матертская, 3) Оршоайвинская, 4) Кучинтундровская, 5) Пороярвинская, 6) Шуунинская, 7) Маунская, 8) Тольвыдская; 10 - разрывные нарушения (а - сбросы, взбросы и взбросо-сдвиги, б - надвиги и взбросо-надвиги, в - границы Печенгско-Варзугской зоны, совпадающие с краевыми разломами). Разломы (цифры в кружках): 1 - Пороярвинский, 2 - Куэтсярвинский, 3 - Западнождановский, 4 - Печенгский, 5 - Ламмасский, 6 - Титовский, 7 - Намлубольский, 8 - Няссюско-Титовская зона разломов, 9 - Тульярвский, 10 - Киерджиборский, 11 - Луотнинский, 12 - Порыташский, 13 - система Касэсйокского надвига, 14 - Руоссельский.

(Борисов, Радченко, 1978). В заключительную фазу карельского тектогенеза эти нарушения были разорваны поперечными сдвигами и опрокинуты к северу с надвигообразованием. Вероятно, с этими движениями связано и становление системы разломов, условно объединяемой в южную структурную границу Печенгско-Варзугской зоны.

Печенгский синклиниорий образует более изометричную структуру, что связано, по-видимому, с отсутствием нижнего структурного этажа, развитого в восточной части Печенгско-Варзугской зоны. Однако структурно-тектоническая неоднородность Печенгского синклинория выражена достаточно отчетливо в существовании двух подзон — северной и южной, разделенных Порьяташским разломом. Северная подзона представляет собой мульдообразную структуру, осложненную открытыми пологими складками. Южная подзона сочетает сжатую Пороярвинскую синклиналь, фрагментированную поперечными нарушениями и местами опрокинутую к северу, с отраженными структурами карельских образований и блоково-купольным строением фундамента (рис. 28).

Карелиды Печенги имеют двухэтажное строение. Нижний этаж хорошо сопоставляется по структурно-формационным особенностям со вторым этажом Имандра-Варзугского синклинория (Загородный и др., 1974), отличаясь от него большей мощностью и полнотой строения. Залегает он с резким угловым и азимутальным несогласием на гетерогенном докарельском фундаменте и развит в обеих подзонах, однако в южной отличается значительно меньшей мощностью и полнотой. Верхний структурный этаж развит в южной подзоне. К северу от Порьяташского разлома он с угловым несогласием, а с юга — в межкупольных пространствах с азимутальным несогласием перекрывает второй структурный этаж карелид. Очевидно, разделяющая их фаза складчатости и сформировала в основных чертах зональность Печенгского синклинория.

Из множества разрывных нарушений наиболее важным является Порьяташский разлом, который сыграл такую же роль в определении тектонической зональности на Печенге, как и Умбареченско-Вилмуайский разлом в восточной части зоны. Вероятно, к наиболее ранним конседиментационным разломам относятся Тульярский, Кьерджилпорский, Куэтсарвинский, Печенгский и Ламасский. Не менее важными представляются краевые разломы, из которых положение северного остается гипотетическим, хотя его заложение предполагается с самого начала развития Печенги. Руоссельский разлом определился как краевой, по-видимому, к моменту формирования верхнего структурного этажа. Взбросовый характер этого разлома обусловил надвиговую природу системы Кассесейокских нарушений и опрокидывание к северу плоскости Порьяташского разлома в заключительную фазу Карельского тектогенеза. Основная часть разломов северо-восточного направления заложилась в связи с формированием второго структурного этажа карелид, оказав заметное влияние на распределение мощностей и фаций слагающих его горных пород (Загородный и др., 1964).

Важнейшим тектоническим элементом Печенгско-Варзугской зоны является ее структурная неоднородность. Северная и южная подзоны, сложенные одноименными формационными комплексами, имеют ярко выраженную структурную автономию. При этом отраженный характер структур карельского комплекса в южной подзоне находится в прямой зависимости от особенностей блоково-купольного строения фундамента, структура которого в пределах зоны является несомненно карельской. Поэтому по южному краю развития купольно-блоковых структур фундамента и проводится граница Печенгско-Варзугской зоны.

Часть Печенгско-Варзугской зоны, разделяющая Печенгский и Имандра-Варзугский синклинии, сложена архейскими структурно-формационными комплексами, которые служили фундаментом карелид и имеют купольно-блоковое строение, типичное для южных подзон в пределах синклиниев. Южная тектоническая граница зоны в этом районе разорвана и смещена крупным сбросо-сдвигом и выполнена интрузивными телами основных и ультраосновных пород.

Сдвиговая природа Волчетундровского и Мунозерского разломов установлена по смещениям в плане соответствующих разновозрастных структур. Взбросовый характер этих разломов проявляется наиболее очевидно для Мунозерского блока в районе пересечения им западного сектора Имандра-Варзугской зоны, имеющего синклиналиное строение. Северная граница зоны к западу от линии разрыва незначительно смещена в обратную сторону относительно направления сдвига, тогда как южная — перемещена на север в сторону сдвига около 30 км. Этому эффекту способствует пологое залегание толщ в районе Мунозерского блока и более крутое у северных границ зоны, однако это различие не настолько велико, чтобы разлому можно было приписать просто сбросовый характер. Представляется, что только взбросо-сдвиговое перемещение и последующая эрозия взброшенного блока могут привести к наблюдаемому эффекту (рис. 29). Действительно, амплитуда сдвига в северной части синклинали компенсируется эрозией взброшенного блока, тогда как в южной эти же процессы суммируют эффект перемещения границы синклинали в плане.

Кольско-Норвежская зона является северо-западным сектором Кольской системы карелид. Она заключена между Печенгско-Варзугской зоной с юго-запада, Кейвской — с востока и Мурманским массивом — с северо-востока. Зона целиком сложена архейскими структурно-формационными комплексами. Отнесение ее к Карельской системе обусловлено в основном связью плана деформаций северо-западного направления с положением мощной зоны нарушений отрыва, выполненных комплексом арагубско-лицких гранитоидных тел карельского возраста с радиологическими датировками 1750–1840 млн. лет (Пушкарев и др., 1975). Эта линия является нормальной к главному простираению линейных структур фундамента и мощно развита только в пределах Карельской системы. Отсюда мы делаем вывод о генетической связи структурного преобразования зоны в результате бокового сжатия

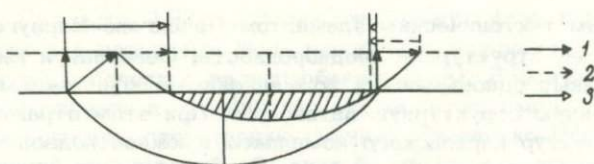


Рис. 29. Характер смещения границ синклинали в результате сбросо-сдвиговых перемещений и эрозии.

1 – тектонические смещения взброшенного блока; 2 – смещение границ синклинали в плане после эрозии взброшенного блока; 3 – суммарный эффект смещения границ.

с возникновением сопряженной системы трещин отрыва, выполненных гранитоидами (Загородный, Радченко, 1978). Эти соображения подтверждаются результатами структурных исследований П.М. Горяинова (1980), который в качестве доказательства древнейшего происхождения Кольско-Норвежского блока приводит кинематическую схему структурообразующих движений северо-западной части региона (рис. 30). Автор приведенной схемы иллюстрирует разный возраст гнейсовых комплексов Беломорского и Кольско-Норвежского блоков в связи с совершенно различной ориентировкой „осей тектонического транспорта” и „нейтральных осей вращения”. Нам представляется, что приведенная автором схема иллюстрирует не столько „совершенно различную” ориентировку кинематических параметров, сколько их взаимную перпендикулярность. Если к этому добавить тот факт, что нормально к осям $\alpha\alpha'$ в Кольско-Норвежской зоне расположена 100-километровая полоса гранитоидных массивов арагубско-лицкого комплекса, не выходящая за южную границу зоны, т.е. в Беломорский блок, то станет очевидной причинно-следственная связь упомянутых параметров. Возраст их определяется временем становления гранитов, внедрившихся в систему растяжения, связанную с раздавливанием Кольско-Норвежского блока, оказавшегося в карельскую эпоху диастрофизма между двумя более жесткими массивами – Беломорским и Мурманским. К возрасту гнейсовых толщ как первичных структур приведенная схема, на наш взгляд, отношения не имеет, так как характеризует в разной степени переработанные структуры.

В северо-западной части Кольско-Норвежской зоны имеются дайки карельского возраста, пространственно тяготеющие к современной северной границе Печенгского синклинория.

Главные Карельские структуры особенно отчетливо выражены в юго-восточной части зоны, где чередуются линейные синклинали и антиклинали северо-западного простирания. Наименее эродированной из них является шовная синклиналь Колмозеро-Воронья, в строении которой принимают участие верхнеархейские комплексы. В северо-западной части зоны структурный план сочетает линейную северо-

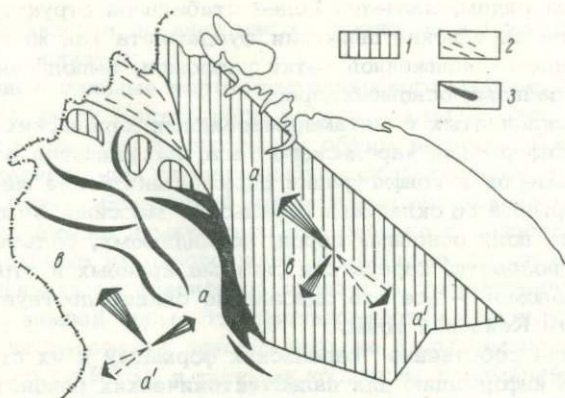


Рис. 30. Кинематические схемы структурообразующих движений северо-западной части Кольского региона (по П.М. Горяинову, 1980).

1 - Кольско-Норвежский мегаблок; 2 - вулканогенно-сланцевый комплекс Печенги; 3 - наиболее характерные направления структур в Беломорском блоке; α , α' - оси тектонического транспорта, β - нейтральные оси вращения.

западную ориентировку Карельских структур и реликтовые субширотные простираения докарельских (лопских) структур.

Кейвская зона кроме Кейвского синклинория, достаточно хорошо изученного, включает значительные районы выходов архейских комплексов с массивами основных интрузий, докарельских и карельских гранитоидов и Усть-Понойскую синклиналь. Не останавливаясь на деталях строения Кейвской зоны, отметим главные ее особенности.

Собственно Кейвский синклинорий отделен от Имандра-Варзугской структуры выступами фундамента карелид - Верхнепонойским и Пурначскими блоками, между которыми синклинорий непосредственно примыкает к северной границе Печенгско-Варзугской зоны (район гряды Малые Кейвы). Периферийная юго-западная часть Кейвского синклинория окаймлена выходами массивов формации щелочных гранитов и сиенитов карельского возраста. Они образуют конформные очертания с синклинальными участками выходов протоплатформенного терригенно-сланцевого формационного ряда пород. Известный в районе Серповидного хребта карельский осадочно-вулканогенный комплекс предварительно коррелируется с колумным подкомплексом Печенгско-Варзугской зоны, как и вулканогенно-осадочные образования Усть-Понойской структуры. Линейные карельские синклинали развиты в краевых участках Кейвского синклинория - в северном и южном, как бы оконтуривая выступы фундамента пликативными структурами. Центральная, пологоантиклинальная, часть синклинория, сложенная протоорогенным гнейсо-сланцевым

формационным рядом, является более стабильной структурой, реагировавшей на карельские движения фундамента как жесткое тело с формированием сопряженной сетки разломов, выполненных большей частью дайками основных пород.

Наличие складчатых и метаморфизованных карельских формаций, складчатые деформации карельского типа, находящиеся в зависимости от размеров и конфигурации окружающих более жестких массивов, конформные со складками карельские массивы щелочных пород, дайковые поля основных пород, по-видимому, большей частью карельского возраста, карельская система краевых и структурообразующих разломов – все это однозначно свидетельствует о карельском возрасте Кейвской зоны.

Размещение собственно карельских формаций и их строение дают обширную информацию для палеотектонических реконструкций этого периода, основные проблемы которых изложены выше. Здесь укажем только на главные закономерности развития Кольской системы карелид.

Заложению системы предшествовали формирование сводового поднятия и эпиплатформенные условия растяжения, которые привели к образованию рифтогенного шовного прогиба с мощным рифтовым подкомплексом. Дальнейшая эволюция тектонических процессов, связанная, очевидно, с оседанием свода, способствовала стабилизации восточного сектора Имандра-Варзугской структуры и миграции режима прогибания на запад и север. В результате были сформированы Варзугская и Печенгская мультискладчатые приразломные прогибы. В режим прогибания была вовлечена вся система карелид, так как соответствующие осадочно-вулканогенные формации развиты и вблизи от ее северной границы: синклиналь Серповидного хребта, Усть-Понойский грабен. Поздняя стадия карельского тектогенеза отмечена формированием приразломных наложенных прогибов вблизи от южной границы Кольской системы карелид – Южнопеченгского и Томингского.

Карельский тектогенез на всех этапах сопровождался сменой условий растяжения с накоплением осадочно-вулканогенных формаций и сжатия земной коры, соответствующим фазам складчатости. Последние особенно интенсивно проявились на завершающей стадии, когда наряду с регионально проявленными процессами метаморфизма, формированием сбросо-сдвигов и сопряженных с ними надвигов, образованием поперечных зон растяжения и внедрением в них крупных масс гранитоидов субплатформенного типа (арагубско-лицкий комплекс, Стрельнинский массив и др.) были интенсивно перестроены древние структуры и сформирован современный структурный план региона. Фактически эти процессы привели к полной консолидации земной коры, по-видимому, на территории всего Балтийского щита, существующего с тех пор в качестве кратона. Последующие рифейские и более молодые тектонические процессы, развивавшиеся в смежных областях, существенной роли в преобразовании структуры региона уже не сыграли и выразились главным об-

разом в подновлении древних систем разломов и блоковых движениях малой амплитуды.

Намеченные главные черты тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита и анализ данных по отдельным районам приводят к некоторым общим выводам. Так, очевидно, что материалы для сколько-нибудь существенного тектонического расчленения образований древнейшего архейского основания отсутствуют. Можно думать, что это связано с недостаточной изученностью. Однако их однородность на больших пространствах может быть связана со спецификой процессов становления первичной сиалической земной коры. Это подтверждается результатами петрологических исследований, проведенных на Кольском полуострове (Батиева и др., 1978), и данными по другим докембрийским регионам о повсеместном распространении в основании докембрийских разрезов однородных первичнокорых гнейсо-гранодиоритов-тоналитов. В связи с проблемой тектонического расчленения первичнокорых образований находится и вопрос о положении беломорских гнейсов, которые рядом исследователей (Шуркин, 1968; Стенарь, 1976, и др.) относятся также к древнейшим раннеархейским образованиям. Совокупность наших материалов противоречит этому и показывает, что они являются аналогами позднеархейских кольских гнейсов.

Современная структура Кольского региона, главные элементы которой были выявлены еще А.А. Полкановым (1939), была сформирована в основных чертах на кольско-беломорском складчатом основании в результате заложения и развития системы карелид. Важно, что положение последней, по-видимому, предопределилось структурно-формационной неоднородностью архейд, обусловившей и различные пути последующего развития разных частей региона. Так, очевидно, не случайно ранняя стадия карельского тектогенеза охватила узкие зоны вблизи границ формационных типов позднеархейских разрезов. Позднее режим прогибания мигрировал в область сокращенных недоразвитых миогеосинклинальных разрезов. Именно в этих районах с наибольшей силой проявилась затем и позднекарельская перестройка древних структур. Беломорская система, являвшаяся, как предполагал Л.Я. Харитонов (1966), частью позднеархейской складчатой области, в течение карельского тектогенеза сохраняла стабильную тенденцию к воздыманию и, как отмечалось выше, способствовала формированию вторичных структур карельских комплексов и соподчиненных с ними переработанных структур архейд в складчатой системе кольских карелид. Причина развития Кольской системы карелид однозначно не установлена. Возможно, она является результатом автономной активизации земной коры, как это предполагалось нами ранее (Загородный и др., 1972, 1974), но также вероятно, что их развитие связано с заложением и эволюцией Свекофено-Карельской геосинклинальной области в западной части Балтийского щита.

В рифее Кольский полуостров длительное время представлял собой часть высоко поднятого кратона и интенсивно размывался; лишь

во второй его половине периферия полуострова без существенной перестройки была вовлечена в режим прогибания земной коры, обусловившей формирование платформенного чехла и примыкающего с севера миогеосинклинального прогиба.

В палеозое Кольский регион, как и весь Балтийский щит, был вовлечен в тектоно-магматическую активизацию в связи с развитием Норвежской системы каледонид. Имея северо-восточную ориентировку, параллельно границе каледонид, зоны активизации являются наложенными структурами Кольского полуострова. Магматическая деятельность, связанная с активизацией, развивалась в три этапа (Горбунов и др., 1978), соответствующих каледонским и герцинским движениям. На Кольском полуострове сформировались крупнейшие Хибинский и Ловозерский массивы нефелиновых сиенитов и массивы пород щелочно-габброидной и щелочно-ультраосновной формаций, а также, вероятно, дайки основных пород. Известны и щелочные вулканы палеозойского возраста в разрезах ловозерской и контозерской серий (Буссен, Сахаров, 1972; Кириченко, 1973), где они развиты в сочетании с континентальными мелководными образованиями.

Закономерности пространственного проявления регионального метаморфизма

Позднеархейская метаморфическая зональность. Архейская зональность регионального метаморфизма реконструирована лишь в самых общих чертах (Беляев и др., 1977), так как она нарушена более поздними тектоническими событиями. В восточной части Кольского полуострова кольско-беломорский комплекс метаморфизован по существу в одной амфиболитовой фации. Примыкающая часть Беломорского блока обнаруживает увеличение степени метаморфизма с севера на юг, т.е. от северного края в глубь блока от ставролит-андалузитовой субфации до гранулитовой фации (рис. 31). В Кейвской зоне был проявлен однородный низкотемпературный амфиболитовый метаморфизм, изофациальный с метаморфизмом северо-восточной части Беломорского блока. В связи с тем что на большей части территории Кейвской зоны отсутствует геосинклинальный ряд формаций, но широко развит протоорогенный, постметаморфический, имеются ввиду только районы развития второго структурного этажа. Конечно, метаморфические процессы в этих районах охватывали и комплекс пород фундамента.

Центральные части региона характеризуются высокотемпературной субфацией амфиболитовой фации и гранулитовой фацией. Вероятно, это связано с глубоким эрозионным срезом, вскрывшим корневые части метаморфической зональности. Низкотемпературная ставролит-андалузитовая субфация развита только в Воронье-Колмозерской синклинали. К юго-западу от Мурманского блока степень метаморфизма последовательно возрастает, достигая в центральной

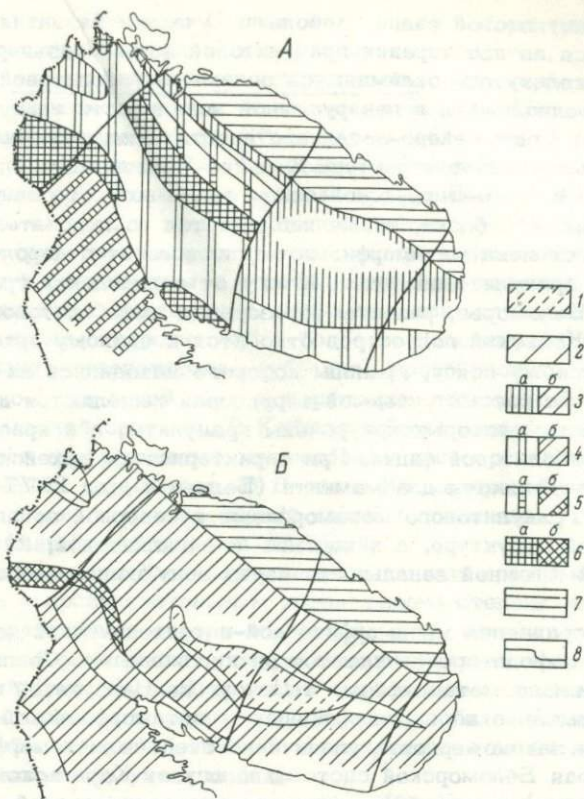


Рис. 31. Схема распределения фаций регионального метаморфизма архейского (А) и карельского (Б) возраста (по О.А. Беляеву, В.Г. Загородному, В.П. Петрову, З.М. Волошиной, 1977, с незначительными изменениями авторов).

1-6 - фации андалузит-силлиманитового (а) и кианит-силлиманитового (б) типов метаморфизма: 1 - зеленосланцевая, 2 - эпидот-амфиболитовая, 3 - низкотемпературные субфации амфиболитовой фации, 4 - высокотемпературные субфации амфиболитовой фации, 5 - нерасчлененные амфиболитовая и гранулитовая фации, 6 - гранулитовая фация; 7 - полиметаморфические образования Мурманского массива в основном амфиболитовой фации, 8 - границы фаций.

части Кольско-Норвежского блока гранулитовой фации. Вероятно, южнее, по направлению к Печенгско-Варзугской зоне интенсивность метаморфизма вновь уменьшается, так как в самой зоне протогео-синклинальные формации имеют ставролитовые парегенезисы.

В западной части региона метаморфизм протогео-синклинального ряда формаций варьирует от силлиманит-ставролитовой ступени до

типичной гранулитовой фации. Небольшие участки развития гранулитов находятся на простирании гранулитовой зоны Чудзъяврского района. Поскольку они окаймляются зонами амфиболитовой фации, то можно предположить в ненарушенной зональности единую зону гранулитовой фации северо-западного простираения, занимающую срединное положение в структуре Кольско-Норвежского блока.

Южнее Печенгско-Варзугской зоны, т.е. к югу от северного края Беломорского блока, также наблюдается последовательное возрастание степени метаморфизма от силлиманит-ставролитовой субфации до гранулитовой фации. К югу от лапландских гранулитов, в западном Беломорье, развиты образования амфиболитовой фации.

В целом Кольский полуостров относится к единому архейскому метаморфическому поясу, границы которого находились за пределами региона. На рассматриваемой территории выделяются две зоны, к осевым частям которых приурочены гранулиты, а к краевым — подзоны амфиболитовой фации. При характеристике архейской зональности выделяются два момента (Беляев и др., 1977): 1) приуроченность гранулитового метаморфизма в северной зональности к антиклинорной структуре, а в южной — к синклинорной; 2) сочетание северной и южной зональности через зону пониженного метаморфизма.

В плане сравнения метаморфической и тектонической зональности оба эти вывода представляются дискуссионными. Совпадение зоны пониженного метаморфизма с Печенгско-Варзугской зоной наводит на мысль о карельском возрасте метаморфической зоны, а региональная закономерность увеличения степени метаморфизма от северного края Беломорской системы к югу от Карельской зоны (как и к северу) может быть тоже связана с карельской зональностью. Не подвергая сомнению методическую основу метаморфических исследований, мы обращаем внимание на проблему тектонической интерпретации метаморфической зональности. Действительно, Лапландско-Колвицкую зону гранулитов можно объяснить, учитывая ее приуроченность к вторичной синклинорной структуре, образовавшейся на месте мощных разрезов эвгеосинклиналичного типа. Но каким образом можно объяснить линейный характер гранулитовой зоны в Кольско-Норвежской зоне, если линейные структуры имеют в ее пределах карельский возраст? Судя же по разрезам архейских формаций (Горяинов, 1976), в результате архейской складчатости весь блок сохранил стабильное положение, так как в разных местах оказался эродированным примерно в одинаковой степени к началу протоорогенного периода. Реконструированное положение синклиналей имеет субширотное простираение и сечет метаморфическую зональность. Наконец, зона гранулитов не переходит в Кейвскую зону, которая как раз в архейский период имела антиклинорное строение. Если же считать гранулиты Кольско-Норвежской зоны карельскими, то их простираение и локализация в пределах проявления складчатости сжатия вполне объяснимы. Складчатость же Кейвской зоны обусловлена радиальными движениями фундамента, и ли-

нейные структуры Кольско-Норвежского блока распространяются только до его границ, как и зона развития гранулитов.

Карельская метаморфическая зональность. Метаморфическая зональность карельского возраста изучена детальнее (Беляев и др., 1977). В синклиналих структурах карельский комплекс метаморфизован от серицит-хлоритовой субфации до амфиболитовой фации. Для них характерно сочетание признаков вертикальной и горизонтальной зональности, в которой степень метаморфизма повышается к флангам структур и коррелируется с типом вторичных тектонических структур больше, чем с стратиграфическим положением формаций. В архейских комплексах карельских зон устанавливается диафторез кианит-ставролитовой и более низкотемпературных фаций. В целом кианит-ставролитовая субфация широко развита к северу от Печенгско-Варзугской зоны и характерна для архейских комплексов Карельской системы. В Кейвском блоке этому диафторезу соответствует прогрессивный метаморфизм протоорогенных и протоплатформенных комплексов. В Воронеж-Колмозерской структуре он развит регионально в восточной части и локализован в тектонически активных участках — в западной.

Для Беломорского блока отчетливо выявляется метаморфическая зональность с последовательным возрастанием степени изменения пород в направлении с северо-востока на юг и юго-запад. К осевой части этой зональности приурочена гранулитовая фация высоких давлений (рис. 26). В пределах этой зональности широко распространена кианит-ставролитовая субфация, а более высокотемпературные субфации амфиболитовой и гранулитовой фаций локализованы в сравнительно узких зонах.

Авторы метаморфической зональности (Беляев и др., 1977) обращают внимание на пространственную сопряженность метаморфической зональности архейского возраста с карельской. Она выражается в географическом совпадении как наиболее сильного гранулитового, так и относительно низкотемпературного метаморфизма.

С точки зрения тектонической зональности, такой вывод представляется предварительным, поскольку карельская зональность не является унаследованной от архейской в такой же мере, как метаморфическая. В общих чертах можно отметить причинно-следственную связь в том смысле, что неоднородности строения геосинклиналиной, а затем складчатой системы саамид оказали влияние на степень зрелости земной коры в отдельных ее зонах и определили положение и степень мобильности карельских зон. Однако структурная зональность карелид, с которой наиболее отчетливо связана метаморфическая, имеет совершенно самостоятельное значение и относится к позднеархейской структурной зональности как наложенная, отчетливо дифференцированная с переработкой структурного плана саамид. Правда, и в этом вопросе заключена проблема выявления причинно-следственной связи типов складчатости в карелидах и характера влияния на них более стабильных и жестких складчатых систем Беломорского и Мурманского блоков. Может быть, в решении этой проблемы и следует искать следы

„наследственности“, но нам представляется, что здесь более уместно вспомнить о необратимом характере эволюции земной коры по крайней мере в объемах двух ближайших циклов проявления тектогенеза.

Тектонические карты и схемы

Анализ обширного фактического материала при тектонических исследованиях приводит к созданию тектонических карт как к способу наглядного изображения геолого-тектонической информации. Поскольку тектонические карты получили в настоящее время широкое распространение, нет нужды останавливаться на их целевом назначении. Отметим только, что применительно к Кольскому региону особое значение приобретают два главных аспекта, связанных с работой над региональной тектонической картой. Первый касается углубления наших знаний о закономерностях развития земной коры, что способствует развитию теории докембрийского тектогенеза. Второй связан с неизбежностью разработки теоретической основы, воплощенной в конкретные геологические объекты, для построения различных прогнозных карт.

Современные требования, предъявляемые к тектоническим картам, обязывают выполнить тектоническое районирование, отразить морфологию структурных форм, историю развития земной коры на всем протяжении ее существования, выраженную в типах и последовательности тектонических режимов, соответствующих им структурно-формационных комплексах, в генезисе структурных форм. Для докембрийского региона необходимо отразить первичные, вторичные и переработанные структуры.

Методику составления региональных карт для фанерозойских складчатых систем нельзя считать разработанной. Наиболее удачные примеры создания таких карт (Херасков, 1948; Бархатов, 1963; Поршняков, 1965, и др.) имеют различную методическую основу, способы воплощения и приемы изображения геолого-тектонической информации.

Обобщение опыта по составлению тектонических схем, предпринятое Б.П. Бархатовым (1979), безусловно способствовало развитию тектонической картографии и прежде всего региональных масштабов. Трудности составления региональных тектонических карт, на наш взгляд, связаны не столько с дискуссионностью теоретических основ тектонического районирования, сколько с состоянием изученности региона, достаточной детальностью и полноценностью исходного материала, а также с приемами наглядного изображения, выразительностью и восприимчивостью.

Особую проблематичность приобретает создание полноценной тектонической карты для докембрийского региона. На первом этапе этой работы представляется целесообразным обсуждение основных проблемных теоретических аспектов создания тектонической карты, отработка фундаментальных положений, которые могли бы

служить основой такой карты. Поэтому мы ограничились генерализованным отображением основных геотектонических элементов региона и созданием тектонической схемы.

Возможности отражения истории развития реализованы в наиболее общих чертах с учетом оптимальной загруженности схемы черно-белого изображения. Возрастные тектонические подразделения показаны на уровне формационных рядов, слагающих структурные этажи. Конечно, если показать на схеме типы разрезов, а еще лучше конкретные формации, это способствовало бы отражению состава и формы первичных геологических тел. Но схема получилась бы перегруженной для сравнительно хорошо изученного карельского комплекса. Для более древних образований дискуссионность многих положений формационного анализа отвлекла бы внимание от обсуждаемых проблем.

Однако одну из них следует кратко обсудить. Она связана с тектонической зональностью, сформированной после саамского тектогенеза в обширной Кольско-Беломорской складчатой области. Совершенно очевидно, что к этому моменту уже определились Кейвский и Кольско-Норвежский блоки, которые существенно отличаются конкретными формациями и полнотой разрезов. Вероятно, показ типов разрезов кольско-беломорского комплекса выявил бы зональность Беломорской складчатой системы. Мы же ограничились показом только двух зон: северной Лапландско-Терской с миогеосинклинальным типом строения и южной - Фенно-Карельской с эвгеосинклинальным типом строения. Сами зоны и разделяющая их граница являются условными. Показ типов разрезов дал бы более значимую картину зональности и усугубил бы условность выделения двух главных типов геосинклинального комплекса. Действительно, наиболее мощные вулканогенные типы разрезов, известные в Сальнотундровском и Колвицком синклинориях, должны относиться к эвгеосинклинальным. Но если обратиться к палеотектонической схеме Кольско-Беломорской геосинклинальной области, то увидим следующую картину (рис. 12): первичные структуры прогибов эвгеосинклинального типа находятся среди стабильных блоков с режимом срединных массивов в таком соотношении, что трактовка ведущего режима прогибания всей области становится неопределенной. Таким образом, если основное внимание уделить индивидуальным особенностям районов, теряется главная зональность, если же генерализовать особенности строения всего комплекса, то зональность проявится.

Здесь мы вплотную подошли к вопросу о роли изображения структурных форм для выявления тектонического режима формирования первичных комплексов. Хорошо известно, что отнесение формаций к платформенному классу предполагает послеплатформенный режим складкообразования, если в соответствующих формациях наблюдается складчатость неплатформенного типа. С другой стороны, чтобы охарактеризовать геосинклинальный режим, обычно не ограничиваются наличием соответствующих формаций, даже если они достаточно специфичны, но привлекают и тип складчатости, степень

дислоцированности, стиль деформаций, т.е. характер вторичных структур. Не вдаваясь в дискуссию о правомерности столь разного подхода в определение тектонического режима, отметим, что отражение морфологии структурных форм позволяет выявить взаимоотношение первичных и вторичных структур для карельского комплекса, а для более древних образований эти формы являются уже переработанными. Таким образом, из истории развития остается неясной морфология вторичных форм архейских комплексов. Если для Беломорской системы Саамская складчатость являлась завершающей, то следует допускать, что современная морфология по крайней мере крупных структурных форм является вторичной. Это допущение имеет известные границы, поскольку исследователи отмечают в разной степени проявленные структурные и метаморфические изменения и переработку, связанные с карельским тектогенезом.

Что касается структуры саамид в Кольской системе карелид, то она целиком является переработанной. Поэтому мы сочли необходимым показать те немногие реликтовые фрагменты Саамских структур, которые сохранились в Кольско-Норвежской зоне. Чтобы как-то отразить масштаб проявления перестройки Саамских структур, мы прибегли к штриховке районов, переживших соответствующую складчатую, метаморфическую и магматическую переработку, с которой связываем окончательное формирование вторичных или переработанных структур. Вероятно, нужно более совершенное, т.е. более конкретное отражение характера переработки, с одной стороны, и с другой — показ для докембрийских регионов не только главных, завершающих этапов структурообразования, но и наиболее крупных фаз проявления складчатости, с которыми связаны перестройки вторичных структур.

Отсутствие четкой привязки интрузивных тел к этапам развития, а также неопределенность времени заложения большого числа крупных разломов не являются недоработкой авторов, но отражают, по нашему мнению, общее состояние этой проблемы.

Представляется, что детализация тектонической схемы Кольского полуострова с привлечением данных по смежным регионам и доведение ее до состояния региональной тектонической карты будут выполнены в процессе обсуждения и решения главных проблем, сформулированных выше.

Состояние изученности тектоники раннего докембрия Кольского региона позволяет последовательно осветить главные этапы тектонического развития территории и наметить пути решения основных проблемных вопросов.

Материалы по древнейшим нестратифицированным образованиям, залегающим в основании всех известных слоистых комплексов, позволяют выделить и в самых общих чертах охарактеризовать древнейший фундамент — нижний структурный этаж кольского докембрия. Это комплекс специфичных безмикроклиновых гранитоидных образований, в составе которых различаются тоналиты, гранодиориты, плагиограниты, эндербиты, чарнокиты, биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, реже амфиболовые кристаллические сланцы. Геохимическое родство и геологические взаимоотношения характеризуют их как вулканоплутоническую ассоциацию первичнокоровых гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов. Материалы для стратиграфического и тектонического расчленения древнейшего архейского основания отсутствуют. Наблюдаемая латеральная неоднородность связана, очевидно, с закономерностями размещения пород разных фаций глубинности в современном эрозионном срезе.

Дальнейшее изучение этого комплекса, с точки зрения тектоники, призвано выявить прежде всего взаимоотношение вертикальной и латеральной зональности, глубину становления разнофациальных изверженных пород, оценить мощность вновь образованной земной коры и причины неоднородности, лежащие в основе тектонической зональности. Надо полагать, что кажущаяся однородность фундамента на всей территории региона не могла служить причиной тектонически дифференцированного развития отдельных участков земной коры, вплоть до образования разновозрастных складчатых систем, древнейшей из которых является Мурманский блок, сложенный только комплексом пород фундамента.

Несмотря на слабую изученность, проблематичность самого выделения, осознания и картирования пород древнейшего фундамента, имеющиеся сведения позволяют предположить, что процесс становления земной коры завершился раннеархейской стабилизацией. Тектонические процессы привели к созданию проторельефа, обеспечив разный уровень эрозионного среза к началу нового геотектонического цикла и появление первых грубообломочных формаций в ба-

зальных толщах древнейшего стратифицированного комплекса региона.

Кольско-беломорский амфиболито-гнейсо-кристаллосланцевый комплекс объединяет три вертикальных ряда формаций, каждый из которых характеризует самостоятельный этап развития, связанный с соответствующим классом тектонического режима: протогеосинклинальным, протоорогенным и протоплатформенным.

Протогеосинклинальный ряд формаций в региональном плане объединяет конкретные формации, которые по составу, типу строения разрезов, мощности и латеральным особенностям можно классифицировать по аналогии с фанерозойскими как эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные и срединного массива. Последние характеризуют Кейвский блок, а эвгеосинклинальные развиты в прогибах вулканогенного типа и занимали центральную часть современного Беломорского блока. Остальная большая часть Кольского региона сложена формационным рядом миогеосинклинального типа.

В определении формационного типа разрезов и их расчленении есть, конечно, свои трудности, связанные не только с необходимостью восстановления протосостава метаморфических толщ. Однако наиболее проблемным является определение класса структуры, в которой формировались первичные геологические тела, соответствующие примерно на одну пятую эвгеосинклинальному типу разреза, а остальные — миогеосинклинальному и переходному. В целом от ядерной части Беломорского блока к Мурманскому размеры, протяженность, выдержанная ориентировка эвгеосинклинальных прогибов быстро ослабевают, приобретая характер структур, подчиненных окружающим более стабильным блокам земной коры, т.е. миогеосинклинального типа.

Класс структуры определяют не только строение и распределение первичных геологических тел, то также и вторичных структур, возникших на месте геосинклинальной системы и совокупность сопровождаемых эндогенных процессов. Надо отметить, что в этом отношении геосинклинальный формационный ряд вполне сравним с фанерозойскими аналогами. Очевидные отличия относятся к меньшей мощности, особенно груботерригенных формаций, что может указывать на меньшую дифференцированность радиальных движений земной коры. Однако и в строении самих разрезов заключено много типично геосинклинальных черт, хотя дифференцированность строения вертикальных разрезов, соответствующая стадиям развития, выражена слабо. В какой-то мере это связано со степенью изученности интенсивно дислоцированных толщ. Несмотря на это, в большинстве разрезов распознается верхняя терригенная формация, которой в других районах соответствует эрозионная граница с вышележащим протоорогенным комплексом. Эту часть терригенного разреза мы интерпретируем как инверсионную стадию развития, главная тенденция которой выражена в нивелировании рельефа геосинклинали за счет эрозии положительных форм и образования обломочных формаций в разделяющих их прогибах.

Протоорогенный ряд формаций характеризует третий структурный этаж, и его широкое распространение отнюдь не свидетельствует

о причинно-следственной связи орогенного и геосинклинального режимов. Так, Мурманский массив сохранил стабильность в течение геосинклинального периода развития смежной области, испытав только метаморфическую и магматическую активизацию на заключительном этапе формирования Кольско-Бедоморской складчатой системы. Протоорогенный же режим охватил и Мурманский массив, который испытал общее поднятие, выраженное в синхронных разрезах смежных областей вторжением грубообломочных формаций.

В распределении разрезов протоорогенного ряда формаций все же устанавливается некоторая связь с геосинклинальной зональностью предшествующего этапа, правда, скорее обратная. Так, Кейвский блок имеет преимущественно вулканогенные формации среднего и кислого состава, миеосинклинальные разрезы Кольско-Норвежской зоны сменились терригенными и терригенно-туфогенными, как и в южной части Беломорского блока, тогда как северная характеризуется смешанным терригенно-вулканогенным типом строения протоорогенных формаций.

В зональности развития протоорогенных формаций уже угадываются черты будущей более дифференцированной зональности карельского геотектонического цикла.

Выделение самостоятельного протоорогенного класса формаций основано не только на анализе разрезов и особенностях их латерального развития. В пределах Кейвского блока орогенная андезит-дацит-липаритовая формация сохранила пологое „плащеобразное” залегание и не обнаруживает значительных несогласий с перекрывающими ее формациями платформенного чехла. Нельзя считать решенным и вопрос о проявлении докарельского этапа метаморфизма протоорогенных формаций. Возникает вопрос: была ли проявлена с протоорогенным режимом стадия магматической активизации, с которой связывается проявление как кислого, так и основного интрузивного магматизма? Известные случаи близкого положения субгоризонтальных структур первично расслоенных интрузивных тел анортозитов со слоистыми текстурами вмещающих формаций требуют тщательного анализа их с точки зрения геотектонической принадлежности к протоорогенному или протогеосинклинальному классу. Преимущественно вулканогенные и вулканогенно-терригенные протоорогенные формации должны были иметь пологое залегание, поскольку они имели эпигеосинклинальное происхождение. Если же протоорогенный режим сменился протоплатформенным без складчатости и метаморфизма, то прорывание основными интрузиями протоорогенных формаций указывает скорее на карельский возраст этих интрузий.

Не менее важной проблемой остается и взаимоотношение протоорогенного и протогеосинклинального классов формаций. Если этот вопрос более или менее ясен для Кейвского блока, пережившего режим срединного массива в позднем архее (хотя авторское решение разделяют далеко не все исследователи), то для остальной территории региона он даже не обсуждается в геотектоническом аспекте. Одной из наиболее важных проблем, связанных с взаимоотноше-

нием второго и третьего этажей, является оценка степени дислоцированности протогеосинклинального ряда формаций, структурной зональности и амплитуды радиальных движений при складчатости. Особые надежды в связи с этим следует возлагать на реконструкцию палеометаморфической зональности. Нам представляется, что успех ее был бы обеспечен учетом только районов близкого развития протоорогенных формаций, чтобы избежать труднодостижимой задачи учета глубины современного эрозионного среза.

Протоплатформенный ряд формаций без существенного перерыва сформировался в северо-восточной части позднеархейской Кольско-Беломорской складчатой области, остальная часть которой, включая и обширные смежные области Балтийского щита, представляла собой приподнятые фрагменты протоплатформы, т.е. щит. Колдунный комплекс протоплатформы сформировался не за счет глубокого выветривания и переотложения подстилающих протоорогенных формаций, но за счет кор выветривания, синхронных протоорогенному и протогеосинклинальному режимам Кольско-Беломорской системы. Об этом свидетельствует состав высокоглиноземистых и кварцево-песчаных формаций кейвской серии. Это обстоятельство утверждает нас в мысли о первичном возникновении протоплатформенного режима в истории развития геотектонических режимов региона, ибо только такой режим мог обеспечить столь резкое сочетание вулканогенных формаций орогенного типа с глубоко дифференцированными формациями платформ, которые в своем распространении тяготеют к периферической части Мурманского массива, входившего некогда в обширную складчатую систему.

Безусловно, складчатость, метаморфизм, прорывание протоорогенного и платформенного комплексов магматическими телами не относятся к режимам формирования первичных геологических тел, а связаны с карельским периодом развития земной коры региона.

Авторское решение проблемных вопросов, связанных с выделением протоплатформенного чехла архейд, интерпретация его первичного происхождения и последующей трансформации не примиряют противоречивые мнения и результаты исследований, но преследуют цель решения геотектонического аспекта этих проблем, который может оказаться в ряду важнейших для понимания ранней истории зарождения и эволюции тектонических режимов континентальной коры.

Следующие три этажа характеризуют третий крупнейший карельский осадочно-вулканогенный структурно-формационный комплекс.

Нижний формационный ряд сочетает аллюхтонные осадочные формации с базальтовыми. Он характеризует рифтогенную стадию, с которой начинается режим активизированной протоплатформы. Выделение его в самостоятельный класс обусловлено эволюционным единством всего комплекса, развитие которого привело к формированию целой складчатой системы. Реконструкция условий предрифтогенного растяжения позволяет связывать его с формированием сводового поднятия. В начальную стадию сформировался грабен ступенчатого строения с признаками первичного вырождения, на флангах,

а также ортогональной системой трещин растяжения, выполненных в присводовой части телами интрузивных анортозитов. Последние в раннюю стадию рифтогенеза могли размещаться и в диагональных расколах. Значительные прогибания и амплитуда радиальных движений, сопровождавшие образование рифтового подкомплекса, усложнили структуру подстилающих этажей. Последовавшая затем стрельнинская фаза складчатости связывается с проседанием сводового поднятия и возобновлением радиальных движений земной коры. Это способствовало формированию зональности Карельских структур, так как разная степень раздробления фундамента карелид в рифтогенную стадию предопределила и разную степень реакции его на радиальные движения.

С этим этапом связано становление большого числа основных интрузий, а также массивов щелочных гранитов. В расположении последних надо отметить факт преимущественной приуроченности к краевым частям Кейвского блока, которые испытали активизацию в связи со стрельнинской фазой складчатости. Это единственные районы проявления пликативных дислокаций фундамента за пределами развития рифтового подкомплекса, и они связываются с карельскими зонами магматической активизации. Такая интерпретация кажется естественной; однако многие исследователи придерживаются мнения, что щелочные граниты внедрились в складчатый комплекс пород, который мы отнесем, по большей части, к протоорогенному. Наблюдая складчатый рисунок самих щелочных гранитов и затухание складчатости за пределами их развития, которые очерчены зонами метасоматитов, эти разногласия можно отнести к надуманной проблеме. Однако поле развития щелочных гранитов как будто расчленено Имандра-Варзугским грабеном так, что южная часть его — Стрельнинский массив — оказался по другую сторону грабена. Взаимоотношения эти таковы, что можно допустить докарельский возраст гранитов. Но и в этом случае трудно допустить внедрение их в складчатую структуру протоорогенного комплекса. Радиологические датировки возраста и геологические взаимоотношения гранитов с рамой, по данным исследователей, их изучавших, возвращают нас к исходному варианту решения проблемы.

Рифтовый подкомплекс известен только в пределах Имандра-Варзугской структуры. Если последовавшая затем стрельнинская фаза складчатости была связана с проседанием сводового поднятия, то инерция волновых движений земной коры большого радиуса кривизны способствовала миграции режима прогибания, который охватил всю северную часть Кольско-Беломорской системы. Эта стадия потому и названа колломогенной, что она характеризуется преобладанием нисходящих движений, охвативших всю Карельскую систему. Колломный подкомплекс известен в Имандра-Варзугской, Печенгской, Усть-Понойской структурах и Кейвской зоне — синклиналь Серповидного хребта. С формированием этого подкомплекса, для которого типичны автохтонные осадочные формации со следами влияния синхронного вулканизма и дифференцированные базальт-трахибазальтовые меденосные формации, связаны и основные медно-никелевые

рудопроявления. В фундаменте и архейских формациях Кольско-Норвежской и Кейвской зон развиты системы даек основных пород, пространственно тяготеющих к карельским формациям.

Эмерсионная стадия развития в вертикальном формационном ряду характерна глубоко смещенными осадочно-вулканогенными формациями. Они развиты в юго-западной части Карельской системы в виде *прямолинейной полосы* и отражают режим общего ее *воздымания* с периферийной локализацией впадин.

Наметившаяся к этому периоду зональность в распределении карельских формаций характеризует Печенгско-Варзугскую и Кейвскую зоны. Кольско-Норвежская зона представляется обособленной и если выделяется, то своей однородностью и как будто непричастностью к карельским движениям настолько, что даже дайковое поле основных пород, тяготеющих к Печенге, кажется неуместным. Однако, рассматривая современный структурный план этих зон, можно заметить, что мульдобразная северная подзона Печенги выглядит так же контрастно на фоне линейно-дислоцированных структур фундамента, как и шовная складчатая структура восточной части Печенгско-Варзугской зоны на фоне платформенного характера отраженных структур фундамента. Проблема интерпретации завершающей карельской складчатости, должна охватывать, вероятно, всю совокупность наблюдаемых явлений, объясняя особенности как строения, так и предшествующей истории.

Выявление крупнейших региональных взбросо-сдвигов и надвиговых структур в южной подзоне Печенгско-Варзугской зоны позволяют усмотреть причинно-следственную связь линейных деформаций фундамента Кольско-Норвежской зоны с амплитудой перемещения блоков Беломорской складчатой системы по сдвигам. Наиболее значительные перемещения охватывают западную часть региона, что фиксируется не только по смещению отдельных частей Печенгско-Варзугской зоны, но и более древних структур. Положение линейных зон концентрации гранитоидных тел арагубско-лицкого комплекса нормально к границе приложения сжимающих напряжений указывает на разрыв фундамента Кольско-Норвежской зоны в наиболее деформированной части. Восточная окраина системы, в меньшей степени подвергнутая сжатию со стороны Беломорского блока, имеет тип складчатости, зависящей от радиальных перемещений крупных блоков земной коры больше, чем от радиальных. В таких условиях неизбежно неравномерное проявление складчатости. Не потому ли в восточной части системы наиболее интенсивно деформированы карельские формации и шовные зоны, окаймляющие Кейвский блок. О тангенциальных напряжениях свидетельствует положение Стрельнинского гранитоидного массива, расположенного нормально к границе карелид, и надвиговые структуры с юга в центральном секторе Имандра-Варзугской структуры.

Возвращаясь к структурной зональности карельских формаций, контрастной на фоне обратной степени деформированности фундамента, уместно предположить столь же разную способность фундамента в этих зонах к растяжению, как и к сжатию. Действительно,

более жесткая Кейвская зона при растяжении скорее образует сеть расколов, часть которых трансформируется в шовные грабенообразные прогибы. В условиях воздымания жестких блоков и сжатия рифтовых формаций корневыми частями этих блоков, как и краевых швов более древнего происхождения, в них сконцентрируется напряженность складчатости всей системы. Предположив способность фундамента Кольско-Норвежской зоны к пластическому равномерному растяжению, можно понять отсутствие в его пределах линейных карельских прогибов, а также единый план кинематических параметров складчатости при последующем сжатии. И только преодоление при этом предела упругости, приведшее к трещинам растяжения, и радиологические датировки возраста размещенных в них гранитоидов позволяют установить карельскую природу линейной складчатости фундамента Кольско-Норвежской зоны.

Завершая обзор проблем, связанных с историей тектонического развития Кольского региона, надо обратить внимание на несоответствие современной северной границы Беломорской складчатой системы палеотектонической зональности вторичной структуры верхнеархейского возраста, которой являлась молодая Кольско-Беломорская складчатая система. Шов, разделяющий разноуровневые зоны Печенгско-Варзугской зоны, представляется погребенной северной границей Беломорской складчатой системы. Не по этой ли причине многие геологи находят большую разницу в строении "кольских" и "беломорских" разрезов гнейсовых толщ и исходными, изначальными их отличиями стремятся объяснить современное различие их структурного стиля? Но если в позднеархейский период такой границы не существовало, чем же вызвана столь длительная эволюция земной коры в Карельской системе и столь устойчивая реакция жесткой Мурманской системы, а затем и Беломорской в этой эволюции?

Эти и многие другие, не менее важные вопросы тектоники региона связаны с решением ряда проблем метаморфической, магматической и металлогенической эволюции, которые составляют существо эндогенных режимов становления и преобразования земной коры кольского докембрия и заслуживают дальнейшего, самого тщательного изучения.

Архипов И.В., Клитин К.А., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Общие принципы составления обзорных тектонических карт (рецензия на монографию Т.Н. Спизарского „Обзорные тектонические карты СССР“). - *Геотектоника*, № 5, 1975, с. 118-125.

Бархатов Б.П. Принципы тектонического районирования Памира. - *Вестник ЛГУ, сер. геол. геогр.*, 1961, вып. 3, № 18, с. 19-31.

Бархатов Б.П. *Тектоника Памира*. - Л., 1963. - 243 с.

Бархатов Б.П. Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса юга СССР. - Л., 1971. - 118 с.

Бархатов Б.П. *Тектонические карты*. - Л., 1979. - 192 с.

Батиева И.Д. Щелочные граниты и сиениты. - В кн.: Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1978, с. 112-125.

Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. - В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., 1968, с. 5-144.

Батиева И.Д., Бельков И.В., Ветрин В.Р., Виноградов А.Н., Виноградова Г.В., Дубровский М.И. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. - Л., 1978. - 263 с.

Бекасова Н.Б., Мирская Д.Д., Пушкин Г.Ю. Этапы и эволюция процессов корообразования в среднем протерозое Кольского полуострова. - В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975, с. 116-126.

Белюсов В.В. Об эндогенных режимах материков. - *Геотектоника*, 1974, № 3, с. 47-55.

Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. - М.-Л., 1963. - 320 с.

Бельков И.В. Происхождение и геологическая роль древнейших гранитоидов на ранних этапах эволюции земной коры. - В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрология. Междунар. геол. конгресс. XXV сессия. Докл. сов. геологов. М., Наука, 1976, с. 392-398.

Бельков И.В., Загородный В.Г., Предовский А.А., Козлов М.Т., Рагозина А.Л. Опыт разработки сводной схемы стратиграфии докембрия Кольского полуострова. В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия Кольского полуострова. Л., 1971, с. 141-150.

Беляев О.А. Древнейший фундамент Терской структурной зоны. В кн.: Геологическое строение и развитие структурных зон Кольского полуострова. Апатиты, 1980, с. 3-14.

Беляев О.А., Загородный В.Г. Структурно-стратиграфические черты Аннамско-Хихнаярвинской зоны. - В кн.: Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты, 1974, с. 16-27.

Беляев О.А., Загородный В.Г., Петров В.П., Волошина З.М. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. - Л., Наука, 1977, - 88 с.

Богданов А.А., Зоненшайн Л.П., Муратов М.В., Наливкин В.Д., Пушаровский Ю.М., Хаин В.Е., Цейслер В.М., Штрейс Н.А. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. - Геотектоника, № 5, 1972, с. 3-21.

Богданова М.Н., Ефимов М.М. Конгломераты Колвической структурно-фациальной зоны. - В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1975, с. 65-69.

Борукеев Ч.Б. Тектонические аспекты периодизации докембрия. - В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., 1980, с. 15-21.

Буссен И.В., Сахаров А.С. Ловозерская осадочно-вулканогенная свита Луявурта. - В кн.: Вопросы литологии фанерозоя Кольского полуострова. Л., 1972, с. 5-37.

Гарифулин Л.Л. Конгломераты серии Колмозеро-Воронья. - В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северовосточной части Балтийского щита. Л., 1971, с. 42-52.

Геохронологические рубежи в геологической эволюции Балтийского щита. - Л., 1972. - 192 с.

Гиллярова М.А. Стратиграфия и структура докембрия Карелии и Кольского полуострова. - Л., 1972, - 218 с.

Гиллярова М.А. Стратиграфия, структура и магматизм восточной части Балтийского щита. - Л., 1974, - 223 с.

Глебовицкий В.А., Дук В.Л., Кицун В.И., Митрофанов Ф.П., Шарков Е.В., Эз В.В. Взаимосвязь эндогенных процессов в развитии структуры земной коры в раннем докембрии. - В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., 1980, с. 57-76.

Головенюк В.К. О взаимоотношении гнейсовой и сланцевой толщ кейвской серии Кольского полуострова. - Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1971, т. 175, с. 206-220.

Горбунов Г.И., Макиевский С.И., Николаева К.Л. Металлогеническая зональность, связанная с тектоно-магматической активизацией Балтийского щита. - Сов. геология, 1978, № 4, с. 15-26.

Горяинов П.М. Об одном типе нижнепротерозойских структур Кольского полуострова. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1970, вып. 1, с. 20-27.

Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. - Л., 1976, - 148 с.

Горяинов П.М. Кольско-Норвежский мегаблок - древнейший кратон в докембрии Кольского полуострова. - В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л., 1980, с. 88-103.

Грикуров Г.Э., Каменев Е.Н., Каменева Г.И., Равич М.Г. Основные этапы формирования структуры Антарктиды в раннем докембрии. - В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л., 1980, с. 168-176.

Загородный В.Г. Геотектонические обстановки и эволюция вулканизма в среднем протерозое Кольского полуострова. - В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций, вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1975, с. 75-77.

Загородный В.Г. О периодизации и тектонических режимах архея северо-восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1980, с. 36-46.

Загородный В.Г., Бекасова Н.Б., Пушкин Г.Ю., Радченко А.Т. К геологии среднепротерозойских образований Печенгско-Варзугской зоны. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972, вып. 3, с. 11-17.

Загородный В.Г., Бекасова Н.Б., Пушкин Г.Ю., Радченко А.Т. Среднепротерозойский вулканогенно-осадочный литогенез на Кольском полуострове. - В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М., 1974, с. 88-93.

Загородный В.Г., Радченко А.Т. Принципы и главные черты тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита. - В кн.: Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1978, с. 3-12.

Загородный В.Г., Радченко А.Т. Геотектоника карелид Кольского полуострова. - В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л., 1980а, с. 66-72.

Загородный В.Г., Радченко А.Т. Некоторые проблемы строения и развития Карельских зон Кольского полуострова. - В кн.: Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1980б, с. 70-78.

Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. - М.-Л., 1964, - 208 с.

Ивлиев А.И. Геология метаморфических комплексов лапландского гранулитового пояса (Сальные тундры, Кольский полуостров). - Автореф. канд. дис. М., 1977.-23 с.

Келлер Б.М. Тектоническая история и формация верхнего докембрия. 1973, т. 5. М., - 120 с.

Кириченко Л.А. О геологическом развитии восточной части Балтийского щита в палеозойское время. - В кн.: Проблемы геологии 1973, с. 16-23. (Труды Ленинградского об-ва испытателей, т. 73, вып. 2).

Козлов Е.К. Естественные ряды горных пород никеленосных интрузий и их металлогения. - Л., 1973, - 172 с.

Козлов М.Т. Разрывная тектоника северо-восточной части Балтийского щита. - Л., 1979, - 140 с.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии. - М.-Л., 1963. - 120 с.

Кратц К.О., Платунова А.П. Геологическое строение. - В кн.: Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978, с. 53-73.

Кратц К.О., Шуркин К.А. К геологии докембрия восточной части Балтийского щита. - МГК. Докл. сов. геол., проблема 9, стратиграфия и корреляция докембрия, М.-Л., 1960, с. 7-20.

Латышев Л.Н. Стратиграфия супракрустальных образований тундры Корва. - В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция

докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1971, с. 61-65.

Лу не ва О.И. Опыт изучения протерозойских метаморфизованных конгломератов Кольского полуострова. - Автореф. канд. дис. на соиск. уч. степ. М., 1967.

Лу ч и ц к и й И.В. Основы палеовулканологии. Древние вулканы. М., 1971, т. 2.-383 с.

Ма к и е в с к и й С.И. Геология метаморфических толщ северо-запада Кольского полуострова. - Л., 1973. - 152 с.

Ми н ц М.В., Ко л п а к о в Н.И., Пу з а н о в В.И. Тектоническая структура Мурманского блока Балтийского щита. - В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л., 1980, с. 133-145.

Ми р с к а я Д.Д. Супракrustальные формации Кейвской зоны. - В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1975, с. 23-35.

Ми р с к а я Д.Д. Стратиграфия и корреляция образований Кейвской и Колмозеро-Вороньинской зон. - В кн.: Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты, 1978, с. 4-17.

Не г р у ц а В.З., За г о р о д н ы й В.Г., С т е н а р ь М.М., Ко з л о в М.Т., Ко р с а қ о в а М.А., Ла з а р е в Ю.И., Ра д ч е н к о А.Т. Тектоника раннего докембрия восточной части Балтийского щита (состояние изученности и проблемы). - В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л., 1980, с. 5-17.

Пе р е в о з ч и к о в а В.А. Главные структурные элементы региона, основные принципы методики составления карты и тектонического районирования. - В кн.: Тектоника восточной части Балтийского щита. Л., 1974, с. 8-19.

П л а т у н о в а А.П. О „литосферных” сегментах Кольского полуострова и разграничивающих их шовных зонах. - В кн.: Восточная часть Балтийского щита (геология и глубинное строение). Л., 1975, с. 84-102.

По ж и л е н к о В.И. Структурные элементы и формы в супра-кrustальных породах Нотозерского района и последовательность их образования. - В кн.: Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1978, с. 37-44.

По л к а н о в А.А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии, или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. - Тр. ХУП сессии МГК, т. 2, М., 1939, с. 27-58.

По р ш н я к о в Г.С. К вопросу о методике построения структурных линий на геологических картах. - Уч. зап. ЛГУ, 1965, Сер. геол. и геогр. № 6, вып. 1, с. 10-19.

П р е д о в с к и й А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. - Апатиты, 1970. - 115 с.

П р е д о в с к и й А.А., За г о р о д н ы й В.Г., Бе л о л и п е ц к и й А.П. Некоторые особенности раннедокембрийских процессов вулканизма и седиментации и проблема древнейшей архейской коры на примере Кольского полуострова. - В кн.: Проблемы геологии древних платформ. Красноярск, 1973, с. 231-235.

П р е д о в с к и й А.А., К л ю н и н С.Ф., Ме д е ж и қ В.А. Палеотектонические и формационные черты имандра-варзугского комп-

лекса на основе геолого-геохимических данных. - В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1975, с. 110-122.

Пушкарев Ю.Д., Ветрин В.Р., Виноградов А.Н., Виноградова Г.В., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И., Бельков Е.И., Рюнгенен Г.И., Суrowцева Л.Н.; Обухова Л.А., Ульяновко Н.А. Возрастное положение лицко-арагубского и умбинского гранитоидных комплексов по данным $U-Th-Pb$, $Rb-Sr$ и $K-Ar$ методов датирования. - В кн.: Интрузивные чарнокиты и порфиридные граниты Кольского полуострова. Апатиты, 1975, с. 340-353.

Петров В.П. Геологические и петрологические аспекты проблемы периодизации и природы метаморфизма кольских карелид. - В кн.: Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1980, с. 78-90.

Радченко А.Т. Структура Имандра-Варзугского грабена междуручья Пурнач-Чапома. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1971, вып. 2, с. 44-48.

Радченко А.Т. Структура Имандра-Варзугской зоны. - В кн.: Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1980, с. 56-69.

Радченко А.Т., Бекасова Н.Б., Пушкин Г.Ю. Особенности проявления и развития среднепротерозойского магматизма в Имандра-Варзугской зоне. - В кн.: Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты, 1974, с. 3-8.

Радченко А.Т., Борисов А.Е. О геотектонической природе Имандра-Варзугской зоны. - В кн.: Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Кольского полуострова. Апатиты, 1978, с. 52-60.

Садоп Л.И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита. - В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., 1971, с. 7-87. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 175).

Сидоренко А.В. Проблемы осадочной геологии докембрия. - Советская геология, 1963, № 4, с. 3-23.

Сидоренко А.В. Изучение докембрия - важнейшая задача современной геологии. - Вестник АН СССР, 1975, № 10, с. 10-15.

Спижарский Т.Н. Тектоническое районирование территории СССР для тектонической карты масштаба 1:2500000. Л., ВСЕГЕИ, 1959, с. 1-48.

Спижарский Т.Н. Обзорные тектонические карты СССР. Составление карт и основные вопросы тектоники. - Л., 1973. - 240 с.

Стенарь М.М. Архей. Беломориды. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973, с. 5-49.

Стенарь М.М. Архей. Беломорский блок. - В кн.: Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1976, с. 13-18.

Харитонов Л.Я. Основные черты геологического строения. - В кн.: Геология СССР, Мурманская область, ч. 1, М., 1958, т. XXVII, с. 42-62.

Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966. 360 с.

Х е р а с к о в Н.П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 121-134.

Х е р а с к о в Н.П., К е л л е р Б.М., Ш т р е й с Н.А. О геологических формациях. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 4, с. 147-150.

Ш у р к и н К.А. Региональные структуры северо-западного Беломорья. - В кн.: Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.-Л., 1962, с. 93-100.

Ш у р к и н К.А. Беломориды (геология, петрология, история развития). - Автореф. докт. дис. на соиск. уч. степ. М., 1964.- 43 с.

Ш у р к и н К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 5-59.

Э з В.В. О роли изоклиальной складчатости в структуре Беломорид. - Геотектоника, 1967, № 3, с. 69-81.

Ю д и н Б.А. Габбро-лабрадоритовые формации Кольского полуострова и ее металлогеническая специализация. - Сов. геология, 1973, № 6, с. 50-59.

Ю д и н Б.А. Габбро-лабрадориты Кольско-Кейвской синклинойной зоны. - В кн.: Петрология, минералогия и геохимия. Апатиты, 1974, с. 114-129.

Предисловие	3
Введение	5
Историко-тектонические подразделения	8
Структурно-формационные комплексы	9
Важнейшие рубежи - перерывы, несогласия и оценка их значимости	11
Региональные подразделения	15
Комплекс древнейшего фундамента	15
Кольско-беломорский амфиболито-гнейсо-кристаллосланцевый комплекс	22
Карельский осадочно-вулканогенный комплекс	33
Палеотектонические реконструкции	41
Позднеархейский этап	42
Карельский этап	45
Тектоническое районирование и основные черты тектоники	55
Принципы районирования	55
Тектоническое районирование	57
Основные черты тектоники	58
Закономерности пространственного проявления регионального метаморфизма	74
Тектонические карты и схемы	78
Заключение	81
Литература	88

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА „НАУКА“
МОЖНО ПРЕДВАРИТЕЛЬНО ЗАКАЗАТЬ
В МАГАЗИНАХ КОНТОРЫ „АКАДЕМКНИГА“

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

- 117192 Москва, В-192, Мичуринский пр., 12. Магазин „Книга - почтой“ Центральной конторы „Академкнига“;
- 197345 Ленинград, П-345, Петрозаводская ул., 7. Магазин „Книга - почтой“ Северо-Западной конторы „Академкнига“ или в ближайший магазин „Академкнига“, имеющий отдел „Книга - почтой“:
- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 („Книга - почтой“);
- 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;
- 320093 Днепропетровск, пр. Гагарина, 24 („Книга - почтой“);
- 734001 Душанбе, пр. Ленина, 95 („Книга - почтой“);
- 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;
- 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289;
- 252030 Киев, ул. Ленина, 42;
- 252030 Киев, ул. Пирогова, 2;
- 252142 Киев, пр. Вернадского, 79;
- 252030 Киев, ул. Пирогова, 4 („Книга - почтой“);
- 277012 Кишинев, пр. Ленина, 148 („Книга - почтой“);
- 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата 1;
- 660049 Красноярск, пр. Мира, 84;
- 443002 Куйбышев, пр. Ленина, 2 („Книга - почтой“);
- 191104 Ленинград, Литейный пр., 57;
- 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
- 199034 Ленинград, 9-я линия, 16;
- 220012 Минск, Ленинский пр., 72 („Книга - почтой“);
- 103009 Москва, ул. Горького, 8;
- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
- 630076 Новосибирск, Красный пр., 51;
- 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр., 22 („Книга - почтой“);

- 142292 Пушкино Московской обл., МР „В“, 1;
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 („Книга - почтой“);
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 („Книга - почтой“);
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 („Книга - почтой“);
450025 Уфа, Коммунистическая ул., 49;
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 („Книга - почтой“);
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 („Книга - почтой“).

1 р. 20 к.

3975



«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ

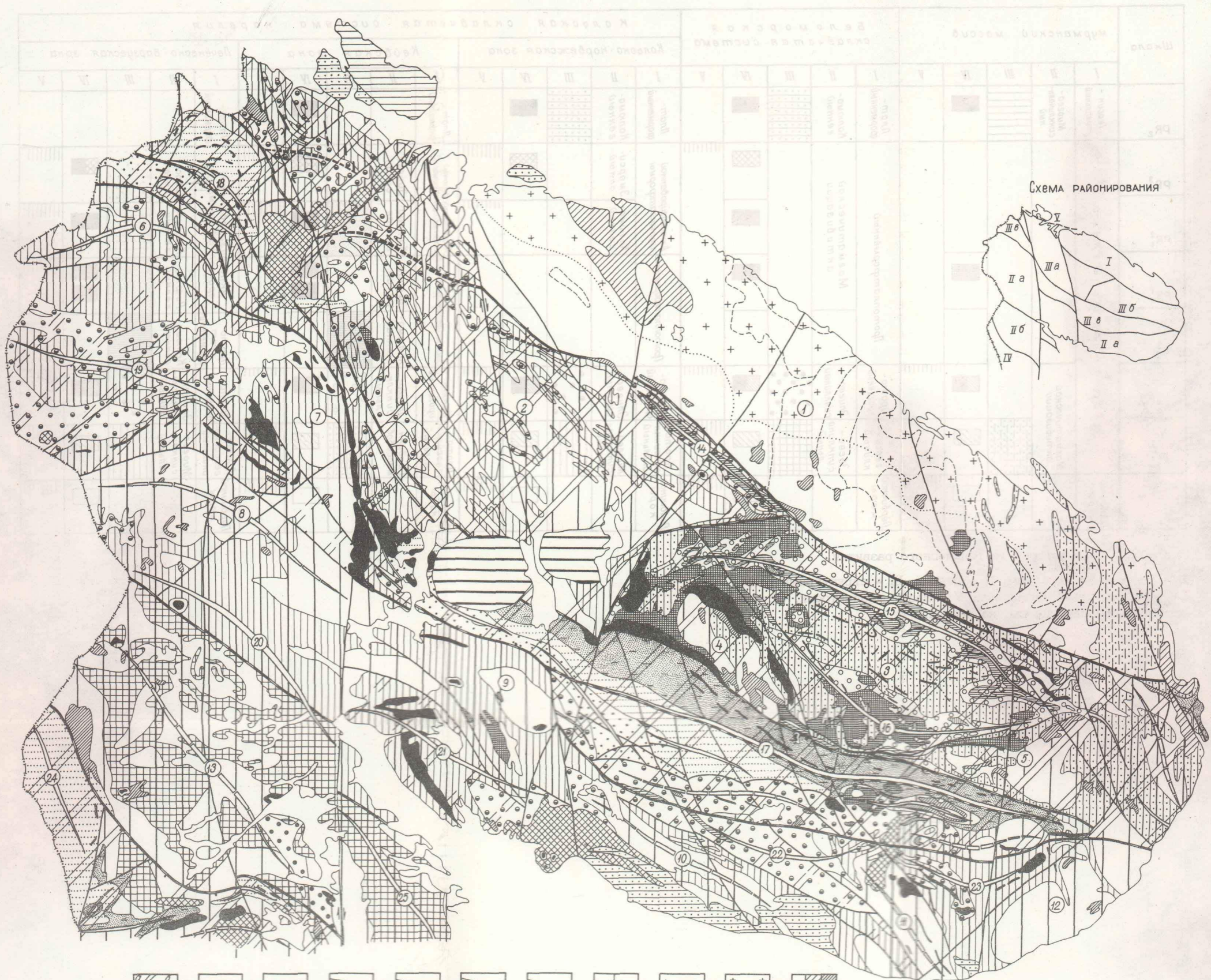


Схема районирования

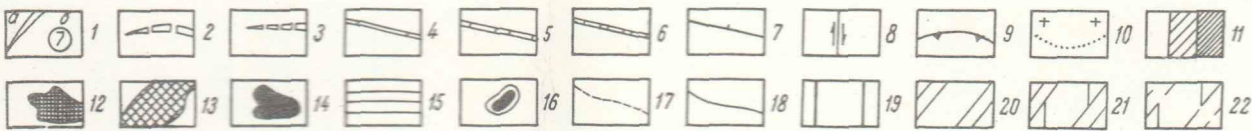


Рис. 22. Тектоническая схема Кольского полуострова. Составили В.Г. Загородный, А.Т. Радченко.

1 - антиклинории (а), блок-антиклинории (б); 2 - синклинории, блок-синклинорные зоны; 3 - фрагменты синклинорных структур археид в складчатой системе карелид; 4 - границы складчатых систем, совпадающие в основном с краевыми разломами; 5 - краевые разломы, разделяющие складчатые зоны карелид; 6 - разломы, отделяющие структурные подзоны; 7 - главные разрывные нарушения; 8 - крупные разрывы сдвиговой и сбросо-сдвиговой природы; 9 - надвиги и взбросо-надвиги; 10 - районы проявления позднеархейской гранитизации в Мурманском блоке; 11 - архейские гранитоиды; 12 - щелочные граниты; 13 - позднекарельские гранитоиды; 14 - разновозрастные интрузии базит-гипербазитовой формации; палеозойские интрузивные массивы; 15 - нефелиновых сиенитов, 16 - щелочных габброидов; 17 - положение границ магматических пород первичной сиалической коры в раннеархейской складчатой системе; 18 - границы геологических тел и структурных этажей; 19 - области проявления позднеархейской (саамской)

складчатости; 20 - области, завершившие развитие после карельского тектогенеза; 21 - интенсивно перестроенные структуры самид в складчатой системе карелид; 22 - зоны проявления карельской структурной и метаморфической перестройки самид в Беломорской складчатой системе. Цифры в кружках: 1 - Мурманский блок. Антиклинории и блок-антиклинории: 2 - Центрально-Кольский, 3 - Центрально-Кейвский, 4 - Верхне-Понойский; 5 - Пурначский, 6 - Южно-Печенгский, 7 - Нотозерский, 8 - Калдалакшский, 9 - Ингозерский, 10 - Варзугский, 11 - Ондомзерский, 12 - Терский, 13 - Керетьский. Синклинории и блок-синклинории: 14 - Колмозеро-Воронья, 15 - Кейвский, 16 - Малокейвский, 17 - Имандра-Варзугский, 18 - Печенгский, 19 - Сальмугудровский, 20 - Енский, 21 - Колвицкий, 22 - Сегозерский, 23 - Стрельнинский, 24 - Куолярвинский, 25 - Лоухский. Основные геотектонические элементы: I - Мурманский массив; II - Беломорская складчатая система; IIa - Лапландско-Терская зона, IIб - Фенно-Карельская зона; III - Кольская складчатая система карелид; IIIa - Кольско-Норвежская зона; IV - Северо-Карельская зона карелид; V - Гиперборейская система рифеид.

