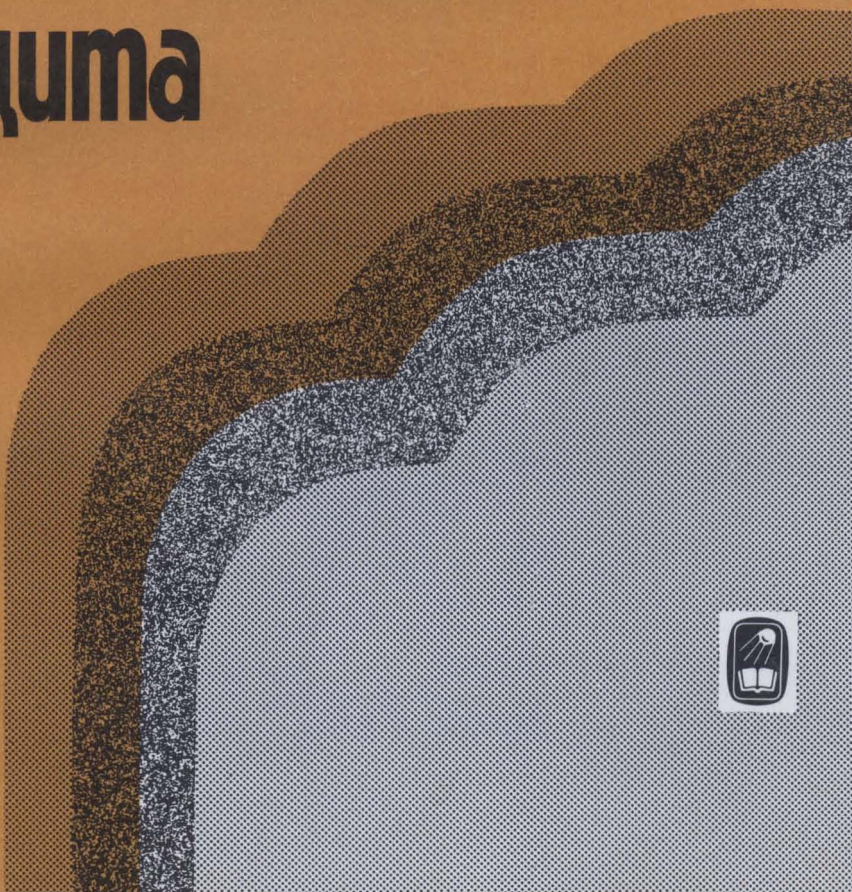
В.Г.Загородный, А.Т.Радченко

Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Ордена Ленина Кольский филиал
имени С. М. Кирова
Геологический институт

В. Г. ЗАГОРОДНЫЙ
А. Т. РАДЧЕНКО

Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита

Ответственный редактор
И. В. Бельков

ЛЕНИНГРАД
ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА"
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1988

УДК 551.24

З а г о р о д н ы й В.Г., Р а д ч е н к о А.Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. – Л.: „Наука", 1988. – 111 с.

Проводится анализ стратиграфических разрезов карельского комплекса с точки зрения закономерностей и особенностей их строения, хроностратиграфической корреляции и формационной оценки. Охарактеризованы латеральные и вертикальные типовые формационные ряды, рассмотрены вопросы структурного плана карелид. Выявлены неоднородность тектонического развития региона и последовательная миграция тектонических режимов от Печенгско-Варзугской зоны в юго-западном направлении. В геодинамическом развитии региона анализируются причины и механизм тектонических событий, выделены два ведущих типа структурообразующих движений: радиальный и тангенциальный. Предлагается схема тектонического районирования Балтийского щита, выполненная с учетом возраста заложения карельских прогибов.
Библ. 107 назв. Ил. 22.

Р е ц е н з е н т ы:

А.А. ПРЕДОВСКИЙ, О.Я. ДАРКШЕВИЧ

З $\frac{1904030000-505}{042(02)-88}$ 161-88-I

ISBN 5-02-024361-2

© Издательство „Наука", 1988 г.

ВВЕДЕНИЕ

Карелиды восточной части Балтийского щита образуют широкие зоны складчатого, глыбово-складчатого строения, разделенные участками земной коры архейской консолидации. В общей зональности карельских систем отмечается симметричное положение крупных элементов структуры относительно Беломорского блока археид. Зоны мощных осадочно-вулканогенных образований примыкают к Беломорскому блоку в виде сложно построенных синклинориев, а более удаленные от него отличаются платформенным характером карельских формаций, сохранившихся в обширных мульдах или эрозионных останцах приразломных синклиналей. Кольская система карелид с северо-востока ограничена Мурманским массивом, представляющим часть, вероятно, обширной области раннеархейской консолидации. Карельская же система на юго-западе имеет условную границу с областью свекофеннид и включает крупный Фенно-Карельский массив позднеархейской консолидации. Возможно, что различия в строении Карельской и Кольской систем карелид во многом определяются зрелостью земной коры, представляющей их основание.

Интерес исследователей к карелидам восточной части Балтийского щита обусловлен многими причинами, но в первую очередь тем, что среди раннедокембрийских образований карельский осадочно-вулканогенный комплекс менее других изменен, сравнительно хорошо картируется и может быть разносторонне исследован. Большие мощности осадочно-вулканогенного комплекса в некоторых зонах привлекают внимание геологов в надежде твердо установить последовательность напластования пород и получить наиболее полные разрезы, которые служили бы опорными для расчленения и региональной корреляции. Вместе с тем большое разнообразие типов карельских разрезов привело к пониманию латеральной неоднородности одновременно существовавших прогибов и соответственно геодинамических режимов их формирования. Это обстоятельство значительно усложнило понимание истории карелид, но одновременно создало предпосылки для выяснения сущности природных явлений во всем их многообразии. Наконец, представляется, что тектоника карелид определяет главные черты современного структурного плана восточной части Балтийского щита. Соответственно с углублением познания карелид связываются перспективы повышения эффективности металлогенических исследований и прогнозирования, изучения зако-

номерностей строения и локализации металлогенических провинций, зон и рудных районов.

В основе выполненных нами тектонических реконструкций лежит прежде всего анализ стратиграфических материалов. Известные особенности докембрийских образований обусловили недостаточное совершенство методики расчленения и корреляции стратиграфических подразделений и одновременно стимулировали развитие ряда специальных приемов и методов исследований. Одним из них является историко-геологический метод, опирающийся на регионально проявленные тектонические явления и литологические особенности строения толщ. Тектонический аспект в нем признается многими геологами ведущим, особенно на раннем этапе изучения докембрийских комплексов. В связи с этим надо иметь в виду, что анализ стратиграфических разрезов с целью получения тектонической информации в какой-то мере предопределен тектонической основой, априорно заложенной в стратиграфических построениях. Представляется, что литологические методы могут более надежно обеспечить выявление стратиграфических взаимоотношений в разрезах с достаточно простым планом складчатых деформаций или в совокупности с изучением структуры. Наряду с этим надо признать, что и в литологии есть свои проблемы, относящиеся к стратиграфическому аспекту, такие, например, как временны́е соотношения формирования кор выветривания и процессов седиментации, имеющие часто решающую роль при оценке значимости перерывов. Можно отметить и ряд других, которые одинаково применимы как к литологическим, так и тектоническим методам в стратиграфии.

Общеизвестны хорошо аргументированные выводы о скольжении границ крупных структурно-вещественных комплексов во времени (Борукаев и др., 1969; Борукаев, 1970), о миграции эпох и фаз складчатости во времени (Шатский, 1951; Яншин, 1965, и др.). Они не оставляют сомнений в том, что сходные структурные соотношения могут наблюдаться на разных стратиграфических уровнях. Сопоставление крупной ритмичности, которая так характерна для карельских осадочно-вулканогенных комплексов, таит возможность корреляции подразделений разного объема или разновозрастных, но однотипно построенных. Историко-геологический метод в стратиграфии докембрия применяется преимущественно для расчленения отложений на крупные естественные комплексы. М.А. Семихатов (1974) отмечает, что этот метод позволяет выделить переломные моменты в геологической истории региона, но без привлечения палеонтологических, геохронологических и других данных остается недоказанной одновозрастность подразделений в межрегиональном плане. При более предметном рассмотрении такие же трудности возникают и для случаев корреляции в региональном плане, когда сравниваются разрезы сходного состава, последовательности и структурного положения. Такое сходство может указывать на одновозрастность подразделений, равно как и на одинаковую последовательность развития разновозрастных структур.

Вместе с тем следует все же признать, что историко-геологический метод позволил геологам-докембристам создать мало противоречивую общую стратиграфическую последовательность докембрийских комплексов Балтийского щита. По степени достоверности стратиграфических построений нижнепротерозойский комплекс занимает промежуточное положение между архейским и позднепротерозойским. Неоценимую роль при этом сыграли такие особенности карельских разрезов, как наличие водорослевых горизонтов, осадочных комплексов с хорошей сохранностью признаков, позволяющих судить о первичных динамических и климатических условиях, а также обнаружить ритмичное строение, хорошо объяснимое с точки зрения трансгрессивно-регрессивных циклов.

Что касается структурной характеристики карельских зон и региональной геотектоники, то эта работа выполнена усилиями большой армии геологов и освещена в многочисленных отчетах и публикациях, в том числе в ряде фундаментальных работ известных специалистов по Балтийскому щиту, таких как К.О. Кратц, М.А. Гилярова, Л.Я. Харитонов, К.А. Шуркин, В.А. Перевозчикова, В.А. Соколов, В.З. Негруца и др. Вместе с тем большой поток информации по разным вопросам геологии региона часто не вмещается в рамки известных представлений и заставляет искать новые решения, как касающиеся вопросов строения конкретных геологических объектов, так и относящиеся к геотектоническим моделям строения и формирования земной коры Балтийского щита в целом. Периодически возникает необходимость переосмысления накопленных материалов с целью поисков закономерностей тектонических движений, последовательности и соотношения различных тектонических процессов, выявления геотектонических режимов. При этом удобно пользоваться надпородными ассоциациями, которыми являются формации. Кроме того, парагенез пород в большей мере соотносится с тектоническим режимом, чем стратиграфические подразделения, и поэтому, надо полагать, отражает прежде всего условия формирования, которые зависят от тектонического режима и могут быть асинхронными для разных структур региона. Таким образом обнаруживается принципиальная возможность проанализировать вертикальный формационный ряд пород и выявить циклическое развитие отдельных прогибов, определить их стадийность. Анализ же латеральных формационных рядов и сопоставление их с хроностратиграфическими уровнями может выявить динамику тектонических режимов региона и связанных с ними других эндогенных процессов. Практическую реализацию такой возможности, надо сказать первую для нашего региона, и предприняли авторы, в полной мере сознавая дискуссионность многих положений и построений.

Авторы не претендуют на создание справочного руководства по строению карельских зон региона, как и не стремятся изложить ретроспективный обзор развития представлений о тектонике отдельных зон и региона в целом, рассчитывая на читателя, знакомого с геологией региона и проблемами тектоники докембрия. Опираясь на уже известный большой фактический материал по геологии карелид,

авторы обращают внимание на принципиальную возможность посмотреть на него под новым углом зрения, опустив многие, может быть, важные детали строения и акцентируя внимание на других, не менее важных для оценки тектонического режима или изменения геодинамической обстановки. Высказанные допущения и предложенные нами решения конкретных вопросов отражают авторский подход к тем или иным проблемам и не являются окончательными. В какой-то мере они призваны обратить внимание на возможность и необходимость сопоставления результатов конкретных исследований с концепциями тектонического строения региона и геодинамической историей становления докембрийской земной коры.

Работа выполнена как часть задания ГКНТ СССР, Госплана и Президиума АН СССР „Обобщать данные о строении земной коры и верхней мантии Балтийского щита..." и в соответствии с планами научных исследований Геологического института Кольского филиала АН СССР на одиннадцатую пятилетку. В ней использованы результаты исследований по другим заданиям и темам, выполнявшимся под руководством и при участии авторов, а также результаты обобщающих работ, выполняемых в Геологическом институтуте, по геологии и петрологии магматических формаций, литологии и геохимии супракрустальных комплексов, региональному метаморфизму, глубинному строению региона и др.

В ходе исследований большую положительную роль играло постоянное общение с коллегами по работе, многими ведущими специалистами по геологии советской части Балтийского щита: К.О. Кратцем, К.А. Шуркиным, В.А. Соколовым, И.В. Бельковым, В.А. Глебовицким, А.А. Предовским, В.З. Негруцей, А.П. Световым, М.С. Марковым, И.Д. Батиевой, В.П. Петровым, Ю.Б. Богдановым и др., а также Финляндии: Х. Паармой, Й. Талвитце, Х. Папуненом, Г. Гаалом, А. Вормой, К. Мерилайненом, А. Хякли и др.

Вспомогательные и оформительские работы выполнены сотрудниками подразделений Геологического института. Труд по предварительному прочтению и научному редактированию рукописи был осуществлен И.В. Бельковым, Ф.П. Митрофановым и А.А. Предовским. Авторы искренне признательны всем коллегам, способствовавшим выполнению данного исследования, и выражают им благодарность.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ

На исследованной территории стратифицированные осадочно-вулканогенные образования карелид известны в Печенгско-Варзугской, Кейвской (структуры Серповидного хребта и Усть-Понойского района) и Северокарельской (Пана-Куолаярви, р-он Кукас-Ханкус озер) зонах. Для целей тектонического анализа необходимо рассмотреть наиболее важные детали стратиграфического расчленения и корреляции карельского комплекса на уровне современных знаний и тенденций, сложившихся под влиянием новых данных, полученных как авторами, так и коллегами, занятыми тематическими и геолого-съемочными работами.

Основные принципы стратиграфического расчленения и хроностратиграфической корреляции

Теоретические основы стратиграфических методов расчленения и корреляции докембрийских комплексов формировались в результате практической деятельности большой армии геологов и получили в настоящее время статус достаточно широко признанных „положений", а к схемам расчленения и корреляции предъявляется необходимый перечень современных „требований" (Стратиграфия архея..., 1979; Стратиграфическая классификация..., 1980). Вместе с тем это не означает, что в теоретической и практической стратиграфии докембрия решены основные проблемные вопросы. Они обсуждались в плане межрегиональных построений (Семихатов, 1974), а также при разработке региональной стратиграфической схемы архея и протерозоя восточной части Балтийского щита на Межведомственном региональном стратиграфическом совещании в г. Петрозаводске в 1982 г.

Основой стратиграфического расчленения признается по существу историко-геологический метод, сочетающий литологический и тектонический аспекты анализа конкретно наблюдаемых разрезов. Несмотря на то, что литологические исследования создают при этом основу, само понятие о формировании стратиграфических подразделений под влиянием трансгрессивно-регрессивных циклов базируется на

представлении о тектонических этапах развития территории (Негруца, 1984). И все же при полевом составлении разрезов и их анализе литологические исследования дают неоценимо важный материал о взаимоотношении геологических тел, особенно слоистых толщ осадочного генезиса. Сочетание их с методами структурного анализа слоистых комплексов способствовало разработке (для конкретных зон) схем общей последовательности напластования. Однако способы расчленения и корреляции вызывают еще острые дискуссии. На наш взгляд, такое положение сложилось в связи с развитием двух аспектов историко-геологического метода в стратиграфии: тектонического и литологического. В первом случае исследователи стремятся расчленять и коррелировать разрезы по формационному признаку, когда ведущая роль признается за резким изменением условий литогенеза на границах устойчиво развитых породных парагенезов. Литологи большое значение придают перерывам, корам выветривания, местным несогласиям. Очевидно, что каждый метод имеет свои недостатки, ибо формационное расчленение, как и анализ перерывов и несогласий, соотношения кор выветривания и синхронных кластогенных образований являются уже методом познания геодинамических обстановок формирования вещественных комплексов, т.е. методом тектоническим, а не стратиграфическим.

Вероятно, только успехи радиологических датировок возраста пород способны создать хронологическую шкалу, на которую могли бы ориентироваться стратиграфические построения. Однако надо признать, что этот метод хорошо отражает хронологию событий пока более крупного порядка, чем связанных конкретными стратиграфическими подразделениями в ранге свит и даже серий.

Вместе с тем практическое развитие историко-геологического метода привело к ряду решений, которые создали принципиальную возможность стратиграфических построений. Это прежде всего такие особенности карельских разрезов, которые имеют региональное значение и по этой причине характеризуют в той или иной мере синхронные стратиграфические уровни. Безусловно региональное значение имеют палеоклиматические особенности разрезов, как и появление некоторых специфических формаций (Мележик, Предовский, 1982; Голубев и др., 1984; Ахмедов, Негруца, 1985).

Органические ископаемые остатки в разрезах карельского комплекса представлены строматолитами и онколитами. Строгая корреляция по видовому составу форм из-за плохой сохранности остатков пока не выполнена. Однако само их наличие в совокупности с другими признаками, имеющими региональное значение, характеризует уровни синхронного развития соответствующих частей разрезов.

Анализ перерывов и несогласий является в значительной мере тектоническим методом, но играет решающую роль при стратиграфическом расчленении толщ. Многочисленные работы по тектонике, стратиграфии и литологии региона все настойчивей акцентируют внимание исследователей на необходимости обязательного учета масштаба явления, так как только регионально проявленное несогласие или перерыв имеют действительно тектоническую природу и поэтому

в известных пределах являются синхронными. Не имея надежной основы для оценки длительности перерыва, можно быть уверенным в синхронности следующих за ним образований только в случае их специфических особенностей - петрохимических, литологических, палеонтологических. Во многих работах дается оценка перерывов в связи с анализом погребенных или гипотетических кор выветривания по степени зрелости образовавшихся за счет их переотложения осадков. Вполне обрисовался и круг проблем, имеющих отношение к оценке перерывов. Можно отметить два, на наш взгляд, важнейших аспекта.

Наличие в разрезах погребенных кор выветривания само по себе еще не является указанием на важную стратиграфическую границу. Известно, что для формирования коры выветривания требуется определенный промежуток времени, который может быть несоизмеримо малым для того, чтобы за это время могли существенно измениться условия литогенеза в системе питающая область-бассейн седиментации. С другой стороны, хорошо слоистая толща терригенных пород, как показывают расчеты (Данбар, Роджерс, 1962), включает суммарное время перерывов, отмеченных на границе слоев, соизмеримое с временем формирования всей совокупности наблюдаемых слоев. Вероятно, для оценки перерывов, как и роли различных форм древних эродированных поверхностей, нужны дополнительные сведения, которые можно почерпнуть из анализа разрезов.

Второй аспект касается необходимости обоснования последовательного формирования или синхронности формирующихся кор выветривания и переотложения их продуктов в тех случаях, по крайней мере, когда речь идет о значительном перерыве (Головенок, 1971). Обычно остается вполне обоснованное сомнение в причинно-следственной связи кор выветривания и высоко дифференцированных осадочных толщ, разделенных перерывом, которому и приписывается вся масса образовавшихся высокозрелых осадков. Не менее вероятным представляется возможность формирования таких толщ за счет более древних и длительно формировавшихся или синхронных седиментации кор выветривания, но расположенных в смежных областях питания, переживающих режим выровненной стабильной области.

Одна из наиболее ярких особенностей строения карельского осадочно-вулканогенного комплекса - крупная ритмичность (Загородный и др., 1964) - способствовала развитию представления о двучленности строения свит, которое для кольских карелид утвердилось как „принцип двучленности" (Потрубович, Симон, 1966). Он сводился к выделению осадочной нижней и вулканогенной верхней подсвит в ранге свиты, которая соответствовала трансгрессивно-регрессивному циклу, связанному со стадийностью тектонического процесса (Радченко, 1972). Позднее обнаружилось, что такая ритмичность характерна не для всего комплекса, но преимущественно для нижних серий раннего протерозоя в наиболее полных разрезах. Закономерностью строения комплекса является тенденция к смешению осадочного и вулканогенного типов литогенеза вверх по разрезу (Радченко, Борисов, 1978) и постепенное затухание указанной особенности, лежа-

щей в основе „принципа". Однако его использование все же оправдано для тех частей разреза, где двучленность строения свит очевидна. Кроме того, вулканогенные подсвиты могут также иметь корреляционное значение в случае появления маркирующих петрохимических серий пород, как например меденосных трахибазальтов. Вместе с тем двучленность свит, отражающая степень смешения двух типов литогенеза, имеет хроностратиграфическое значение только в пределах одной зоны и не может служить региональным корреляционным признаком, как это предполагалось нами ранее (Загородный, Радченко, 1983).

Что касается геолого-геохронологических рубежей и объема карельского комплекса, то мы в дальнейшем будем придерживаться принципиального решения Уфимского стратиграфического совещания 1977 г. На нем в качестве стратотипа нижнего протерозоя Советского Союза признан карельский комплекс и выделены стратоны в ранге надгоризонтов (снизу): сумийский, сариолийский, ятулийский, людиковский, ливвийский, вепсийский. Следует отметить, что в последнее время чаще используется деление лишь на три части (отдела): сумийско-сариолийский, ятулийский и людиковско-вепсийский, или калевийский. В каждом надгоризонте может быть разное количество горизонтов, объединяющих по латерали одновозрастные свиты и подсвиты. Геохронологические рубежи комплекса установлены для нижней границы с архейским комплексом 2600±100, для верхней - 1650±50 млн. лет. С первой цифрой сопоставляется время завершения позднеархейской складчатости и внедрения гранитов. Вторая датировка относится к глобально выраженной границе в смене тектонических режимов и определяется завершением свекофенно-карельских процессов и внедрением гранитов рапакиви (Стратиграфия архея ..., 1979).

В заключение надо сказать, что история становления современных представлений как о стратиграфии докембрия региона, так и тектонике, равно как и история развития методических приемов всестороннего исследования древнейших комплексов, неоднократно анализировалась в ряде обобщающих и специальных работ (Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Гилярова, 1972; Салоп, 1973; Семихатов, 1974; Соколов, Стенарь, 1980; Негруца, 1984 и мн. др.), представляет большой интерес и является поучительным примером развития и становления науки о древнейших геологических объектах земной коры.

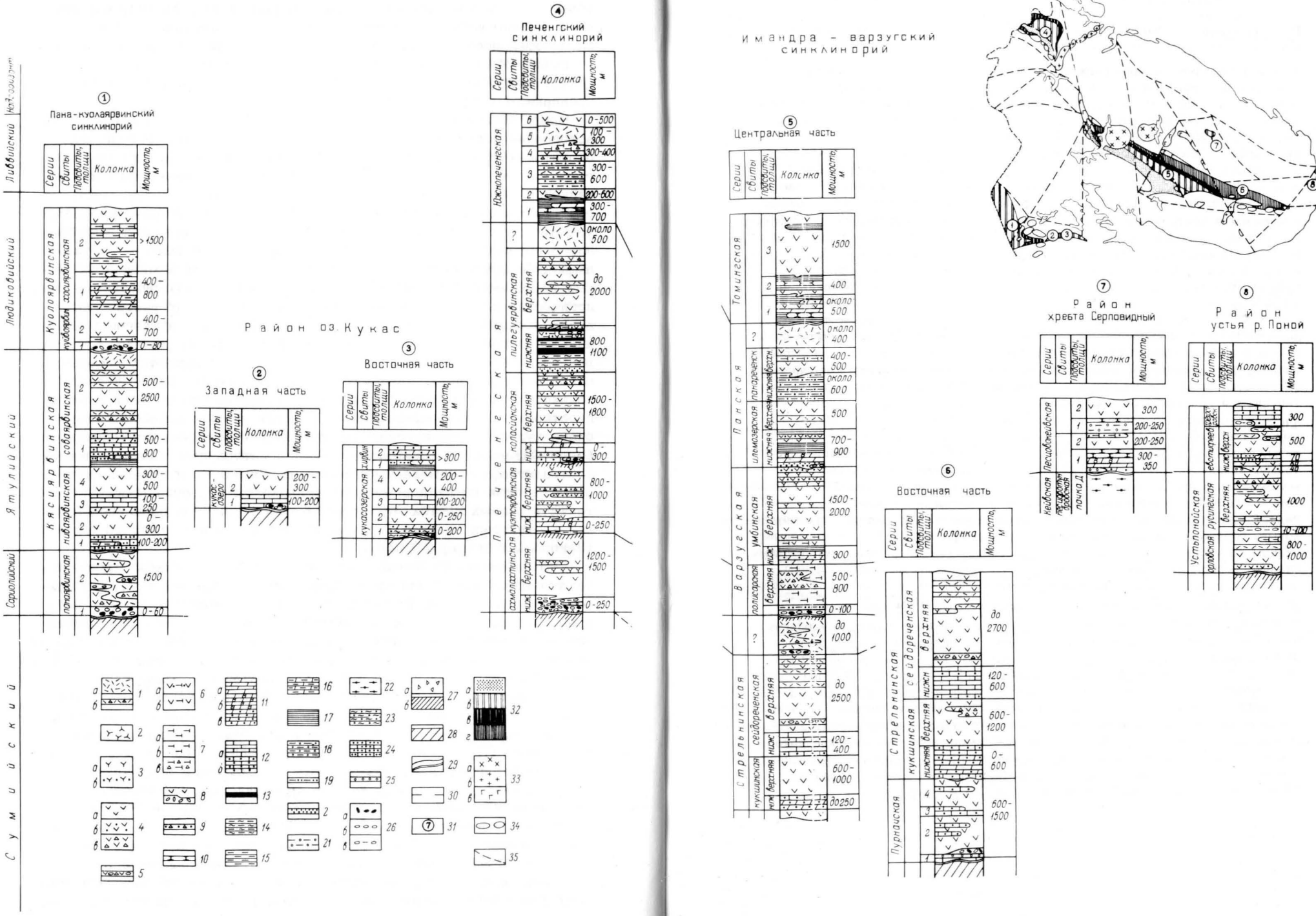
Разрезы карельского комплекса

Печенгско-Варзугская зона. Наиболее полный разрез карельского комплекса известен в Печенгско-Варзугской зоне (рис. 1). Имандра-Варзугский синклинорий представлен сводным разрезом, основа которого разработана авторами коллективной монографии „Имандра-Варзугская зона карелид" (Загородный и др., 1982). Разрез печенгской серии приводится в традиционном

объеме и способе расчленения (Загородный и др., 1964), так как последующие работы не внесли существенных изменений ни в последовательность напластования, ни в понимание объема. Ниже имеет смысл обсудить лишь проблемные вопросы строения Печенгско-Варзугской зоны в объеме, необходимом для понимания существа предпринятых изменений в ее стратиграфии.

Вдоль южной границы Имандра-Варзугского синклинория развита ассоциация пород, включающая амфиболиты, биотит-амфиболовые, биотитовые и двуслюдяные сланцы, которые в разных районах слагают однообразно устроенные разрезы. Наиболее известным из них является „кусъекский" (Загородный и др., 1978). Нижняя часть его - амфиболиты и амфиболовые сланцы, среди которых севернее, т.е. вверх по разрезу, появляются тела биотитсодержащих амфиболитов нередко с порфировыми структурами, а еще выше - биотит-амфибол-плагиоклазовых массивных порфировидных и миндалекаменных пород мощностью 15-25 м. Имеющиеся петрохимические и геологические данные позволяют интерпретировать этот разрез как вулканогенный, соответствующий базальт-андезит-дацитовой формации. В районе р. Роуксы можно наблюдать, что на „кусъекском разрезе" залегает томингская серия, которая отличается пестрым слоистым строением. Разделяющее их несогласие обнаруживается только в более крупном плане в результате прослеживания толщ по простиранию. „Кусъекский разрез" участвует в строении Мунозерского купола, а томингская серия образует фрагмент синклинали с более выдержанным северо-западным простиранием. Представление о стратиграфическом взаимоотношении указанных подразделений основывается на их повсеместно одинаковом строении в зоне контакта в разных частях Мунозерской структуры с базальной пачкой хлоритовых сланцев (граувакк?) в основании томингской серии (Загородный и др., 1982).

Отдельные части базальт-андезит-дацитовой формации прослеживаются вдоль южной границы карельских образований северо-западнее, возможно до оз. Имандра, и, судя по изменению состава разреза в сторону преобладания кислых вулканитов, здесь обнажаются все более верхние его части. Восточнее выходы пород этой формации отмечены в нижнем течении р. Томинги, в южной части порога „Великого" на р. Пане, откуда они простираются к р. Варзуге и вдоль его левого берега. Вероятно, эта же толща пород обнаружена еще восточнее в виде тектонитов в зоне влияния Варзугского разлома, охарактеризованная как хлоритовые и двуслюдяные сланцы пикамской свиты (Предовский и др., 1975). Сравнительно хорошо обнажен и полно представлен разрез этой же формации восточнее волока Стрельна-Варзуга в межкупольных пространствах Стрельнинского и Пурначского массивов и севернее Березовского блока. Эта часть структуры многими исследователями показана на схемах нерасчлененным комплексом. Такая осторожная трактовка положения формации вызывает понимание. Слагающие ее породы представлены и гнейсами, и сланцами, что часто отражается в неопределенном петрографическом названии в легендах карт и схем. Сам тип строения,



Ливвийский
Людиковийский
Ятулийский
Сариолийский
Сумийский
Нал-дозвонт
① Пана-куолаярвинский синклинорий
Серии
Свиты
Подсвиты, толщи
Колонка
Мощность, м
Куолоярвинская
хосиярвинская
куйвоярвин
Кясиярвинская
соваярвинская
ниваярвинская
панаярвинская
>1500
400-800
400-700
0-80
500-2500
500-800
300-500
100-250
0-300
100-200
1500
0-60
Район оз. Кукас
② Западная часть
кукас-озеро
200-300
100-200
③ Восточная часть
кукасозерская
хирвин
>300
200-400
100-200
0-250
0-200
④ Печенгский синклинорий
Южнопеченгская
0-500
100-300
300-400
300-600
200-600
300-700
Печенгская
около 500
пильгуярвинская
верхняя
нижняя
до 2000
800-1100
коласйокская
1500-1800
0-300
кузтоярвинская
800-1000
ахмалахтинская
1200-1500
0-250
Имандра - варзугский синклинорий
⑤ Центральная часть
Томингская
1500
400
около 500
Панская
около 400
панареченск
400-500
около 600
ильмозерская
500
700-900
Варзугская
умбинская
1500-2000
300
полисарская
500-800
0-100
до 1000
Стрельнинская
сейдореченская
до 2500
кукшинская
120-400
600-1000
до 250
⑥ Восточная часть
до 2700
120-600
600-1200
0-600
Пурначская
600-1500
⑦ Район хребта Серповидный
Песцовокейвская
300
200-250
200-250
300-350
Кейвская
пачка Д
⑧ Район устья р. Поной
Устьпонойская
300
500
1000
10-100
800-1000

Рис. 1. Сводные стратиграфические колонки карельского комплекса Кольского полуострова и Северной Карелии.

1 – метаэффузивы кисло-среднего состава: а – риолиты, дацитовые, андезито-дацитовые порфиры и порфириты, б – их туфы и туфобрекчии; 2 – субщелочные и щелочные метавулканиты: андезиты и трахиандезиты; 3 – метаэффузивы среднего состава: а – андезитовые и андезито-базальтовые порфириты, б – их туфы и туфобрекчии; 4 – метаэффузивы основного состава: а – диабазовые и базальтовые метапорфириты, метадиабазы, б – их туфы, в – вулканокластические породы – лавобрекчии, кластолавы, туфобрекчии; 5 – горизонт ксенокластолав и ксенотуфов; 6 – туфы основного и пикритового состава с прослоями туфосланцев и эффузивов (а), переслаивание эффузивов основного и ультраосновного состава (б); 7 – метаэффузивы ультраосновного состава: а – пикритовые метапорфириты, б – их туфы, в – туфобрекчии; 8 – переслаивание и постепенный переход между осадочными и вулканогенными толщами; 9 – туфогенно-осадочный горизонт: вулканические бомбы, туфоконгломераты, метапсаммиты, метаалевролиты; 10 – метасилициты; 11 – известняки и доломиты, частью красноцветные (а), с остатками биогерм (б), высококарбонатные метапсаммиты, песчанистые известняки и доломиты (в); 12 – кварциты, серицитовые кварциты (а), полевошпат-кварцевые и кварцевые метапесчаники (б); 13 – высокоуглеродистые сульфидные сланцы; 14 – ритмичнослоистые граувакковые метаалевролиты (серицит-хлоритовые сланцы) с углеродистым веществом; 15 – хлоритовые сланцы (метапелиты и граувакковые метаалевролиты), иногда слабоуглеродистые; 16 – карбонат-хлоритовые сланцы (граувакковые метаалевролиты и субграувакковые метапсаммиты); 17 – алевропелитовые сланцы, песчанистые алевропелиты, филлиты, туфосланцы, иногда углеродсодержащие; 18 – кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые сланцы (метаалевропелиты), иногда с маломощными прослоями метапесчаников и карбонатных пород; 19 – серицитовые и хлорит-серицитовые сланцы (первично-гидрослюдистые и хлорит-гидрослюдистые метапелиты); 20 – субграувакковые гравелиты, субграувакковые, граувакковые метапсаммиты и метаалевролиты; 21 – двуслюдяные сланцы со ставролитом и гранатом; 22 – мусковит-кварцевые, двуслюдяные сланцы, иногда ставролитсодержащие; 23 – биотит-амфиболовые сланцы, параамфиболиты, иногда с гранатом, с маломощными прослоями доломитов; 24 – аркозовые метапсаммиты и метаалевролиты; 25 – грубозернистые псаммиты, гравелиты; 26 – конгломераты: а – полимиктовые, б – олигомиктовые, в – с туфовым цементом; 27 – элювиально-делювиальные брекчии и слабоокатанный валунно-галечный материал (а), коры выветривания (б); 28 – граниты и гнейсы фундамента карельского комплекса; 29 – перерывы: а – внутри отделов, б – между отделами и комплексами; 30 – корреляционные линии хроностратиграфических уровней; 31 – номера сводных стратиграфических колонок и положение их на схеме (в верхнем правом углу). На схеме: 32 – положение надгоризонтов: а – ливвийского, б – людиковского и ятулийского, в – сариолийского, г – сумийского; 33 – крупные интрузивные массивы: а – щелочных пород, б – гранитоидов, в – базит-гипербазитов; 34 – районы развития купольных структур; 35 – разломы.

соответствующий дифференцированной базальт-андезит-дацитовой формации, известен как в архейских, так и в протерозойских комплексах. Граничное положение формации, влияние разломов и позднекарельская структурная переработка усугубляют решение вопроса о ее стратиграфическом и тектоническом положении. И все же бесспорной представляется одна особенность: указанную толщу пород нельзя уверенно отнести ни к карельскому, ни к архейскому комплексу. Она тяготеет к границе указанных комплексов, но не прослеживается из пограничной полосы в архейские структуры, равно как и в карельские.

Совершенно аналогичные по строению, стратиграфическому и структурному положению разрезы толщи базальт-андезит-дацитовой формации развиты в северо-западных частях Шуонинского и Каскельского куполов в Южнопеченгской подзоне. Наиболее обнаженные участки расположены в бассейне р. Печенги. Эта толща тяготеет к карельским формациям, участвуя в строении куполов, но в разрезах архейских комплексов северо-запада Кольского полуострова отсутствует (Беляев, 1978).

Вероятно, современное состояние изученности оставляет открытым вопрос о положении указанной формации в структуре Печенгско-Варзугской зоны. Вместе с тем приведенные выше сведения позволяют сделать не обсуждавшееся ранее предположение о „промежуточном" характере формации, т.е. поставить, по сути дела, вопрос о самостоятельном стратиграфическом, структурном и формационном значении толщи, которая характеризует определенный этап развития земной коры Кольского региона на рубеже архейской и протерозойской эпох.

Возможность такого решения в общем согласуется с новой геотектонической концепцией о сводовом характере предкарельских движений земной коры, обусловивших начало рифтогенного процесса в Печенгско-Варзугской зоне (Загородный, Радченко, 1983). С точки зрения тектонической интерпретации возможной связи вулканогенной базальт-андезит-дацитовой формации с интрузивными аналогами, можно обратить внимание на геологические данные о возрасте и положении габбро-анортозитовых массивов Верхнепонойского блока (Радченко, Радченко, 1984).

Исследователи, знакомые с геологией Печенгско-Варзугской зоны, давно обратили внимание, что многие из проблем ее строения связаны с положением вулканогенных формаций, включающих кислые вулканиты. Такие формации часто тяготеют к геологическим границам, имеющим тектоническое значение. В Имандра-Варзугском синклинории это прежде всего граница стрельнинской и варзугской серий. Положение дифференцированной базальт-андезит-дацитовой формации, завершающей разрез стрельнинской серии, признано единодушно. В процессе доизучения Имандра-Варзугского синклинория об этом уровне появились сведения, ранее не обратившие на себя существенного внимания. К ним надо отнести предложенное расчленение вулканогенной сейдореченской подсвиты на три толщи в центральной части синклинория и на две – в восточной, где верхняя предположи-

тельно эродирована (Федотов и др., 1978). Две верхние толщи мощностью около 1000 м каждая представлены базальт-андезит-дацитовой формацией. Настораживает в этой схеме неизбежность повторения тектонических условий формирования двух верхних толщ, дублирование которых противоречит эволюционной схеме формационных рядов (Радченко, Борисов, 1978). Серьезный факт наличия полимиктовых конгломератов в вулканогенном разрезе сейдореченской подсвиты мощностью 100 м в районе к югу от Федоровой тундры (Радченко, 1983) до недавнего времени оставался в ряду второстепенных вопросов. Известно, что под толщей конгломератов в разрезе обнажаются дацитовые порфиры. Не означает ли это, что выше второй толщи с перерывом и, возможно, с несогласием залегает близкая по составу формация вулканогенных пород, приуроченная к границе двух нижних карельских этажей? Не в этой ли связи отмечается некоторое противоречие петрохимических данных по составу кислых вулканитов сейдореченской свиты из 16 анализов, которые характеризуют породу как дацит (Федотов, 1979), а из 6 анализов центральной части синклинория - как липарито-дацит (Федотов, 1983). Последние, оказывается, образуют „пачку" мощностью от сотен метров до километра. В этой же работе Ж.А. Федотова указывает на петрохимическое родство липарито-дацитов северного крыла, развитых в западном и центральном секторах, с аналогичными породами, известными вдоль южной границы западного сектора Имандра-Варзугского синклинория (р. Умба, гора Огородная). Создается впечатление, что речь идет о двух разных толщах. Первая известна в разрезе сейдореченской свиты на всем протяжении синклинория как дифференцированная базальт-андезит-дацитовая формация, в которой кислые породы составляют около 10% объема. Вторая расположена на границе двух нижних отделов, залегает, возможно, с конгломератами в основании на сейдореченской свите несогласно, судя по значительному изменению мощности (Федотов, 1983) и более локальному развитию. Сложена преимущественно липарито-дацитами. Эта толща не может быть отнесена и к варзугской серии, разрез которой начинается с конгломератов и лав пикритового состава. Возможно, происхождение, стратиграфическое и структурное положение андезит-риолит-дацитовой формации связано с рубежом стрельнинского и варзугского отделов.

В западной части Имандра-Варзугского синклинория известен разрез горы Арваренч, который отличается переслаиванием лав, туфов, агломератов от андезитового состава до кварцевых порфиров, смешанных и терригенных пород (Козлов, Латышев, 1974). Он не находит себе прямого аналога в разрезе синклинория, однако его можно сопоставить по основным чертам строения с орогенным или молассовым комплексом. Если учесть фациальную неоднородность таких формаций, то следует в качестве корреляционного признака использовать вулканогенные части разреза, имеющие единый эндогенный источник в масштабе вулканогенной структуры. По этому признаку его можно сопоставить с андезит-дацит-риолитовой толщей верхнесейдореченской подсвиты. Более нижнее положение, например

в основании стрельнинской серии, арваренчский разрез занимать не может, так как в Мончегорском районе установлен непосредственный контакт стрельнинской серии с корой выветривания на гранитоидах фундамента (Загородный и др., 1982). Однако исключить более высокое положение этого разреза в стратиграфической колонке карелид нельзя в связи с недостаточным уровнем изученности кислых вулканитов зоны.

После выделения томингской серии вопрос о положении риолито-дацитовой формации района р. Паны остался дискуссионным. Данные, которыми располагают исследователи, по-видимому, допускают в основном два принципиально разных решения: томингская серия перекрывает толщу кислых вулканитов или подстилает ее. Первое положение в геологическом плане представляетя более обоснованным, хотя петрохимические данные допускают вероятность и второго. Рубеж между варзугской и томингской сериями геологически не менее важен, чем стрельнинский перерыв. Очевидны скачок в эволюции формаций и автономность структурного плана карелид верхнего отдела. Вопрос же о „промежуточном" положении вулканогенных формаций, включающих кислые породы, с учетом риолито-дацитов р. Паны, приобретает характер закономерности. Более высокому их размещению в разрезе противоречит наличие в верхней части томингской серии вулкано-плутонической ассоциации кислых и щелочных пород (Батиева и др., 1983), которая завершает эволюционный ряд формаций.

Сравнительное изучение южнопеченгской и томингской серий обнаружило сходные проблемы, возможное решение которых отражено на рисунках. В качестве краткого комментария надо отметить, что остается дискуссионным вопрос о положении сланцевой толщи „свиты талья" в Южнопеченгской подзоне. По нашим данным, район возвышенности Талья-Тунтури сложен преимущественно вулканитами андезит-дацитового состава, которые обнажаются также восточнее Шуонинского купола, в левобережье р. Печенги и в истоках р. Аннамы. Толща кислых вулканитов в истоках р. Аннамы имеет такие же элементы залегания, как и весь карельский разрез (субмеридиональное простирание с падением на запад), а располагается между толщей „тюльпвыдских амфиболитов" и южнопеченгской серией, которая начинается здесь пачкой базальт-пикритового состава. К северу наблюдается постепенное выклинивание толщи кислых вулканитов, которые, возможно, перекрываются толщами южнопеченгской серии вплоть до залегания последних на амфиболитах свиты пильгуярви. К югу, по мере выклинивания южнопеченгской серии, объем пород андезит-дацитовой формации, по-видимому, залегающих на амфиболитах свиты пильгуярви, увеличивается за счет большой эрозии пород верхнего отдела карелид. Создается впечатление, что указанная андезит-дацитовая формация расположена между печенгской и южнопеченгской сериями в разрезе, т.е. между вторым и третьим этажами карелид, как и риолит-дацитовая формация р. Паны. В верхней части разреза южнопеченгской серии расположена вулкано-плутоническая ассоциация андезито-дацитов и плагиопорфи-

ритов порьиташского комплекса, занимающего такое же положение, что и соустовский комплекс, тем более что вулканогенные их части перекрываются базальтовой формацией.

Вместе с тем этот вопрос остается слабо изученным, и поэтому не менее вероятным представляется допущение о положении „свиты талья" под свитой ахмалахти. И хотя аналогичный разрез не вскрыт кольской сверхглубокой скважиной, ее черты молассового комплекса вполне объясняют исходное положение разреза в краевой части зоны. Формационный анализ печенгского разреза допускает такую трактовку положения „свиты талья", что влечет за собой вывод о „предрифтогенном этапе" развития Печенгской структуры (Кременецкий, Овчинников, 1985).

Поднятые выше вопросы положения тех или иных частей карельского разреза во многом являются проблемными, тем не менее они сыграли решающую роль в существенных изменениях, которые стали возможными в результате целенаправленных работ по структурно-формационному изучению карельских зон. Для Печенгско-Варзугской зоны суть предпринятых изменений сводится к следующему.

Толща кислых вулканитов р. Паны, которая включалась нами ранее в состав томингской серии, развита локально и сохранилась только в ядре Панареченской синклинали (Пушкин и др., 1984; Радченко, 1984). Установлена аналогия разрезов южного Прихибинья, ручья Митриявр и р. Роукса, которые далее прослеживаются через порог Великий в русло р. Варзуга. Только в Прихибинье сохранились и обнажены верхние части разреза томингской серии, включающие пачки кислых щелочных вулканитов (Латышев, 1982, 1983), ассоциация которых с кислыми вулканитами р. Паны не подтвердилась. Возник вопрос о панареченской свите, ее объеме и отнесении к панской серии, в состав которых толща риолито-дацитов ранее (Загородный, Предовский, 1976) не включалась, так как просто не была известна. Положение этой толщи не согласуется с парной ритмичностью подстилающего разреза. Именно поэтому при выделении томингской серии (Загородный и др., 1978) мы искали аналоги кислым вулканитам в западном секторе синклинория. Однако в связи с новыми данными о риолито-дацитовом составе верхней (третьей) вулканогенной толщи сейдореченской свиты (Федотов, 1983) было обращено внимание на связь формаций кислых вулканитов с границами отделов (Радченко, 1984). Имеется указание на стратиграфическое несогласие толщи кислых вулканитов с подстилающими разрезами панареченской свиты (Ремизова, Баржицкая, 1984). В связи с этим внесены изменения в сводную колонку карелид Имандра-Варзугского синклинория, касающиеся состава толщ всех трех отделов, а также их строения (рис. 1). Положение толщ кислых вулканитов приобрело характер закономерности – они завершают разрезы отделов, после чего отмечаются перерывы и несогласия, связанные с перестройкой размера, характера и ориентировки бассейнов седиментации. Внесены существенные изменения в стратиграфическую колонку южнопеченгской серии (рис. 1) в соответствии с вновь полученными данными о ее строении (Кравцов, 1984).

Кейвская зона. В районе Серповидного хребта Больших Кейв известны наиболее полные разрезы верхней части кейвской серии, которые многими геологами рассматриваются как карельские и даже в разрез с требованиями стратиграфического кодекса неудачно названы „умбинской свитой (Белолипецкий и др., 1980), вероятно, для того, чтобы избежать довольно трудоемкой процедуры их корреляции. Вместе с тем в этой работе приведено достаточно детальное описание разрезов с учетом структуры и метаморфизма, что вполне отражает наблюдаемую геологическую ситуацию. Наша трактовка структуры (см. рис. 15) позволяет считать самым молодым членом этого разреза толщу вулканитов основного состава (диабазы, порфириты, мандельштейны), которыми сложена ядерная часть опрокинутой к югу синклинали. Подстилающая толща двуслюдяных сланцев с гранатом и ставролитом прослеживается по простиранию во всех частях структуры и в свою очередь отделена от нижней осадочной толщи подсвитой слоистых плагиопорфиритов, габбродиабазов с линзами туфов основного и ультраосновного состава. В качестве дополнения к характеристике разреза (Белолипецкий и др., 1980) можно отметить маркирующее значение тонкополосчатых яшмовидных кварцито-сланцев, слагающих верхнюю часть нижней осадочной подсвиты, и наличие проблематичных строматолитовых построек в пестроцветных карбонатных породах северного крыла.

Нам представляется, что разрез хр. Серповидного, сопоставляемый с карельским, более отчетливо делится не на три, а на четыре подсвиты, которые можно объединить в две парные свиты с подсвитами осадочного и вулканогенного происхождения, между которыми наблюдаются зоны переслаивания. Нижняя пачка гравелитов и песчаников, обнаженная в северном крыле, имеет эрозионный контакт с песцовотундровской свитой и содержит переотложенные продукты разрушения последней в виде мелкой гальки кварцито-песчаников с хлорит-карбонатным цементом. В связи с этим считаем более целесообразным начинать разрез карельского комплекса с этой базальной терригенной пачки, которая выделена в самостоятельную, но в составе „песцовотундровской серии" (Белолипецкий и др., 1980). Что касается свит, то их лучше не называть вовсе ввиду исчерпанного арсенала местных географических наименований, чем привлекать названия свит из удаленных разрезов, коррелируемых с разрезами хр. Серповидного. Весь карельский разрез этой структуры в ранге серии можно назвать „песцовокейвской" по названию возвышенности, расположенной в северо-западной части структуры.

Вулканогенно-осадочные образования в устье р. Поной отнесены к карельским образованиям А.А. Полкановым в 1936 г. Их стратиграфическая схема разработана усилиями геологов-съемщиков (Синицин, 1967) и в результате тематических исследований (Мирская, 1971). Мы систематизировали имеющиеся данные по стратиграфии этого района с учетом структурных наблюдений и контролем ориентировки подошвы-кровли пластов. В результате получены материалы, которые внесли существенные коррективы в понимание объема и последовательности напластования карельских образований

(Борисов, 1984) и позволяют наметить новую схему их расчленения (рис. 1). В качестве краткого комментария к разрезу надо отметить следующее. Лавы орловской свиты перекрывают эродированную поверхность подстилающих гранитоидов и содержат ксенолиты гранитов в базальной части покровов. Вулканогенные толщи двух нижних свит имеют одинаковое линзовидно-слоистое строение с лавами, туфами, лавобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками, линзами кислых вулканитов. Петрохимическое единство вулканитов этих свит, разделенных конгломератами, не позволяет согласиться с мнением о докарельском возрасте орловской свиты (Ветрин и др., 1977). Начиная с базальных образований евстифеевской свиты в вышележащем разрезе осадочных пород отмечается красноцветность (Мележик, Предовский, 1982; Борисов, 1984). Вулканогенная подсвита представлена дифференцированной серией пород от базальтового до дацитового состава. Имеются признаки коры выветривания и перерыва в основании трехостровской свиты (Борисов, 1984).

Северокарельская зона. Полевыми работами 1983-1985 гг. нами изучены структурные зоны Пана-Куолаярви и Кукас-Ханкусозер прежде всего с точки зрения строения, стратиграфического и формационного расчленения, а также взаимоотношения отдельных крупных подразделений.

Обсуждение строения, объема и последовательности залегания толщ в развитом здесь карельском комплексе удобнее начать с синклинория Пана-Куолаярви, где известны наиболее полные разрезы. По мнению исследователей, заложивших основы современной трактовки геологического строения синклинория (Богданов, Воинов, 1962, 1964; Кратц, 1963, Григорьева, 1966, и др.), наиболее древние карельские образования, относимые сейчас к сумию-сариолию, развиты в районе Панаярви. Строение разреза доятулийских образований этого района соответствует кумсинскому типу сумия-сариолия и выделяется в панаярвинский подтип (Проблемы геологии..., 1972). Его особенностью является наличие элювиальных базальных образований и многократное чередование в разрезе эффузивных, вулканогенно-обломочных и терригенных образований с существенной ролью или даже преобладанием среди эффузивов пород кислого состава. Некоторые разногласия относительно строения самого разреза касаются состава и природы обломочных образований, взаимоотношения кислых и основных вулканитов и возможности расчленения разреза по уровню конгломератов, расположенному в его средней части. От истолкования этих элементов строения в конечном итоге зависит решение важнейшего вопроса стратиграфии региона - об объеме сариолия и соотношении сариолийских и сумийских толщ, который дискутируется с момента выделения П. Эскола (P.Eskola, 1919) „сариолийской фации ятулия". Поэтому здесь уместно привести самое общее описание разрезов с кратким комментарием к ним.

В Финляндии эта часть разреза залегает на гранито-гнейсах с корой выветривания и представлена снизу (Silvennoinen, 1972) гранитоидными брекчиями, переходящими в гранитные конгломераты.

Мощность пачки - до 20 м. Выше залегает толща основных вулканитов с вулканическими брекчиями в нижней части разреза. В верхней части пачки конгломератов и в вулканических брекчиях встречаются бомбы и лапилли кислого состава. Мощность толщи вулканитов оценивается в 500 м. Выше залегают ятулийские осадочные слои.

Разрез района Раакатунтури (Робонен и др., 1979) сложен следующими породами: на гранитоидах залегает базальная толща конгломератов мощностью 20 м. Выше последовательно развиты: горизонт плагиопорфиров - до 20 м, туфоконгломераты - 70-85 м, переслаивание агломератов и гиалокластов - 200-220 м, основные эффузивы - 200 м, туфы кварцевых порфиров - 4 м, эффузивы основного состава - 100 м. Перекрывается ятулийскими кварцитами. Отмечаются единичная галька (или бомбы?) кварцевых порфиров в кровле конгломератовой толщи и покров кварцевых порфиров мощностью до 50 м в толще основных вулканитов на северо-западном склоне Раакатунтури (Богданов, Воинов, 1962).

Разрезы северного берега оз. Панаярви обнаруживают невыдержанное строение по простиранию. Обобщенная характеристика разреза приводилась для южного склона горы Мянтютунтури (Богданов, Воинов, 1962). Разрез начинается с базальных полимиктовых конгломератов, образующих серию линз мощностью до 50 м. Они перекрываются метадиабазами, на которых залегают кератофиры и кварцевые порфиры. Мощность покровов достигает 400 м. Как на кварцевых порфирах, так и на диабазах залегает серия линз полимиктовых конгломератов, прослеженных по простиранию на 7 км, мощностью до 150 м. В линзах выделяется до трех горизонтов конгломератов, каждый из которых начинается крупнообломочными разностями и заканчивается сланцами. Конгломераты и подстилающие их породы залегают согласно.

Последнее утверждение вводит читателя в некоторое смятение. Казалось бы, если конгломераты залегают как на основных вулканитах основания разреза, так и на кислых - в верхней части 400-метровой толщи, то здесь или наблюдается крупное несогласие или конгломераты не являются единым горизонтом. Приведем два сближенных разреза в этом же районе, выполненные 15 лет спустя (Робонен и др., 1979).

Первый разрез, судя по описанию, составлен восточнее руч. Мянтюйоки: плагиограниты, элювиально-делювиальная гранитная брекчия - 20 м, плагиопорфиры, переходящие к востоку в кварцевые порфиры, - 100 м, туфоконгломераты - 40 м, основные эффузивы, агломераты, гиалокласты - 600 м, туфоконгломераты, фациально сменяющиеся к востоку кварцевыми порфирами, - 300 м, основные эффузивы - около 400 м, ятулийские осадки.

В 2 км восточнее этот разрез приводится в следующем виде: граниты, полимиктовые брекчии и аркозы - 100 м, агломераты основного состава - 15-20 м, горизонт плагиопорфиров с линзами туфоконгломератов, выклинивающихся на запад, - 80 м, переслаивание основных эффузивов, агломератов, гиалокластов - 160 м, туфоконгломераты - 40 м, кварцевые порфиры, сменяющиеся к востоку плагиопорфирами, - 100 м.

В районе оз. Ципринга описан следующий разрез (Робонен и др., 1979): на гранитах залегает прерывистый горизонт базальных конгломератов с обломками подстилающих пород – до 12 м, плагиопорфиры с редкими пластами кварцевых порфиров – 700 м. Среди плагиопорфиров встречаются отдельные пачки из трех-четырех потоков метадиабазов и агломератов с общей мощностью основных вулканитов до 150 м.

Специальное изучение вулканогенных толщ (Коросов, 1979) показало, что в разрезе значительное место занимают вулканогенные обломочные образования основного и кислого состава. Последние в более ранних работах (Кратц, 1963; Богданов, Воинов, 1964; Григорьева, 1966) рассматривались как полимиктовые конгломераты. В.И. Коросов убедительно показывает вулканогенную природу этих образований. Отмечая примесь терригенного материала, он вполне обоснованно полагает, что это обстоятельство проливает свет на палеовулканологическую обстановку формирования этих пород и предлагает называть их „туфоконгломератами". Он показал также, что туфоконгломераты переслаиваются с кислыми лавами, фациально их сменяют и не приурочены к определенному стратиграфическому уровню. Противоречие, заключенное в оценке положения „конгломератов" (Богданов, Воинов, 1964), таким образом, реализуется как в иной природе обломочных образований, так и в ином понимании их положения.

Наши наблюдения в районе северного берега оз. Панаярви могут дополнить только некоторые детали строения охарактеризованных выше разрезов. В истоках ручья Мянтюйоки гранитные конгломераты и эрозионная поверхность гранитоидов перекрываются мощной пачкой агломератовых туфов основного состава. Характеризуя строение ожиярвинского горизонта, к которому В.З. Негруца (1984) относит и нижнюю часть разреза оз. Панаярви, он также отмечает, что „толща кислых лав залегает на лавах основного состава с резким, но согласным контактом, а местами с зоной чередования или непосредственно на фундаменте" (с. 66). В целом, как в разрезе кислых, так и основных вулканокластических образований наблюдается общая тенденция к постепенной эволюции размера обломков от глыб и бомб к песчано-алевритовому с севера на юг, т.е. снизу вверх. Состав, строение и взаимоотношение вулканокластических пород, наблюдаемое в полевых условиях, вполне убеждают в справедливости трактовки разрезов, приведенных выше (Робонен и др., 1979; Коросов, 1979). Более того, мы наблюдали в 1 км к северо-востоку от северного берега оз. Ципринга в крупной расчистке, сделанной геологами-съемщиками в последние годы, переслаивание кислых и основных туфов, видимое в пределах обнажения. В более крупном плане такое переслаивание можно наблюдать в районе между восточным берегом оз. Панаярви и оз. Ципринга. Субвулканические тела кварцевых порфиров на южном и восточном берегах оз. Панаярви окружены мощными толщами кислых вулканогенных пород, фациальный профиль которых имеет определенный рисунок. Мы не занимались детальным изучением вулканогенных пород, однако полевые наблюдения склоняют нас к правомерности вывода о фациальной смене вулканитов и синхронности аппаратов, поставляющих вулканический материал основного и кислого состава (Робонен и др., 1979).

Резюмируя вышеизложенное, надо отметить, что в районе от оз. Ципринга до границы с Финляндией между глубоко эродированным фундаментом и ятулийскими кварцитами ниваярвинской свиты наблюдается разрез, в котором тесно ассоциируют генетически разнородные осадочные, вулканогенные, смешанные и субвулканические образования. Они характеризуются большим разнообразием петрографических типов пород, различаются по структурным и текстурным признакам. Несмотря на их тесную ассоциацию в разрезе, переслаивание и фациальное замещение, можно заметить, что в строении разреза ведущую роль играют грубообломочные линзообразные тела терригенных пород и основных вулканогенных, а кислая вулканоплутоническая ассоциация распределена в разрезе неравномерно и как бы расщепляет формацию основных вулканитов. Из сравнения сближенных разрезов можно сделать вывод о резком изменении мощностей отдельных геологических тел, их быстром выклинивании, фациальных замещениях. Такие особенности строения заставляют довольно сдержанно подходить к возможности стратиграфического расчленения разреза, даже не имея ввиду ранг подразделений. Вероятно, при более детальном изучении в разрезе можно обнаружить перерывы, несогласия и коры выветривания, что и сделано в других структурах Карелии на этом уровне. Не удивительно, что их оценка привела к столь разноречивым выводам по расчленению, корреляции, формационной характеристике и палеореконструкциям, одна систематизация которых может составить предмет специального исследования.

Представленная на рис. 1 часть разреза карелид, расположенная выше панаярвинской свиты, изучена нами в Куолаярвинском синклинории от широты урочища Якконен до оз. Панаярви. По нижней части разреза, относимого к ятулию (Проблемы геологии,.., 1972), между геологами достигнуто согласие как по составу и последовательности, так и по объему подразделения, которое известно под названием ниваярвинская свита. В основании ятулия, несогласно перекрывающего панаярвинскую толщу, В.И. Шмыгалев отмечает маломощную базальную пачку грубообломочных пород, включающую конгломераты, гравелиты, кварцито-песчаники (южный берег оз. Панаярви). По-видимому, эта пачка, а также залегающие ниже коры выветривания составляют аналогию маймярвинского горизонта (Соколов, 1984).

Ниваярвинская свита, соответствующая янгозерскому горизонту, состоит из двух осадочных и двух вулканогенных подсвит, обнаруживая довольно резкие контакты между осадочными и вулканогенными членами разреза. Мощность второй вулканогенной пачки уменьшается к югу до полного выклинивания. В осадочных породах отмечаются красноцветные образования.

Выше с резким согласным контактом залегает мощная (до 800 м) толща осадочных красноцветных образований, которая многими геологами выделяется как нижняя подсвита соваярвинской свиты. Согласно схемам А.Д. Дайна, С.М. Никитиной, А.М. Корнюшина и О.Т. Князева, верхней границей соваярвинской свиты является поверхность эрозии с пачкой базальных конгломератов, относящихся к вышележащей куолаярвинской свите. Грубообломочные породы отмечаются также и в разрезе соваярвинской свиты. Надо сказать, что ряд разногласий, относящихся к корреляции типов разрезов, которые расположены в разных частях синклинория, и к составу преимущественно вулканогенных частей разреза, возникли на основе разной интерпретации структуры отдельных районов. Поэтому изучению структурной зональности мы отвели особое место. Суть внесенных нами изменений в стратиграфическую колонку относится главным образом к составу вулканогенной соваярвинской подсвиты и выделению куйвоярвинской свиты. Стратотипическим разрезом верхнесоваярвинской подсвиты можно считать хорошо обнаженные берега системы озер Кясиярви. Нижняя пачка вулканитов обнажена несколько севернее и прослеживается до р. Онтонъёки, где среди лав основного состава обнажается горизонт туфобрекчий, конгломерато-брекчий и ксенокластолав, а выше начинается разрез вулканитов основного состава, включающий тела андезитов. Роль андезитов и дацитов вверх по разрезу возрастает, появляются туфы риолито-дацитовых порфиров, кластолавы и туфобрекчии кислого состава, которые составляют основную массу вулканитов этой части разреза. Кислые вулканокластические образования переслаиваются с телами основных и средных пород.

Выше, на восточном берегу оз. Куйвоярви, обнажается толща полимиктовых конгломератов с хорошо окатанной обломочной частью, включающей валунно-галечный материал как подстилающих кислых вулканитов, так и гранитоидных образований. В толще конгломератов наблюдается грубая слоистость, по которой устанавливается пологоскладчатое строение с размахом крыльев 120-150 м и падением зеркала складчатости на север под углами 15-25°. Мощность толщи конгломератов 50-60 м. Перекрывается она туфами и лавами пикрит-базальтового состава.

Эта толща охарактеризована Л.Я. Харитоновым как „молассовый конгломерат" на основании материалов А.С. Воинова. В более поздних работах (Воинов, Полеховский, 1985) этому уровню отвечает, вероятно, ноукоярвинская свита в составе заонежского горизонта. В схемах А.Д. Дайна и А.М. Корнюшина этот уровень выделяется в качестве пачек – осадочной и вулканогенной, тогда как в работе А.С. Воинова и Ю.С. Полеховского – в составе двух свит: ноукаярвинской осадочной и апаярвинской вулканогенной. По-видимому, последняя схема отражает стремление авторов соизмерить ее с региональной стратиграфической. Но в таком случае предлагаемое расчленение на свиты представляется несколько формальным, так как схема априорно признает региональный характер развития всего набора горизонтов и не содержит корреляционных признаков с названными стратотипами. Номенклатура местных стратиграфических подразделений в связи с попытками упорядочения региональной схемы выглядит противоречиво. В одном и том же разрезе с одинаковой, в общем, последовательностью, воспроизведенной разными авторами (Голубев и др., 1984; Воинов, Полеховский, 1985), демонстрируется разный способ расчленения, вводится масса новых названий. Возможно, такую работу надо проводить, но при этом необходимо стремиться сохранить традиционные названия подразделений, продумав ранг и структуру более дробных подразделений таким образом, чтобы было понятно, о какой части разреза или типе строения идет речь. Сопоставляя вышеупомянутые схемы, можно обнаружить, что название „нилуттиярвинская свита" относится к вулканитам ниваярвинской свиты (т.е. подсвиты), а „нилуттиярвинский" тип разреза относится к соваярвинской свите. Поэтому мы сочли возможным для нашего очерка, не вдаваясь в полемику о целесообразности и путях совершенствования местных стратиграфических подразделений, сохранить традиционно сложившиеся названия свит. Исключение сделано только для куйвоярвинского уровня, как важнейшего перерыва в стратиграфическом разрезе.

Вместе с тем по поводу общей последовательности напластования и характеру строения разреза существенных противоречий нет. Оставляет желать лучшего только характер изученности вулканогенных частей разрезов, которые составляют здесь основную массу пород карельского комплекса. В этой связи уместно отметить, что уровень, начиная с горизонта туфобрекчий и ксенокластолав соваярвинской свиты и вплоть до хосиярвинской свиты, объединен в разрез „вуоснаярвинской свиты" (Голубев и др., 1984). Такое объединение с точки зрения стратиграфического расчленения вызывает вполне обоснованное возражение. Однако оно становится понятным, когда обнаруживается, что все пачки кислых вулканитов, начиная с горизонта туфобрекчий, классифицированы как осадочные породы (граувакки), а кластолавы и агломератовые туфы – как конгломераты. При такой интерпретации вулканогенного разреза не трудно посчитать толщу действительно полимиктовых конгломератов с прекрасно окатанной обломочной частью и терригенным цементом за продолжение разреза и не увидеть перерыва, размыва, несогласия и резкой смены условий литогенеза. Изучение вулканогенного разреза Куолаярви нуждается в специальном исследовании.

В районе Ханкус-Кукасозер после проведения съемочных работ (Неуструев, 1939) были выделены кварциты и карбонатные породы, рассмотренные как аналоги ятулия Южной Карелии. Длительное время оставался дискуссионным вопрос о стратиграфическом положении этих толщ (Демидов, 1960; Кратц, 1963; Богданов, Воинов, 1962), который к настоящему времени решился все же в пользу их карельского возраста (Голубев и др., 1984). Большое значение для понимания объема и установления последовательности напластования карельских толщ в этом районе имеют проблема положения конгломератов в разрезе, выявление структуры района и рассмотрение взаимоотношения карельских и докарельских толщ. Применение

структурного анализа (Московченко, Турченко, 1971) поставило вопрос о границах и объеме карелид, так как было показано, что иренегорская свита отделена от хирвинаволокской фазой складчатости. Однако последовательное построение разреза карелид с учетом складчатого строения выполнено не было, и у геологов сложились по этому вопросу разные мнения.

Полученные нами материалы близки к трактовке разреза, предложенного А.И. Голубевым с соавторами, но все же имеют существенное отличие. Несколько предваряя рассмотрение структуры этого района, надо сказать, что складчатость здесь имеет довольно устойчивое положение главных элементов: шарниры складок разного масштаба полого погружаются в западных румбах так, что зеркало складчатости по одноименным маркирующим горизонтам, отражающее положение геологических тел в пространстве, имеет субмеридиональное простирание и пологое падение на запад. Поэтому как карельские, так и архейские разрезы наращиваются в направлении с востока на запад. Изоклинальные и сжатые складки приводят к эффекту субширотного простирания, наблюдаемого в каждом отдельном обнажении. Возникает желание составить разрез вкрест видимого простирания, т.е. в субмеридиональном направлении. Но таким образом можно получить только часть разреза, соответствующего половине амплитуды складки. Весь разрез можно получить только вкрест простирания общей структуры, т.е. с востока на запад, преодолевая гипноз наблюдаемого в каждом отдельном обнажении впечатления, что двигаешься по простиранию. Хорошая обнаженность позволяет соизмерить размах складчатости с выходами на местности одноименных слоев и уверенно прослеживать последовательность напластования, несмотря на сильно извилистые, „пилообразные" контакты, наблюдаемые в плане при пологом положении шарниров и крутых падениях крыльев. Учет складчатости позволяет и более определенно оценить мощности, которые оказываются почти на порядок ниже, чем кажущиеся. Надо все же отметить, что указанная закономерность характерна для всех частей структуры, но слабее выражена в западном секторе, где шарниры складок приобрели горизонтальное положение под влиянием воздымавшегося Ханкусозерского купола. В этом районе можно наблюдать налегание косослоистых кварцитов на эродированную поверхность кислых вулканитов иринегорской свиты. В основании кварцитовой толщи местами наблюдаются полимиктовые конгломераты. Примыкающие к куполу разрезы обнаруживают опрокинутое залегание по ориентировке косослоистых серий. Северный берег оз. Ханкус представляет фрагмент эродированного чехла кварцитовой толщи, залегающего на кислых вулканитах иренегорской свиты. В плане это клиновидные сочетания биотитовых плагиосланцев в антиклинальных частях опрокинутых и лежачих складок с разделяющими их ядерными частями синклиналей, сложенных слоистыми кварцитами. В западной части Кукасозера можно наблюдать перекрытие кварцитов амфиболитовой толщей. В восточной части оз. Кукас разрез иринегорской свиты существенно изменился. Здесь отмечается крупное переслаивание кислых и средних вулканитов с основными.

Северный берег центральной части оз. Кукас сложен преимущественно андезитами (биотит-амфиболовые плагиосланцы) с эрозионными останцами залегающих на них кварцитов. Кварцитовые пачки подстилаются и перекрываются амфиболитами (метадиабазами). Таким образом, можно заключить, что вниз по разрезу иринегорская свита меняет разрез вулканитов за счет возрастания роли все более основных пород. Под кварцитами обнаружилась толща амфиболитов с согласными элементами залегания. На восточном берегу оз. Кукас обнаруживаются узкие синклинальные складки и приразломные эрозионные останцы кор выветривания на абрадированных пластах иринегорской свиты разного состава, превращенные в гранат-ставролит-содержащие сланцы; линзы граувакк и полимиктовых песчаников, кварцитов и хлорит-карбонатных сланцев. В юго-восточной части озера южный берег сложен пачкой аркозов, розовых доломитов и песчанистых доломитов. Эта пачка прослеживается по южному берегу к району восточных островов, где за счет складчатости приобретает в целом северо-восточное простирание (см. рис. 8). Здесь обнаруживается залегающая ниже базальная пачка карбонат-биотит-амфиболовых сланцев и линзовидно-пятнистых амфиболитов. В линзовидно-слоистом разрезе параамфиболитов встречаются тела карбонатно-терригенных пород и гранат-ставролитовых сланцев с редкими телами полевошпатовых амфиболитов в верхней части. Понятно, что это пачка, эрозионные останцы которой обнажаются на восточном берегу озера. Она перекрывается с несогласием пачкой пестроцветных доломитов и песчаников на северном берегу у подножья высокого полуострова. На терригенно-карбонатной пачке залегает толща полевошпатовых амфиболитов, которые слагают бóльшую часть возвышенности полуострова. Вершина возвышенности бронируется толщей белых и розовых параллельно- и косослоистых кварцитов, полого падающих на запад. На западном склоне на них снова залегает толща амфиболитов, погружающаяся к западу до уровня водной поверхности озера.

Еще западнее, за разломом северо-восточного простирания, весь разрез повторяется, с той лишь разницей, что в базальной пачке параамфиболитов обнаруживается переменное количество галечного материала с контрастным составом цемента и обломочной части. Последняя представлена преимущественно кварцитами и кварцем, тогда как цемент сложен параамфиболитами с карбонатом, гранатом, ставролитом и биотитом. Это и есть конгломераты п-ова Хирвинаволок. Наблюдаемый далее разрез повторяет уже рассмотренную последовательность. Выше толщи кварцитов залегают амфиболиты, верхняя часть разреза которых обнажена в центральной группе островов. Любопытно, что залегающая на них с перерывом толща терригенно-карбонатно-сланцевых красноцветных пород начинается, как и соваярвинская свита, пачкой сульфидно-углеродисто-терригенных сланцев. Надо отметить хорошо выраженную слоистость, ритмичность и красноцветность этой толщи, которая и завершает разрез карелид оз. Кукас.

Таким образом, наиболее полные разрезы карелид в этом районе начинаются с базальной терригенно-парааамфиболитовой пачки, которая развита в центральной части оз. Кукас и на его восточном берегу, где обнаруживаются и ее эрозионные контакты с подстилающим разрезом иринегорской свиты. В последнем случае базальная пачка может и отсутствовать, а разрез начинаться с карбонатно-терригенных слоистых красноцветных образований второй пачки. В западной части структуры разрез начинается с маркирующего уровня кварцитов: параллельно- и косослоистых, серого и розового цвета, выдержанной мощности и одинаково хорошо развитого в разных частях структуры. Выявляется довольно крупное географическое несогласие между эродированной поверхностью иринегорской свиты и карельскими толщами, которые относятся к сариолийскому, ятулийскому и людиковийскому надгоризонтам (Голубев и др., 1984). Учитывая скромные мощности и масштаб развития, мы склонны интерпретировать базальную пачку скорее как аналог маймярвинского горизонта, чем сариолийского надгоризонта.

Закономерности и особенности строения карельских разрезов. Типы разрезов

Анализируя разрезы наиболее крупной и хорошо изученной Печенгско-Варзугской зоны с целью типизации, мы имеем в виду прежде всего вертикальное расчленение, основанное на особенностях и закономерностях строения отдельных элементов разреза, их сочетаний и оценки эволюционных изменений, связанных с крупными стадиями тектонического развития зоны. Все известные карельские разрезы региона являются осадочно-вулканогенными с явно преобладающими по мощности вулканогенными частями. В связи с этим понятно, что заключенная в разрезе информация о геологических условиях развития прогибов и прилегающих территорий имеет двойную природу, выраженную в сочетании двух типов литогенеза. Осадочный литогенез, который всегда следует за режимом прогибания, является процессом стабильным в сравнении с вулканогенным, который скорее зависит от эндогенных условий. А форма проявления, интенсивность и масштаб извержений характеризуют связь эндогенных процессов с условиями прогибания. При этом почти полностью подавляется синхронный осадочный литогенез, так как скорости породообразования последнего несоизмеримо малы в сравнении с вулканогенным. Вместе с тем непрерывность осадочного литогенеза в условиях прогибания обеспечивает появление линз, слоев или пачек осадочных пород, которыми будут отмечены перерывы в извержениях. Очевидно, что анализ соотношения осадочных и вулканогенных частей разреза имеет много аспектов, касающихся возможностей реконструкции геодинамических обстановок формирования прогибов и прилегающих частей земной коры, что будет показано ниже, при обсуждении возможностей формационного анализа. Проанализировать такое соотношение надо прежде всего в Печенгско-Варзугской зоне, где развиты наиболее полные разрезы с установленной вертикальной последовательностью, с тем чтобы иметь уверенность в эволюционном характере изменений типов разреза, характеризующих стадийность развития единой зоны, а не латеральный ряд прогибов, синхронные разрезы которых, возможно, сформировались под влиянием разных тектонических режимов.

Стратотип нижнего отдела карелид развит в восточной части Печенгско-Варзугской зоны и представлен пурначской и стрельнинской сериями. В пурначской серии базальная терригенная толща имеет регрессивно построенный разрез, который начинается осадочными породами, представленными продуктами переотложения кор глубокого химического выветривания, а завершается полимиктовыми конгломератами (Радченко, 1972). Известно несколько таких линз в основании пурначской серии. Их стратиграфическое положение дискуссионно, однако представляется, что приведенная интерпретация наиболее полно объясняет их генетическую связь с осадочными элементами разреза нижнего отдела (Радченко, Борисов, 1978; Загородный и др., 1982). Терригенная толща перекрыта миндалекаменными лавами андезит-базальтового состава с резкими контактами. Вулканогенная часть разреза представляет собой слоистую слабодифференцированную серию базальтов, диабазов, долеритов. Вулканогенный разрез расчленен четырьмя горизонтами осадочных пород, выклинивающимися на восток. Мощность каждого горизонта составляет от 100 до 200 м, а разделяющих их вулканитов – от 150 до 300 м, т.е. соответствует не пачкам, а скорее подсвитам. Границы осадочных толщ и вулканитов резкие, зон переслаивания или постепенного перехода не имеют. Осадочные породы не содержат следов влияния синхронного вулканизма, как и продуктов их переотложения даже в базальных слоях. По составу это преимущественно биотит-полевошпат-кварцевые метапсаммиты. В верхней пачке появляется карбонатный цемент. Текстурные особенности свидетельствуют о мелководных условиях осадконакопления.

Стрельнинская серия трансгрессивно перекрывает пурначскую. В северном крыле осадочные породы кукшинской свиты залегают резко согласно на вулканитах пурначской серии, а с юга – на архейских гнейсах с полимиктовыми конгломератами в основании. Терригенная толща здесь имеет трансгрессивный разрез: конгломераты переслаиваются с аркозами и гравелитами, переходят в слоистую толщу аркозов с карбонатным цементом, которая и составляет основную часть разреза свиты в разных частях зоны. Осадочная подсвита не имеет следов влияния синхронного вулканизма. Она перекрывается с резким контактом вулканогенной толщей слабодифференцированных пород, кайнотипными аналогами которых являются также платобазальты и долериты.

Сейдореченская свита согласно залегает на вулканитах кукшинской с резким контактом и признаками неглубокого выветривания. Осадочная подсвита сложена высокозрелыми осадочными породами – кварцитами, серицитовыми и полевошпатовыми кварцитами. Как и

для кукшинской свиты, хорошо сохранившиеся текстурные особенности указывают на мелководные условия осадконакопления без следов влияния синхронного вулканизма и примеси автохтонного материала. Верхний контакт с вулканогенной подсвитой резкий без зоны переслаивания. Нижняя часть вулканогенного разреза сложена базальтовыми метапорфиритами, которые разделены весьма протяженным маломощным горизонтом туфов и ксенокластолав пикрит-базальтового состава. Под этим горизонтом обнаруживаются линзы вулканомиктовых метапесчаников и гравелитов, указывающие на перерыв в вулканической деятельности перед образованием горизонта вулканокластических пород. Выше залегает мощная вулканогенная толща последовательно дифференцированных пород от базальтов до дацитов, имеющая линзовидно-слоистое строение, в которой не обнаружено ни одной линзы пород осадочного происхождения. В центральной части зоны определилась верхняя часть разреза сейдореченской свиты, сложенная более однородными кислыми вулканитами - липарито-дацитами (Федотов, 1983). Возможно, в ее основании располагаются линзовидные тела конгломератов, известные в районе к югу от Федоровой тундры (Радченко, 1984). В разрезе этой вулканогенной толщи также не известны даже мелкие линзы пород осадочного происхождения.

Варзугская серия залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на стрельнинской (Загородный и др., 1972). В продольном профиле нижнеполисарской подсвиты, открывающей разрез серии, отмечается неоднородное строение, важным элементом которого является выклинивающееся тело эффузивных пикрит-базальтов мощностью 60-70 м в средней части разреза подсвиты (Мележик, Предовский, 1982). В конгломератах пачки А установлены продукты вулканических выбросов в виде базальтовых бомб, а в пачке Г - примесь туфогенного материала. Породы пачки Г перекрыты пикритовыми вулканитами с резким согласным контактом. Вулканическая толща представляет собой переслаивание пикритов и базальтов, образующих горизонты и линзы шаровых лав, лавобрекчий, реже туфов. Прослои осадочных пород не установлены.

В карбонатно-сланцевом разрезе вышележащей нижнеумбинской подсвиты на разных уровнях отмечаются примесь туфогенного материала и влияние подводных поствулканических процессов (Мележик, 1977; Мележик, Предовский, 1982). Верхняя терригенно-туфогенная пачка развита локально и является переходной к вулканогенной толще умбинской свиты. Среди вулканитов выделяются пикритовые, базальт-трахибазальтовые и трахиандезитовые породы, которые образуют последовательно дифференцированный ряд с переходными разностями. В верхней части разреза преобладают туфогенные разности, в нижней - лавовые покровы. Встречаются редкие линзы туфоконгломератов и туффитов.

Панская серия с перерывом и несогласием залегает на вулканитах умбинской свиты. В строении нижнеильмозерской подсвиты отмечается присутствие пирокластики в нижней терригенной пачке, туффитовые слои и цемент в конгломератах. На границе карбонатной

и сланцевой пачек установлено линзообразное тело литокластических туфов базальтового состава (Мележик, Предовский, 1982). Контакт с вышележащей толщей андезито-базальтов представляет собой зону переслаивания тел андезито-базальтов и пачек углеродистых сланцев.

Нижнепанареченская подсвита представлена терригенно-сланцевым разрезом с тонкими прослоями кварцитов, карбонатных пород и примесью вулканогенного материала (Бекасова, Пушкин, 1972; Мележик, 1978). Верхняя подсвита, представленная вулканитами основного состава, имеет условную границу с осадочной в связи с наблюдаемой зоной переслаивания.

Выше расположена толща вулканитов риолито-дацитового состава, залегающая на панареченской свите резко, возможно с перерывом и несогласием. Ее предлагается рассматривать в качестве самостоятельной свиты - самингской (Пушкин и др., 1984).

Разрез томингской серии характеризуется переслаиванием осадочных пород с вулканогенными и возрастанием вверх по разрезу роли вулканитов. Смешение двух типов литогенеза резко возросло и проявляется на разных уровнях: характерны примесь вулканогенного материала в осадочных породах (Козлов, Латышев, 1970), наличие и разнообразие хемогенных пород, туффитов и переслаивание осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных пород на уровне слоев, пачек и толщ (Загородный и др., 1982). Разрезы не выдержаны по простиранию. Исследованиями последних лет условно выделены три типа разреза, представляющих частое переслаивание различных осадочных, хемогенных, смешанных, туфогенных и лавовых образований в разном сочетании. Завершается разрез чередующимися пачками терригенно-осадочных пород и вулканитов с примерно одинаковой суммарной мощностью. По химическому составу среди вулканитов томингской серии различаются разновидности основного состава - метадиабазы, метапорфириты; среднего - андезитовые порфириты, дацитовые и риолитовые порфиры; щелочного - трахитовые порфиры.

Анализ соотношения вулканогенных и осадочных частей разрезов Печенгско-Варзугской зоны был бы неполным, если бы не было возможности проследить наметившуюся закономерность в латеральном направлении, в объеме надежно коррелируемых серий: печенгской - с панско-варзугской, южнопеченгской - с томингской.

Печенгская серия с этой точки зрения охарактеризована специальной работой (Мирская, 1963). Относительно свиты ахмалахти сведения о взаимоотношении подсвит не приводятся. Указывается на значительную мощность терригенной толщи - до 250 м и на залегание алмалахтинских вулканитов как на осадочной подсвите, так и на гнейсовом фундаменте (Загородный и др., 1964). Латеральный разрез первой толщи представляется проблематичным. В последнее время установлено присутствие туфогенного материала в ее верхней части (Мележик, Предовский, 1982).

Породы второй осадочной толщи, вероятно с незначительным перерывом, залегают на эффузивах первой вулканогенной толщи. На границе подсвит внутри второй (куэтсъярвинской) свиты отмечаются туффиты, туфы, переслаивающиеся с осадочными породами, и увели-

чивается роль вулканогенного материала вверх по разрезу. Вулканогенная подсвита разделена на две части горизонтом туфогенно-осадочных пород. Нижняя часть вулканитов – трахибазальтовые порфириты и кварцевые альбитофиры, верхняя – диабазы.

Взаимоотношение осадочной и вулканогенной подсвит третьей (коласйокской) свиты характеризуется зоной переслаивания осадочных и туфогенных пород, переходящих в покровы диабазов. В разрезе вулканогенной толщи отмечаются линзы осадочных образований.

Резкий и согласный контакт наблюдается между третьей и четвертой свитами, тогда как осадочная и вулканогенная толщи свиты пильгуярви имеют зону переслаивания. В разрезе вулканогенной подсвиты многочисленны линзы осадочных и пирокластических пород.

Относительно объема южнопеченгской серии единого мнения пока не достигнуто, хотя общая последовательность выглядит вполне согласованной (Кравцов, 1984; Голубев и др., 1984). Первые две толщи представлены переслаивающимися туфами, туффитами и терригенными алевропелитовыми сланцами, в которых вверх по разрезу появляются и приобретают доминирующее значение диабазы, туфобрекчии, туфоконгломераты с линзами хлорит-карбонатных пород и силицитов. Вышележащий разрез, известный под названием брагинской толщи, сложен часто переслаивающимися вулканогенными, осадочными и смешанными породами. При этом указываются такие сочетания, иногда составляющие пачки: туфы, туффиты и туфобрекчии ультраосновного состава с горизонтами черных сланцев, линзами пикритов и основных эффузивов; грубообломочные туфобрекчии, переходящие по латерали в тонкообломочные туфы ультраосновного состава, туффитовые сланцы в переслаивании с карбонатными породами, содержашими примесь туфогенного материала. Выше залегают пестрые толщи слоистых пород, представленных туфами среднего и кислого состава в переслаивании с туффитами и осадочными терригенными образованиями и линзами карбонатных пород. Терригенно-туфогенная толща переходит в верхнюю диабазовую через зону переслаивания.

Стратиграфические особенности строения верхнего отдела карелид приобретают вполне определенные черты, характерные как для южнопеченгской, так и для томингской серий. К ним надо отнести частое переслаивание осадочных и вулканогенных толщ, не образующих парные свиты ни по мощности, ни по характеру переслаивания. Более того, отдельные части разреза по сути дела имеют характер смешанных по генезису пород, т.е. представляют собой переслаивание осадочных, туффитовых и туфогенных пород. Границы между толщами также являются условными, а сами толщи выделяются по доминирующей в разрезе породной ассоциации. Эта особенность верхнего отдела карелид безусловно резко отличает его от более древних карельских образований, особенно от нижнего отдела. Вместе с тем она является результатом закономерного изменения взаимоотношений осадочных и вулканогенных частей свит, что убедительно демонстрирует приведенный выше анализ разрезов зоны.

Таким образом, общая закономерность строения карельского ком
плекса в Имандра-Варзугском синклинории – наличие трех отделов,
разделенных перерывами и несогласиями, которые отличаются также
характером взаимоотношений стратиграфических элементов осадочно-
го и вулканогенного происхождения. Для верхнего и нижнего отделов
эти взаимоотношения приобрели характер особенностей. Нижний от-
дел объединяет парные свиты с осадочными и вулканогенными под-
свитами, имеющими резкие границы без следов взаимного смешения.
Верхний отдел по принципу парности свит стратифицировать нельзя
ввиду переслаивания осадочных, вулканогенных и смешанных пород
на уровне от слоев до пачек и толщ, соизмеримых с подсвитами,
но включающих пачки пород различного генезиса. Средний отдел в
этом отношении характеризуется промежуточным соотношением
стратиграфических элементов, хотя для него в целом сохраняется
условная двучленность строения свит.

По этой очевидной и наиболее ярко выраженной закономерности можно выделить три типа строения разрезов, присвоив им имена собственные, соответствующие названиям районов стратотипического развития: для нижнего – стрельнинский, для среднего – варзугский, для верхнего – томингский. Естественно, что каждый тип разреза как в Имандра-Варзугском синклинории, так и в других структурах, характеризуется рядом специфических особенностей, относящихся к геохимическим и литологическим параметрам, фациальным и формационным, структурным и метаморфическим категориям. Вместе с тем стратиграфические характеристики отделов в разных зонах, т.е. типы разрезов, латеральные особенности их расположения в региональном плане являются основой всех дальнейших построений. При этом важно проследить, сохраняются ли специфические особенности типов разрезов в разных структурах.

В Печенгском синклинории целиком отсутствует стрельнинский тип разреза. Карельский комплекс представлен варзугским и томингским типами с сохранением всех специфических особенностей строения в такой мере, что в качестве эталона можно было бы предложить соответственно печенгский и южнопеченгский типы.

В Кейвской зоне разрезы хр. Серповидного и Усть-Поной структуры имеют хорошо выраженный стрельнинский тип строения: резкие контакты осадочных и вулканогенных толщ, отсутствие зон перехода путем переслаивания, линз осадочных и смешанных пород в вулканогенных толщах и т.д. На наш взгляд, признаки стрельнинского типа определенно выражены только в верхней части разреза Усть-Понойских образований, начиная с евстифеевской свиты. Однако имеется мнение (Борисов, 1984), что орловская и русингская свиты также устроены по типу стрельнинской серии и формационно едины с последней. Не обсуждая пока формационную принадлежность, обратим внимание на наличие контрастной серии вулканогенных пород нижних свит, присутствие в их разрезе линз осадочных и смешанных пород (туфоконгломератов), значительное количество пирокластических вулканитов, не свойственных типовому разрезу стрельнинской серии. Следовательно, надо признать, что орловско-

русингский разрез не находит аналогии среди типовых разрезов Печенгско-Варзугской зоны.

Вероятно, надо вспомнить разрезы районов г. Арваренч (Козлов, Латышев, 1974) и г. Тальятунтури в западной части Печенгского синклинория, которые мы не рассматривали в качестве типовых ввиду их ограниченного развития и не вполне определенного стратиграфического положения. Между тем в строении всех этих разрезов много общего, а различаются они разным количеством кислых вулканитов в контрастной серии изверженных пород и линз осадочных и смешанных пород. К томингскому типу эти разрезы отнести нельзя - здесь не наблюдается частого переслаивания пород разного генезиса и пестроты состава. Это преимущественно вулканогенные разрезы с большим количеством различных туфов от агломератовых до псамитовых, лав, лавобрекчий, ксенотуфов с линзами туфоконгломератов. Для более полной характеристики такого типа разреза необходим сам разрез, который мог бы служить стратотипическим.

Аналогичное затруднение возникает и при типизации разрезов карелид Северо-Карельской зоны. Оно относится в основном к панаярвинской свите, разрез которой достаточно полно обсуждался выше. Очевидным здесь является такое же положение этого разреза по отношению к типовому стрельнинскому, как и в синклинории Усть-Понойского района. Действительно, расположенная выше кясиярвинская серия безусловно относится к стрельнинскому типу по характеру сочетания вулканогенных и осадочных частей разреза, как и карелиды Кукас-Ханкусозер, за исключением базальной пачки. Сходство это усугубляется однотипностью как общего строения, так и строения его отдельных частей, вплоть до положения маркирующего уровня специфических пород - ксенокластолав и агломератовых туфов в основании вулканогенного разреза сейдореченской и совоярвинской свит, выше которого располагаются мощные однотипно дифференцированные серии вулканогенных пород. Разрез куолаярвинской серии вполне определенно соответствует варзугскому типу. Залегает он, как и последний, на эродированной поверхности пачки кислых вулканитов подстилающих образований. Мощная толща конгломератов, связанная латеральными переходами с другими терригенными фациями, перекрывается пикрит-базальтами и расположенной выше толщей основных вулканитов, как и в типовом разрезе полисарской свиты. Хосиярвинская свита по типу строения и влиянию синхронного вулканизма на осадочный литогенез соответствует разрезу умбинской свиты: характерны примесь туфогенного материала в осадках и зонах переслаивания осадочных пород, туффитов, туфов и лав на границе подсвит (Голубев и др., 1984), в чем мы имели возможность убедиться при полевых наблюдениях.

Из краткого обзора типов разрезов видно, что наиболее широко развит стрельнинский, который отмечается во всех зонах и почти во всех разрезах, кроме Печенгского синклинория. Варзугский тип развит только в двух зонах - Печенгско-Варзугской и Северо-Карельской и отсутствует в Кейвской (возможно, за счет эрозии).

Томингский же тип разреза развит только в Печенгско-Варзугской зоне; как будет показано ниже, есть все основания полагать, что он изначально отсутствовал в остальных.

Остается определить положение панаярвинского типа разреза. В синклинории Пана-Куолаярви он вполне определенно подстилает стрельнинский тип, так же как и в разрезе Усть-Поноя. В Печенгско-Варзугской зоне его положение менее определенно. Сравнение разреза горы Арваренч с разрезами кислых вулканитов указывает на его возможное сопоставление с плохо обнаженной верхней частью разреза стрельнинской серии, т.е. между стрельнинским и варзугским типами разрезов. На Печенге разрез горы Тальятунтури только гипотетически можно сравнивать с пороярвинским типом ввиду недостаточной изученности, а отрывочные сведения о реликтах кислых вулканитов под базальной толщей ахмалахти могут указывать на положение упомянутого разреза под печенгской серией, т.е. под варзугским типом строения.

Чтобы разобраться в самой возможности разного сочетания типов строения разрезов, выделенных по взаимоотношению вулканогенных и осадочных частей, надо привлечь данные по хроностратиграфической корреляции, по структурной, а также латеральной формационной зональности, по соотношению формационной и хроностратиграфической схем корреляции.

Стратиграфические уровни, хроностратиграфическая корреляция. Перерывы и несогласия.

Межведомственное региональное стратиграфическое совещание 1982 г. в Петрозаводске признало возможным в нижнем протерозое (карельский комплекс) выделить стратоны в ранге надгоризонтов (снизу): сумийский, сариолийский, ятулийский, людивиковский, ливвийский и вепсийский, в каждом из которых выделены горизонты, объединяющие по латерали одновозрастные свиты и подсвиты (Стратиграфия..., 1984). Сама возможность выделения горизонтов и надгоризонтов основана на особенностях строения и состава карельского комплекса, позволяющих реконструировать климатические особенности областей питания по составу терригенных ассоциаций и климатические условия бассейнов седиментации по составу хемогенных пород (Мележик, Предовский, 1982). В качестве стратиграфических реперов используются и другие признаки, которые позволяют с той или иной долей достоверности предполагать региональный характер распространения специфических условий литогенеза. Это - наличие водорослевых горизонтов, изменение солености палеобассейнов, выявление площадных кор химического выветривания, тиллитов и тиллоидных отложений (Ахмедов, Негруца, 1985), регионально проявленных несогласий и др.

Казалось бы, построенные на единых принципах схемы корреляции должны быть во многом сходными, однако известно большое число схем, значительно отличающихся по ряду принципиальных положений. Не вдаваясь в анализ причин существующих разногласий и обобщений на компелятивной основе, остановимся на коррелятивных признаках, известных нам по полевым исследованиям.

Ввиду очевидности регионального влияния климата на осадочный литогенез мы, вслед за авторами палеоклиматических реконструкций (Мележик, Предовский, 1982), считаем палеоклиматические рубежи важнейшими хроностратиграфическими уровнями, что и послужило, очевидно, причиной большого сходства предложенных схем корреляций. Наиболее определенно можно указать на следующие рубежи. Отчетливая смена гумидных условий на аридные наблюдается на рубеже сариолийского и раннеятулийского времени (имеется в виду граница полисарско-ахмалахтинской и умбинско-куэтсъярвинской свит). Не менее уверенно определен и рубеж на переходе от ятулийских разрезов с признаками аридности к заонежским, т.е. людиковским образованиям, обладающим признаками гумидности. Конечно, при этом надо иметь в виду, что границы свит не обязательно должны совпадать с климатическими рубежами, скорее, наоборот, такие совпадения должны быть исключениями, так как границы подразделений формируются под влиянием не климатических, а тектонических условий развития региона. Тем не менее в региональном плане вполне определились рубежи двух надгоризонтов. Непосредственно в разрезах влияние климатических факторов выражается в отчетливой красноцветности ятулийских осадочных пород, которая в большинстве разрезов проявлена на двух уровнях. Нижний отличается сочетанием сероцветных и розовых терригенных и карбонатно-терригенных образований, а верхний – отчетливо пестро-красноцветный.

Уровни проявления углеродисто-черносланцевых комплексов различаются в полевых условиях без особенных затруднений и хорошо изучены (Мележик, Предовский, 1984; Голубев и др., 1984). Представляется наиболее определенным состав людиковского надгоризонта, к которому относится вновь выделенная куйвоярвинская и расположенная выше хосиярвинская свиты, а также пильгуярвинская, частично ильмозерская и панареченская свиты (рис. 1). К ливвийскому, или ливвийско-вепсийскому, уровню, следовательно, относятся только разрезы верхнего отдела Печенгско-Варзугской зоны, т.е. томингский тип разреза.

Для определения положения нижней границы ятулийского уровня в конкретных районах прибегнем к комплексу данных, имеюших региональное развитие. Уровень первого появления в осадочных фациях красноцветных образований обусловлен палеоклиматическими факторами. В трех структурах – Куолаярви, Кукасозеро и хр. Серповидного – несколько ниже этого уровня фиксируются перерыв и залегание карельских толш на более древних архейских образованиях. В районе Панаярви отмечаются перерыв, коры выветривания и несогласное перекрытие кварцитами свиты ниваярви комплекса пород

панаярвинской свиты. На Печенге этот уровень попадает в основание свиты куэтсъярви, где отмечается перерыв (Предовский и др., 1974), а в основании умбинской и евстифеевской свит этот уровень выражен только перерывом в вулканической деятельности. Общеизвестно, что в Печенгско-Варзугской зоне перерыв и несогласие, связанные со Стрельнинской фазой складчатости, располагаются ниже. Возможно, этот рубеж отражает регионально проявленное тектоническое событие и также может иметь хроностратиграфическое значение. В таком случае разрез между уровнем регионального несогласия, зафиксированного в наиболее полных разрезах, и уровнем появления красноцветных осадочных фаций надо относить к сариолийскому. Верхняя его граница с ятулием определяется по комплексу признаков, к которым надо относить и палеонтологический, – появление строматолитовых ятулийских доломитов.

С нижней границей сариолия вопрос остается дискуссионным (Проблемы геологии..., 1972; Стратиграфия докембрия..., 1984; Негруца, 1984; Мележик, Предовский, 1982; Голубев и др., 1984, и мн. др.). Во многом дискуссионность вопроса связана с оценкой границы, которая часто обосновывается лишь литологическими или конкретно геологическими критериями в отдельных участках развития разрезов. На наш взгляд, для определения объема сариолия надо привлечь факторы регионального значения и формационной оценки. Надо сказать, что фактически такой подход характерен для геологов Карельского филиала АН СССР (Проблемы геологии..., 1972; Робонен и др., 1979). Для района Панаярви ими установлена смена основных и кислых вулканитов по латерали в разрезе, заключенном между породами фундамента и ятулийскими осадками, на основании чего делается вывод о едином комплексе переслаивания. Указывается также, что „... по составу и фациальным особенностям слагающих его пород, характеру магматизма, типам тектонических структур... комплекс резко отличается от подстилающих и перекрывающих его комплексов и ... соответствует тектоно-магматическому циклу, представляющему образования орогенного этапа развития карельского участка земной коры" (Проблемы геологии ..., 1972, с. 179). Здесь, по сути дела, дана формационная оценка всему разрезу, которая наилучшим образом отражает особенности его строения. Не будем возражать против возможности его стратиграфического расчленения, но отметим, что отдельные его части сходны как по составу, так и по типу строения, причем резко отличающимся от других типовых разрезов карелид.

Если вспомнить проблематичность положения некоторых разрезов Печенгско-Варзугской зоны (районы горы Арваренч, кислые вулканиты верхнесейдореченской подсвиты, горы Тальятунтури), а также строение орловской и русингской свит, то станет понятным, что разрезы кольских карелид имеют на этом уровне аналогичное строение. Кроме того, возникают и однотипные затруднения в стратиграфическом расчленении и оценке перерывов, в трактовке границы сумия-сариолия. Ориентируясь на формационную оценку разрезов, а

ниже мы увидим, что это наиболее оправданный подход, можно границу сумия–сариолия достаточно уверенно провести по перерывам, несогласиям и эрозионным контактам панаярвинского типа с архейскими образованиями или, в наиболее полных разрезах, – по стратиграфическому контакту со стрельнинским типом.

Если в корреляционной схеме разрезов сариолийский уровень расположить на одной линии, то более поздние хроностратиграфические рубежи, определенные по одному разрезу, например Куолаярви, будут соответствовать в общих чертах уровням этих рубежей в других структурах, но не совпадут при этом ни с границами свит и подсвит, ни с перерывами и несогласиями. Чтобы понять, что за этим кроется не просто небрежность в построениях, а вполне отчетливо выраженная закономерность, надо рассмотреть особенности структурного плана карелид и проанализировать строение разрезов на формационном уровне.

Таким образом, можно считать, что вполне обрисовались границы сариолийского надгоризонта. Следы размывов, несогласия и начало ятулийских разрезов означают завершение сариолийского орогенного этапа развития. Нижняя его граница отмечена в регионе в основном перерывами и эрозионными контактами (Печенга, Кейвы, Кукасозеро), а в более полных разрезах Печенгско–Варзугской зоны, Усть–Поноя и Пана–Куолаярви – залеганием на более древних образованиях с резким изменением типа строения и несогласием. Спецификой сариолийских разрезов является линзовидно–слоистое строение с резкими изменениями мощностей и фаций, перерывами и несогласиями, но с однородным составом, сочетающим груботеригенные слои с бимодальной серией вулканитов кислого или среднего и основного состава.

Таким образом, можно предположить, что чисто сумийские разрезы в регионе развиты только в Печенгско–Варзугской зоне и представлены стрельнинским типом. Сариолийский уровень в Куолаярви и районе Кукас–Ханкусозеро, как и в разрезе Серповидного хребта, соответствует перерыву и эрозии, т.е. не имеет разрезов. В Усть–Понойской и Панаярвинской структурах известны наиболее полные разрезы, а в Печенгско–Варзугской зоне изучены верхние их части, которые соответствуют как панаярвинскому типу строения, так и варзугскому, что отражает, по–видимому, их промежуточное положение в наиболее полных разрезах карелид. В ятулийский и людиковский этапы развития Печенгско–Варзугской зоны сформировался варзугский тип разреза, а за ее пределами в ятулии – стрельнинский. Варзугский тип разреза в Куолаярвинском синклинории относится к началу людиковия. Томингский тип разреза характеризует ливвийско–вепсийский надгоризонт Печенгско–Варзугской зоны.

Выполняя корреляцию разрезов, надо учесть перерывы и несогласия, выявленные в разрезах. Оценка перерывов является проблемой многоаспектной и, вероятно, заслуживает специального обсуждения; для наших же целей уместно кратко остановиться на сведениях, проливающих свет на региональный или местный характер перерывов, а также на полноту разрезов, разделенных перерывами.

В оценке предпурначского (предромановского) перерыва большое значение имеет понимание объема карельского и кольско–беломорского комплексов и определение конкретного района с наиболее полными разрезами как архейских, так и нижнепротерозойских образований (Бекасова и др., 1974). Таким районом мы считаем Малые Кейвы, где можно наблюдать взаимоотношение наиболее верхних частей разреза архейского комплекса в составе кейвской серии и песцовотундровской свиты с наиболее древними карельскими образованиями – конгломератами и лавами андезит–базальтового состава (Радченко, 1972). Вопрос об их взаимоотношении не является бесспорным, однако надо считать установленным фактом, что плечи восточной части Имандра–Варзугского грабена сложены песчано–гравийными кварцитовыми толщами песцовотундровской свиты, имеющей черты эоловой формации. В пределах же грабена располагаются древнейшие карельские формации. Реальный перерыв можно оценить периодом становления двух интрузивных формаций – габбро–лабрадоритовой и субщелочных гранитов, становление которых можно связывать с началом самых ранних карельских движений. Большая часть территории региона, начиная с сумийских событий, служила областью питания и эрозии. Может быть, именно поэтому сариолийские разрезы за пределами Имандра–Варзугского и Кейвского синклинориев залегают на глубоко эродированном архейском основании.

Несогласие, связанное с миграционным залеганием стрельнинской серии, носит локальный характер и связано с расширением бассейна седиментации в ранний период прогибания. Региональный характер приобретает, казалось бы, предполисарско–предахмалахтинский перерыв, связанный со стрельнинской фазой складчатости (Радченко, 1972; Загородный и др., 1974). Так мы его и оценивали, но появились новые данные, которые в совокупности допускают иное понимание перерыва. Длительность его можно определить только в наиболее полных разрезах Имандра–Варзугского синклинория, хотя объем сформировавшихся после перерыва сариолийских толщ в других структурах, а также указания на наличие перерывов и несогласий внутри орогенного комплекса (Негруца, 1984; Полеховский, 1985; Мирская, 1971) тоже необходимо учитывать. Однако в наиболее полном разрезе остался недостаточно изученным состав подстилающих полисарскую свиту образований; это позволяет предположить, что они коррелируются с таковыми панаярвинского типа разреза горы Арваренч. В таком случае не меньшее значение может получить другой перерыв, отделяющий начало разреза панаярвинского типа в верхней части сейдореченской свиты. Если анализировать латеральный ряд сариолийских разрезов и их полноту в разных структурах, то нетрудно убедиться, что начало прогибания для сариолийских структур было несинхронным. Как известно, несогласия более резко проявлены на склонах поднятий, чем в прогибах. Поэтому, может быть, уместно говорить о целом этапе, имеющем региональное значение, для которого были характерны сближенные перерывы, несогласия, формировались специфические

формации. Подтверждением нерегионального характера предполисарского перерыва является перерыв, предшествующий куйвоярвинской свите в синклинории Куолаярви, также разделяющий два типа разреза – стрельнинский и варзугский. Строение разрезов, разделенных этим перерывом, настолько сходно с такими же разрезами в Иандра–Варзугском синклинории, разделенными предполисарским перерывом, что не остается сомнений в стадийном характере этих перерывов, а не хроностратиграфическом. Настоящее региональное значение в этом уровне может иметь неоднородно выраженный предъятулийский перерыв, который знаменует не просто резкую смену формаций, но и повсеместное изменение тектонического режима.

Стадийный характер перерыва между совоярвинской и куйвоярвинской свитами очевиден в простом сравнении с их одновозрастными аналогами в Печенгско–Варзугской зоне (рис. 1). На его уровне не только отсутствуют перерывы, но не наблюдаются даже совпадения границ осадочных и вулканогенных подсвит. Такое же местное, или стадийное, значение имеет ряд других, хорошо проявленных перерывов в основании ряда осадочных подсвит. Нам трудно оценить перерыв, сопоставляемый условно с границей среднего и верхнего отдела карелид ввиду того, что верхние части разреза карельского комплекса находятся в пределах одной зоны. Однако отсутствие в других зонах даже корневых частей специфических интрузивных формаций, характерных для верхнего отдела, указывает на стадийный характер и этого перерыва.

Таким образом, из всего множества известных в карельском комплексе перерывов и несогласий только два можно рассматривать как регионально и синхронно проявленные. Один из них – предпурначский в основании карельского комплекса, другой – предъятулийский. Благодаря последнему определенное хроностратиграфическое значение приобрел сариолийский уровень, который отражает условия сочетания литогенеза вулканогенных прогибов с расчлененным рельефом и образованием вулканогенных моласс. Остальные перерывы, отмеченные на границах типов разрезов, свит и подсвит, имеют локальное развитие и связаны с тектонической цикличностью конкретного прогиба, но не с региональной цикличностью карельской системы.

Вероятно, многие положения приведенной оценки выходят за рамки стратиграфических построений, поэтому ниже мы будем возвращаться к этому вопросу при анализе конкретных материалов, имеющих отношение к перерывам и несогласиям.

СТРУКТУРЫ КАРЕЛИД И СТРУКТУРНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Карельский осадочно–вулканогенный комплекс, развитый в упоминавшихся выше тектонических зонах региона, неоднократно и неоднородно деформирован; конкретные структурные элементы имеют

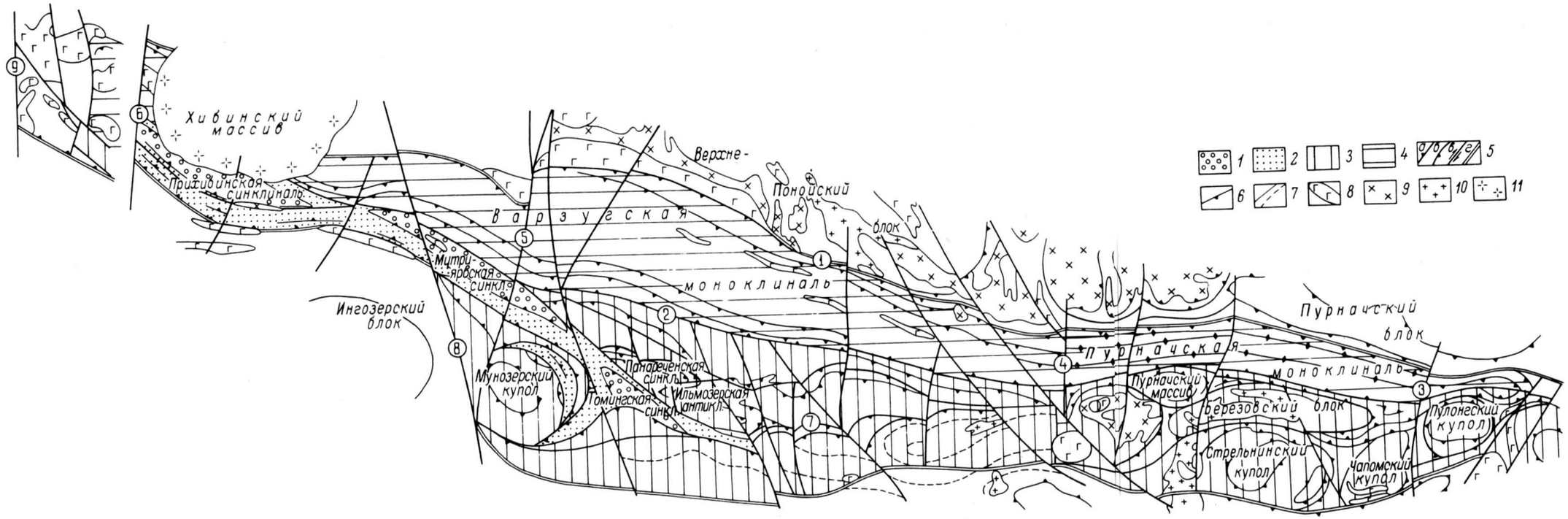


Рис. 2. Схема структурного районирования Имандра–Варзугского синклинория.

Прихибинско–Томингская подзона наложенных складок: 1 – ядерные части синклиналей; 2 – крылья складок и их моноклинальные фрагменты; 3 – Варзугско–Чапомская подзона отраженных складчатых структур карелид с блоково–глыбовым строением фундамента; 4 – Пурначско–Варзугская подзона моноклинального строения с фрагментами центриклинальных замыканий на фланговых участках; 5 – главные разрывные нарушения (а – сбросы, взбросы и наклоны плоскостей сместителей, б – взбросо–надвиги и надвиги, в – сдвиги, г – границы зоны, совпадающие с краевыми разломами); 6 – положение геологических границ по маркирующим уровням; 7 – геологические границы; 8 – разновозрастные массивы и тела основных и ультраосновных пород; 9 – массивы щелочных гранитов; 10 – разновозрастные гранитоиды; 11 – массивы нефелиновых щелочных сиенитов.

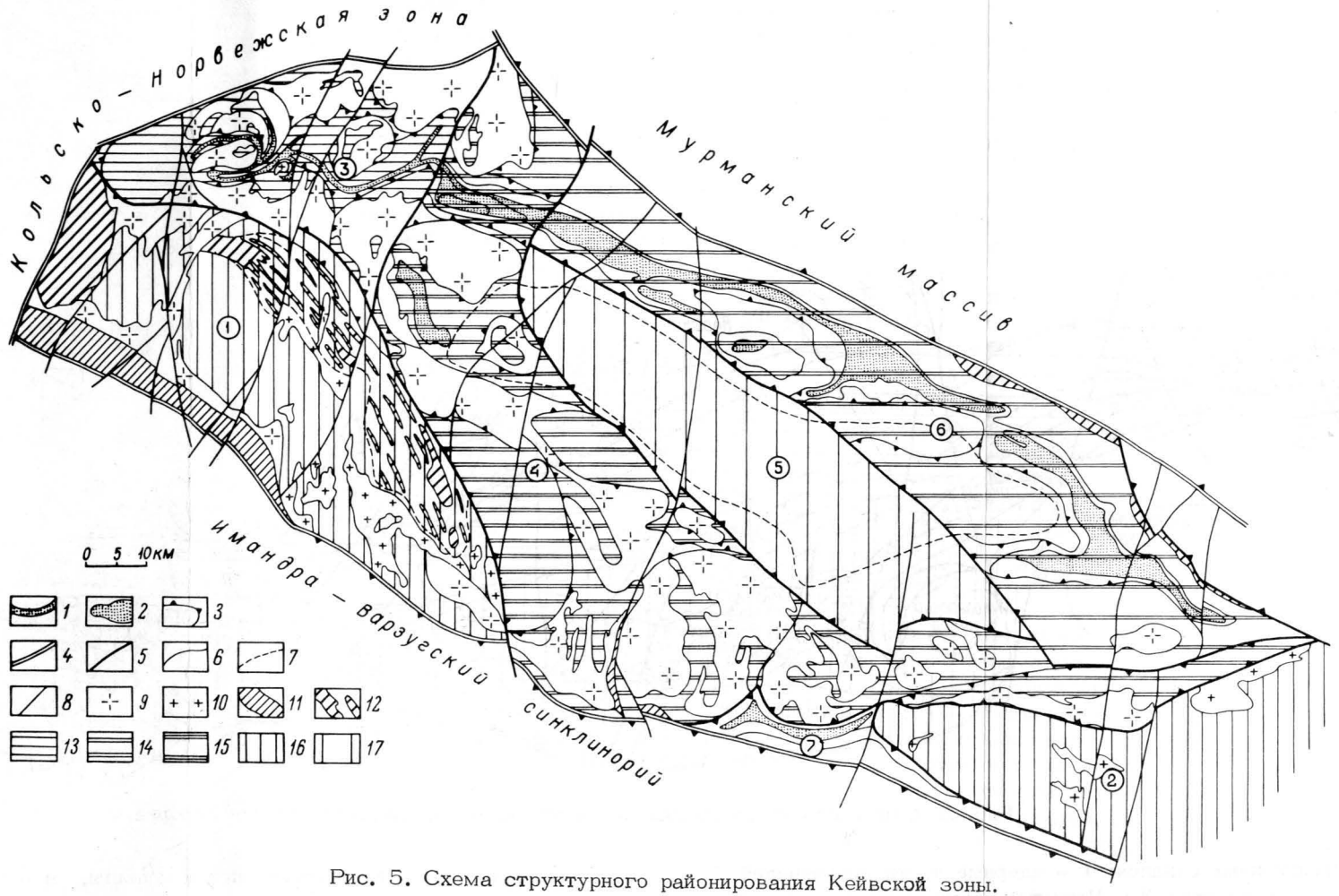


Рис. 5. Схема структурного районирования Кейвской зоны.

Структуры и их элементы: 1 – оси линейных прямых, сжатых и опрокинутых синклинальных складок; 2 – ядерные части линейных и брахиформных синклинальных складок по маркирующим горизонтам и уровням; 3 – краевые части купольно-блоковых структур. Границы: 4 – тектонических зон, 5 – структурных зон, 6 – геологические, 7 – зон развития базит-гапербазитовых даек; 8 – разломы. Интрузивные образования: 9 – щелочные граниты; 10 – гранитоидные массивы; 11 – базит-гипербазиты; 12 – массивные тела и дайки габбро-лабрадоритов. Структуры: 13 – складчатые отраженного типа, 14 – купольно-блоковые с брахиформным межблоковым пространством, 15 – складчатые, сочетающие деформации сжатия и отраженного типа, 16 – жесткие блоки, 17 – блок слабодифференцированных структур. Структурные зоны (цифры в кружках): 1 – Верхнепонойский блок, 2 – Пурначский блок, 3 – Западнокейвская зона, 4 – Понойская зона, 5 – Центральнокейвский блок, 6 – синклинорная зона Больших Кейв, 7 – Малокейвская зона чешуйчато-блокового строения.

разные размеры и генезис, а определенное их сочетание образует латеральную структурную зональность. Для каждой крупной, локально развитой части карельского комплекса нами составлены структурные схемы. В отличие от тектонических они основаны только на учете морфологических особенностей геологических тел и не несут историко-геологической нагрузки. Однако наиболее важные, а порой и просто очевидные аспекты геологической истории отдельных элементов можно получить путем их анализа.

Конкретные структуры карельских зон

Понятие „тектоническая зона" охватывает весь комплекс пород от фундамента до самых молодых образований, складчатостью которых завершилось развитие зоны. Действительно, формирование карельского осадочно-вулканогенного комплекса связано с геолого-тектоническими процессами, совокупность которых объединяется понятием „тектонический режим". При этом образуется не только новый комплекс, но претерпевают перестройку более древние, и неоднократно, вплоть до завершающей карельской складчатости. Таким образом, архейские комплексы становятся элементами карельских тектонических зон (по ведущему стилю строения) независимо от того, перекрыты ли они в данный момент карельским комплексом или выведены на дневную поверхность в результате его эрозии. Возможна конечно и карельская перестройка фундамента без формирования на нем карельского комплекса. Распознание таких структур представляет определенные трудности, как и участков зон, лишенных карельского „чехла" в результате эрозии. Поэтому ниже речь пойдет преимущественно о тектонических зонах, возраст которых определенно является карельским в связи с тем, что они имеют ясные тектонические границы, контролирующие размещение карельских осадочно-вулканогенных и интрузивных формаций.

Крупнейшей такой зоной является Печенгско-Варзугская, состоящая из двух крупных синклинориев и разделяющего их поперечного антиклинорного поднятия с реликтами карельских вулканогенных покровов и телами вскрытых эрозией интрузивных формаций.

В строении Имандра-Варзугского синклинория выделяются три крупные структурные подзоны: Прихибинско-Томингская подзона наложенных складок, Чапомско-Варзугская подзона отраженных складчатых структур карелид с блоково-глыбовым строением фундамента и Пурначско-Варзугская подзона моноклинального строения с фрагментами центриклинальных замыканий на фланговых участках. Более детальная информация о структуре синклинория отражена на рис. 2 (см. вклейку). Надо обратить внимание на наличие крупных сбросо-сдвиговых нарушений и связанных с ними надвиговых структур, осложнивших строение карелид и прилегающих к фронтальным частям надвигов.

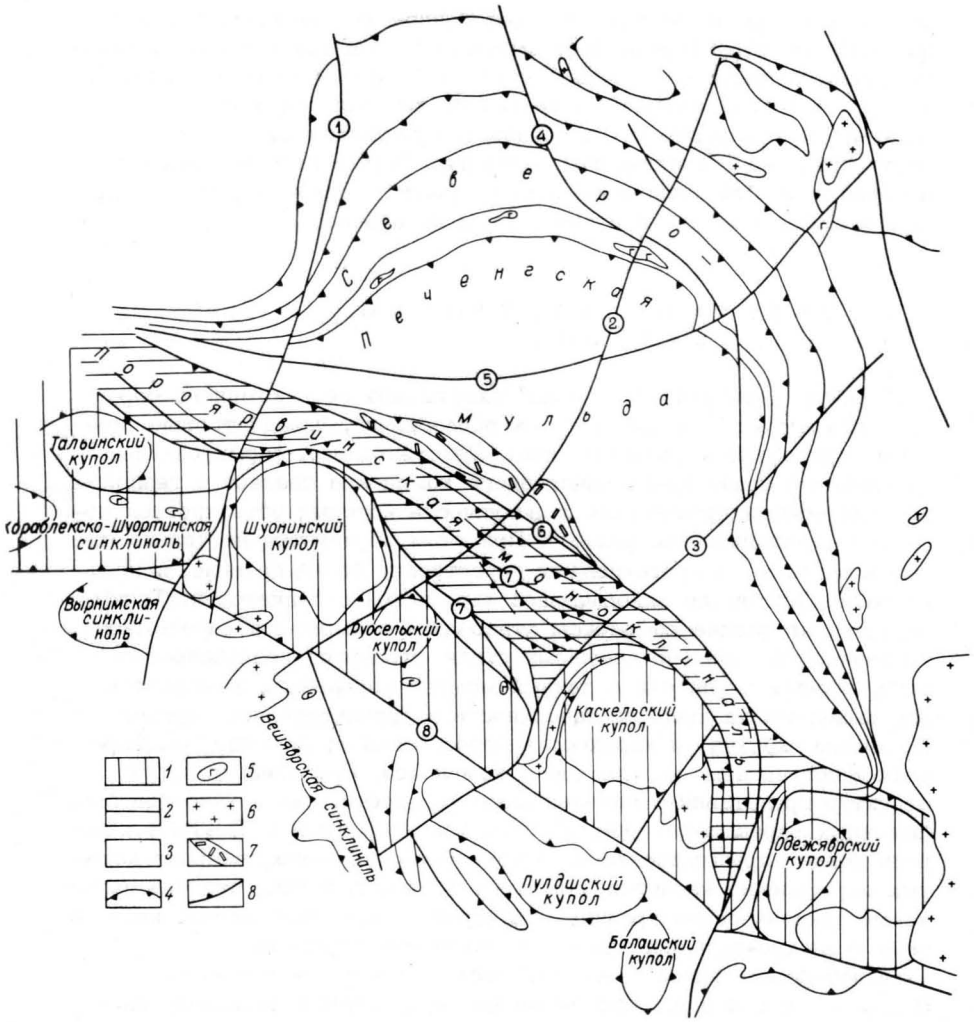


Рис. 3. Схема структурного районирования Печенгского синклинория.

1 – подзона отраженных складчатых структур карелид с купольно-блоковым строением фундамента; 2 – подзона моноклинального строения; 3 – подзона глыбово-блокового строения фундамента с брахиформным характером карельских структур; 4 – положение геологических границ и маркирующих уровней. Разновозрастные тела и массивы: 5 – базит-гипербазитов, 6 – гранитоидов, 7 – порфиритов порьиташского комплекса; 8 – главные разломы и положение плоскостей сместителей. Разломы (цифры в кружках): 1 – Куэтсъярвинский, 2 – Западножданновский, 3 – Ламмасский, 4 – Киерджипорский, 5 – Луотнинский, 6 – Порьиташский, 7 – система Кассэйокского надвига, 8 – Руосельский.

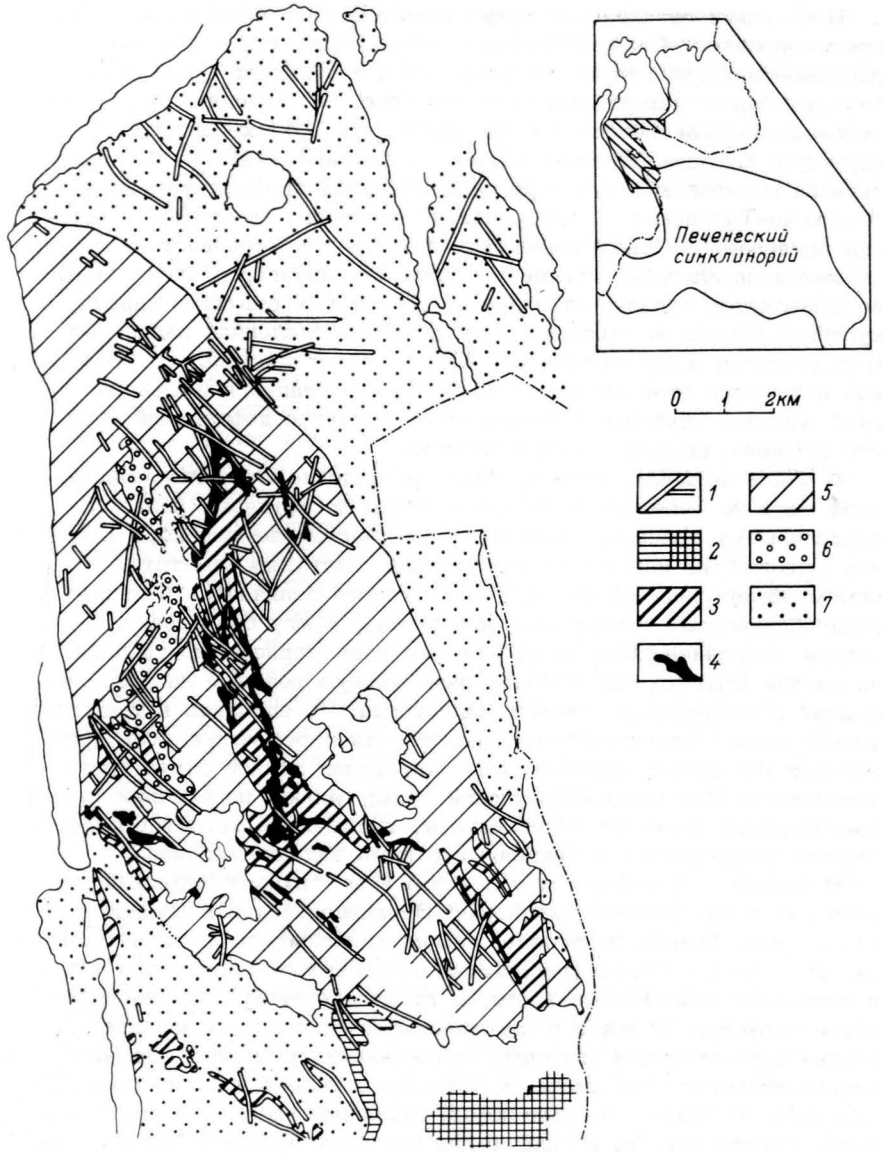


Рис. 4. Дайковое поле района Зюдварангер (по J. Bugge, 1960).

1 – дайки диабазов; 2 – конгломераты и лавы печенгской формации; 3 – вулканиты дацитового и андезитового состава; 4 – железистые кварциты; 5 – гнейсы формации Бьерневаны; 6 – конгломераты формации Бьерневаны; 7 – гранито-гнейсы. На врезке – положение района относительно Печенгского синклинория.

Печенгский синклинорий также имеет хорошо выраженные структурные подзоны. Северопеченгская мульда расположена в подзоне глыбово-блоковой структуры фундамента и обладает моноклинально-брахиформным характером строения (рис. 3). Прилегающее с северо-запада дайковое поле Зюдварангер (рис. 4) характеризует структуру фундамента этой подзоны и геодинамическую обстановку периода становления супракрустальных вулканогенных формаций. Нясюкско-Титовская зона развития дайкового комплекса карелид прилегает к Северопеченгской подзоне с северо-востока и расположена параллельно дайковому полю Зюдварангер. С юга отчетливо выделяется подзона отраженных складчатых структур карелид с купольно-блоковым строением фундамента, отделенная надвигами от Порьиташской подзоны моноклинального строения (рис. 3). Буферное положение этой подзоны между фронтом надвига и Северопеченгской мульдой обусловило напряженный характер деформаций и сложное строение верхнего отдела карелид.

В более крупном плане очевидно разделение Печенгско-Варзугской зоны на северную и южную подзоны по крупному разлому, разделившему архейский фундамент на участки земной коры с разной реакцией на карельские деформации. Нетрудно заметить, что в самом общем виде южная часть фундамента отличалась большей раздробленностью, испытывая затухающую к югу блокировку, а северная сохранила способность к более равномерному прогибанию на ранних стадиях, как и более равномерную реакцию на условия сжатия в последующие фазы складчатости. Не вдаваясь в тектонический анализ структурного плана, отметим: решающую роль продольных срединных разломов в формировании ранней структурной зональности Печенгско-Варзугской зоны; раннюю поперечную северо-восточную блокировку на секторы; наложенный характер сбросо-сдвиговых нарушений и связанных с ними надвиговых зон.

В состав К е й в с к о й з о н ы входят Кейвский синклинорий и два блок-антиклинория: Верхнепонойский и Пурначский (Харитонов, 1966). В пределах самого синклинория можно выделить ряд структурных подзон (рис. 5, см. вкл.), которые различаются типом и интенсивностью складчатости, а также степенью дифференцированности структур. В связи с намеченной структурной зональностью вполне закономерным выглядит положение интрузивных формаций раннекарельского возраста, к которым определенно относятся расслоенные массивы основных пород, щелочные граниты и граносиениты. Действительно, в складчатых подзонах западной части Кейвского синклинория значительное место занимают массивы щелочных гранитов, основная масса которых более или менее равномерно рассредоточена в их пределах. Не является ли этот факт достаточным доказательством карельского возраста структурной зональности Кейвской зоны? Дайковое поле преимущественно карельских базитов расположено в центральном блоке слабодифференцированных структур. Само положение даек соответствует главным направлениям карельских разрывных структур, совпадающим и с ограничениями Верхнепонойского и Пурначского блоков, продолжения которых пересекаются в грабене восточной части Печенгско-Варзугской зоны. Следует, конечно, отметить, что карельские интрузии занимают краевое положение по отношению к блокам, одевая их как бы в „рубашку" интрузивных масс. Такое же положение занимают массивы и дайковые поля архейских интрузий габбро-лабрадоритовой формации. Ввиду жесткости и однородности блоков, можно ожидать, что в них сохранились структуры, связанные с внедрением и становлением интрузивных формаций.

Для Верхнепонойского блока важнейшим элементом строения фундамента является пластовая отдельность. Наблюдения показывают, что он связан с сопредельными зонами единой системой структур пластовой отдельности, которая оказалась в его пределах наиболее глубоко эродированной – до зоны перехода в пологую кристаллизационную сланцеватость (Радченко, Радченко, 1984). Это означает, что поднятие блока, как и деформация структур пластовой отдельности в прилегающих подзонах, произошли позднее, после формирования отдельности. Другими словами, система структур пластовой отдельности возникла на однородном участке земной коры, еще не блокированном на структурные подзоны.

Сопряженность крутопадающих дайкообразных тел габбро-лабрадоритовой формации и пологой пластовой отдельности рамы, переходящей в кристаллизационную сланцеватость, указывает на их причинно-следственную связь. В условиях радиального раздавливания верхних слоев земной коры в западной части Кейвской зоны возникла система пологих трещин отдельности, переходящая с глубиной в кристаллизационную сланцеватость. В наиболее приподнятом участке возникла система крутопадающих трещин растяжения, связанная единым полем напряжения со структурами радиального расплющивания. Она и послужила каналами для внедрения магм. В современном эрозионном срезе кристаллизационная сланцеватость и связанная с ней система трещин растяжения контролируют дайковое поле габбро-анортозитов, а пластовые массивы этой формации располагаются в плоскостях отдельности более высоких горизонтов, для которых кристаллизационная сланцеватость не характерна.

Аналогичное положение занимают тела габбро-лабрадоритовой формации в восточной части зоны, в среднем течении р. Ачи. В гранито-гнейсовом фундаменте наблюдается широкая зона (около 1.8 км), представленная системой рвущих друг друга даек габбро-лабрадоритового состава с крупными клиньями – ксенолитами фундамента, зажатыми между группами секущих даек. Пластовые тела анортозитов занимают межформационное положение, располагаясь на контакте гнейсов лебяжинской серии и неоднородно эродированного раннеархейского фундамента. Таким образом, интрузивные тела габбро-лабрадоритовой формации прорывают лебяжинскую серию кислых вулканитов. Возникает вопрос: с чем же связаны условия генерации основной магмы, если на лебяжинской серии залегают только формации высокозрелых осадочных пород протоплатформенного чехла? Этот период для генерации магм основных пород был самым неподходящим. Как структурное положение, так и конкретные наблю-

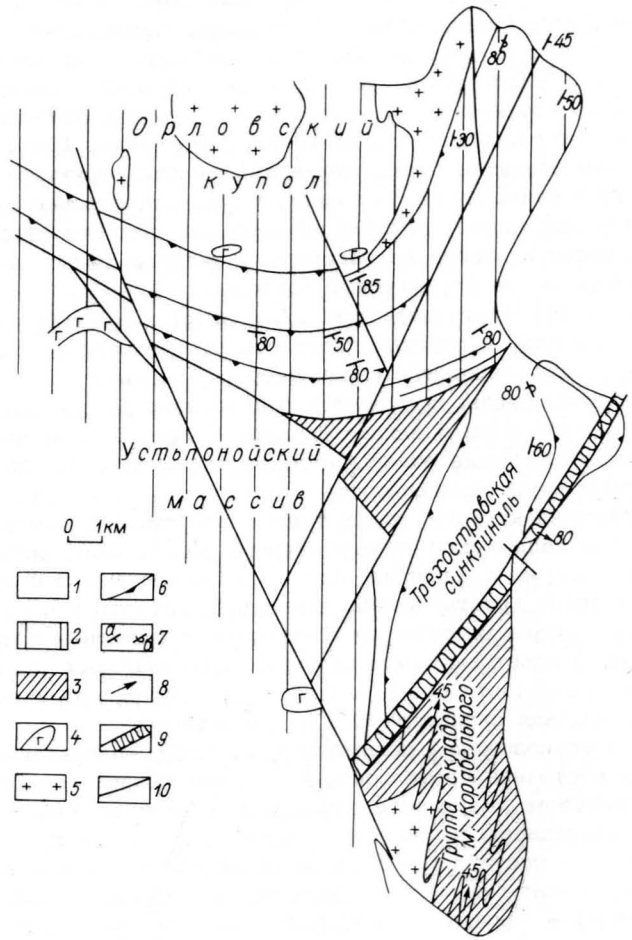


Рис. 6. Схема структурного районирования Усть-Понойского синклинория.

1 – подзона синклинального строения; 2 – купольные структуры и блоки архейского фундамента с фрагментами карельских разрезов;

дения структуры интрузивных тел габбро-лабрадоритовой формации указывают на причинно-следственную связь предкарельского сводообразования с характерным радиальным раздавливанием сводовых частей коры и генерацией первых основных магм, которые приобрели характер магматического репера геодинамического режима сводообразования.

Складчатый рисунок пластовой отдельности пород рамы, вмещающей массивы щелочных гранитов, является следствием деформации ранних пологих структур расплющивания. Близкое их положение к контурам интрузивных границ указывает на проявление складчатости после их внедрения. Об этом же свидетельствуют и структурные элементы в краевых частях куполов, сложенных щелочными гранитами (Радченко, Радченко, 1984). Это положение хорошо согласуется с выводами геологов о раннекарельском возрасте щелочных гранитов (Батиева, 1976; Батиева, Ветрин, 1978), соответствующем стрельнинской фазе складчатости. С ее проявлением Кейвская зона распалась на структурные подзоны и определились границы самой зоны.

Комментируя структурную зональность, следует остановиться еще на ряде важных аспектов. В Западнокейвской подзоне конфигурация синклинальных складок, простирание, протяженность, ундуляция и виргация целиком зависят от размеров, формы и взаимного расположения купольно-блоковых структур. Эти структуры сложены породами архейского комплекса с большой массой щелочных гранитов. Ядерные части синклинальных складок, выполненные сланцевыми толщами кейвской серии, образуют в плане средние линии между краевыми частями тел щелочных гранитов. Уже одно это обстоятельство заставляет предположить пластовую форму последних и их внедрение до начала формирования складок отраженного типа.

Наиболее складчатые подзоны Кейвского блока примыкают внешней частью к жестким однородным блокам фундамента, образуя достаточно широкий овал, внутри которого расположена Центрально-кейвская подзона слабодифференцированных структур. В пределах складчатого овала сконцентрирована основная масса пластовых тел щелочных гранитов и развиты пликативные структуры, что само по себе наводит на мысль о ведущей роли радиальных движений фундамента при формировании структурной зональности. Довольно выдержанная ширина овала указывает, очевидно, на конкретную возможность передачи тектонических напряжений на расстояние, за которым остался „островок" слабодифференцированных структур – Центрально-кейвская подзона.

Рис. 6 (продолжение).

3 – участки межкупольной и приразломной складчатости и бластеза; 4 – тела основных пород; 5 – гранитоиды; 6 – положение маркирующих уровней карельских разрезов; 7 – элементы залегания геологических границ (а – нормальное, б – опрокинутое); 8 – погружение шарниров складок; 9 – зона Трехостровского взброса-надвига; 10 – главные разломы.

Усть-Понойский синклинорий представлен фрагментами купольных структур с эрозионными останцами карельских разрезов и ядерной частью Трехостровской синклинали (рис. 6). Группа складок мыса Корабельного указывает на наличие структурной зональности, в формировании которой имели место не только радиальные, но и тангенциальные движения.

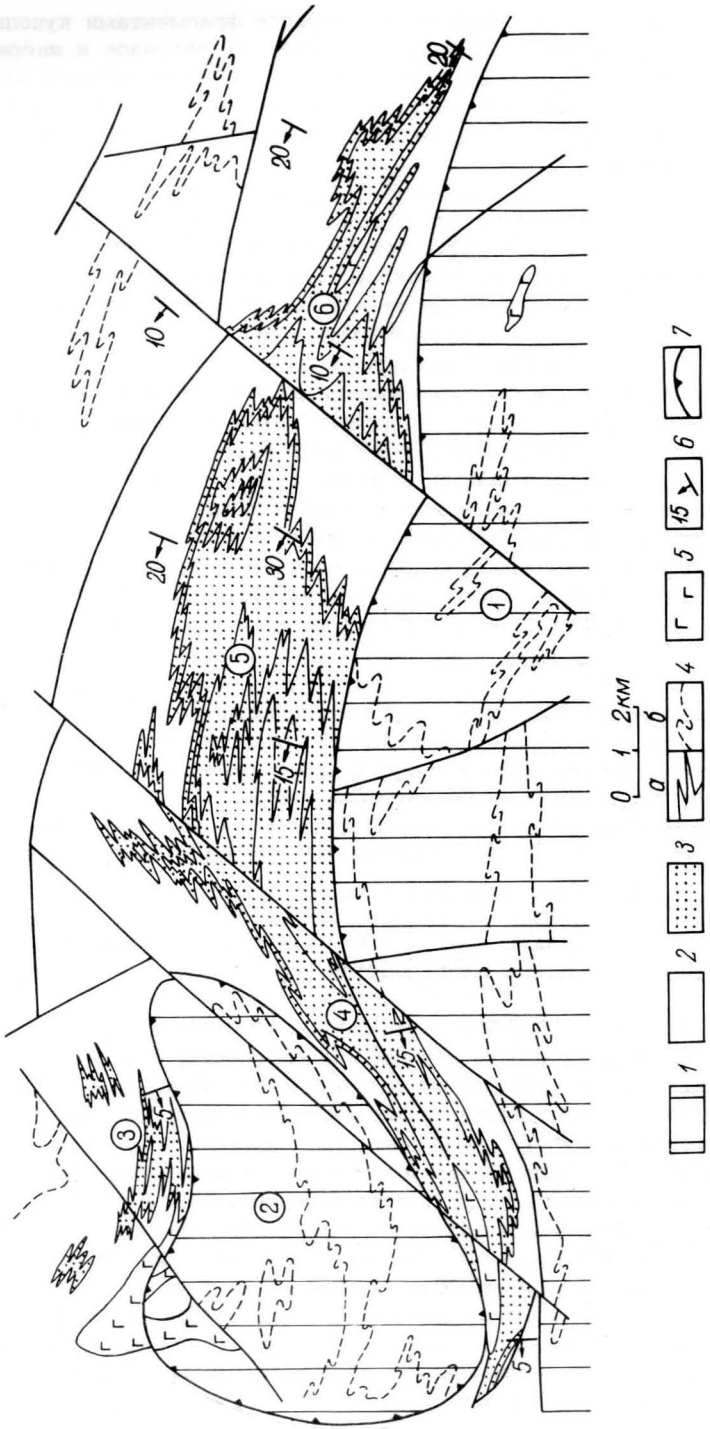
В строении Северо-Карельской зоны также можно различить ряд участков с автономным структурным планом (рис. 7). Определенно выделяются Куолаярвинская мульда, Совоярвинская подзона купольно-блоковых структур с отраженным типом складчатости в карельском комплексе, подзона Панаярви-Кукасозеро, сочетающая деформации сжатия и отраженного типа, а также блоки слабодифференцированных структур.

Купольно-блоковое строение характеризует северную подзону. При этом отмечается затухание степени дифференцированности блоков по направлению к Беломорской системе, по условной линии которого и проводится северная граница зоны, соответствующая также граничной линии развития основной массы интрузивных формаций карельских базит-гипербазитов. На схеме показано продолжение Совоярвинской структурной подзоны на запад, в район Рукатундури. Однако складчатый рисунок этого района (Silvennoinen, 1972) в общих чертах больше напоминает план строения подзоны Панаярви-Кукасозеро, а в северофинляндской ветви карелид подзона купольно-блоковых структур занимает северную часть пояса, примыкающую к Беломорской системе. Вместе с тем не исключается трактовка и отраженного типа складчатости района Рукатундури, если учесть тенденцию к погружению структур фундамента в юго-западном направлении, под чехол ятулийских образований.

Панаярви-Кукасозерская группа складок не образует явно выраженного структурного шва, а как бы распадается на две ветви,

Рис. 7. Схема структурного районирования Северо-Карельской зоны (Пана-Куолаярви, Кукас-Ханкусозеро).

Структуры: 1 – мульдообразные; 2 – купольно-блоковые с отраженным типом складчатости в карельском комплексе; 3 – складчатые, сочетающие деформации сжатия и отраженного типа; 4 – блоки слабодифференцированных структур; 5 – краевые части купольно-блоковых структур. Структурные ярусы: 6 – сариолийский (сумийско-сариолийский – вулканогенная моласса); 7 – ятулийский (аллохтонные терригенно-карбонатные и толеит-базальтовые формации); 8 – заонежский (пикрит-базальтовые и автохтонные терригенно-карбонатные формации). Границы: 9 – карельских формаций по маркирующим горизонтам и уровням; 10 – тектонических зон; 11 – структурных зон; 12 разломы. Интрузивные тела: 13 – гранитоидов, 14 – базит-гипербазитов. Структурные зоны (цифры в кружках): 1 – Куолаярви, 2 – Совоярви, 3 – Панаярви-Кукасозеро, 4 – Пяозерская, 5 – Тикшозерская.



примыкающие с юга к Пяозерскому и Тикшозерскому блокам, фронтальные части которых надвинуты на северную подзону. В краевых частях этих блоков располагаются крупные расслоенные массивы основных пород, которые образуют субширотную полосу, приобретающую за границей северо-восточное простирание.

В районе Кукас-Ханкусозер можно наблюдать сочетание структур отраженного типа и сжатия (рис. 8). Кукасозерская синклиналь сформировалась под влиянием Ханкусозерского купола, в краевых частях которого обнаруживаются опрокинутые в стороны от купола залегания слоистых толщ карелид. Вместе с тем в этих же толщах отчетливо проявлены сжатые, опрокинутые и лежачие складки, которые составляют основу строения Хирвинаволокской и Челозерской группы складок, как и всей зоны, расположенной за пределами Тикшозерского надвига. Пологое падение шарниров и пилообразные в плане очертания маркирующих уровней отражают в целом пологое плащеобразно-складчатое положение карельских толщ с пологим погружением к западу, а также формирование структуры под влиянием тангенциальных напряжений. Надо обратить внимание на большую роль разломов северо-восточного направления, которые были заложены как конседиментационные, но сохранили активность и проявились позднее как структурообразующие.

Детали структурной неоднородности Куолаярвинского синклинория (рис. 9) характеризуются ступенчатым или флексурно-террасовым типом зональности, который наводит на мысль о формировании структур под влиянием прогрессирующего проседания блоков на стадии прогибания, а затем – их автономного участия в складчатости сжатия, усложнившей рисунок в целом простых моноклинальных структур. Выделяется на общем фоне однообразного строения Онтонъекская группа складок, в формировании которой угадывается план деформаций, характерных для прилегающей зоны отраженного типа складчатости.

Рис. 8. Схема структурного районирования синклинория Ханкус-Кукасозер.

1 – купола и блоки архейского фундамента; 2 – архейские комплексы с интенсивной карельской перестройкой складчатых структур; 3 – сложные синклинальные структуры (группы складок), их моноклинальные фрагменты, полого залегающие останцы карельского складчатого комплекса; 4 – маркирующие уровни по геологическим границам: а – в карельском, б – архейском комплексах; 5 – интрузивные тела базит-гипербазитов; 6 – генерализованные элементы залегания геологических тел по зеркалу складчатости; 7 – разломы и положение плоскостей сместителей. Цифры в кружках: 1 – Тикшозерский блок; 2 – Ханкусозерский купол; 3 – Ханкусозерская группа складок; 4 – Кукасозерская синклиналь; 5 – Хирвинаволокская синклинорная группа складок; 6 – Челозерская центриклинальная группа складок.

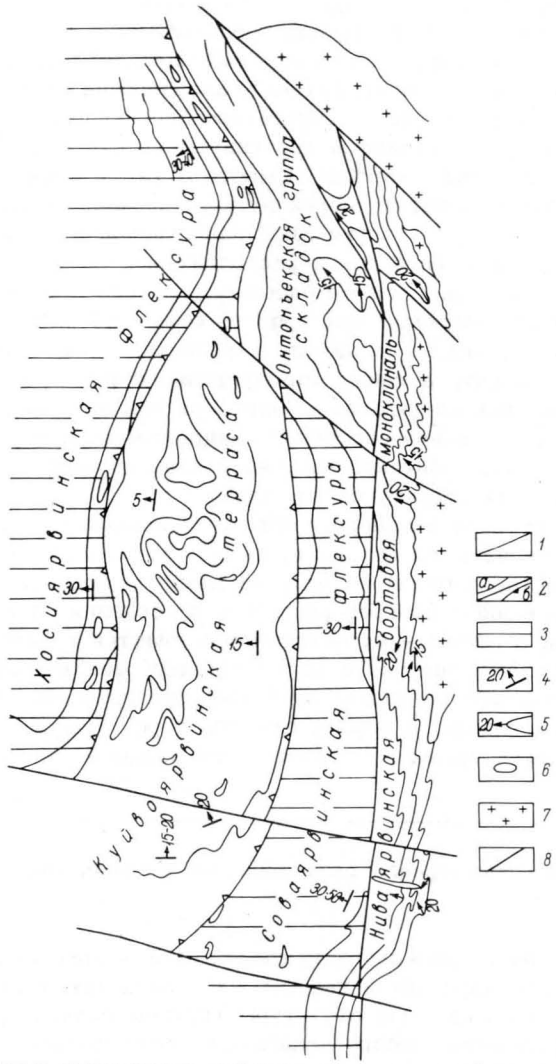


Рис. 9. Схема структурного районирования восточной части Куолаярвинского синклинория.

1 – положение маркирующих уровней и горизонтов; 2 – условные линии изменения углов падения моноклинально построенных толщ: а – от более крутопадающих к пологим (выполаживание), б – от пологих к более крутым (выкручивание); 3 – флексуры: участки более крутого залегания слоев на фоне моноклинали; 4 – генерализованные элементы залегания крупных геологических тел (слоистых складчатых комплексов) по зеркалу складчатости: 5 – положение шарниров складок; 6 – интрузивные тела базит-гипербазитов; 7 – гранитоиды; 8 – разломы.

В заключение обзора надо сказать несколько слов о Кольско-Норвежской зоне, которую мы по возрасту складчатости также считаем карельской (Загородный, Радченко, 1983). Она выглядит в структурном отношении контрастно-однообразной, особенно на фоне Кейвской и Печенгско-Варзугской зон. Архейские комплексы характеризуются однородным складчато-глыбовым строением с северо-западным простиранием структур, таким же, как и в архейском фундаменте Печенгско-Варзугской зоны на участке от Прихибинья до Кучинтундры. План строения, а также выявление причинно-следственной связи кинематики структурообразующих движений и простирания тел арагубско-лицкого гранитоидного комплекса, нормального к структурам сжатия, наконец, связь степени деформаций с векторами сдвиговых нарушений послужили причиной признания ведущей роли карельских деформаций в современном плане архейских комплексов Кольско-Норвежской зоны. Это положение требует сравнительных структурных исследований, однако априорно можно полагать, что это самая крупная карельская зона, сформированная под влиянием преимущественно тангенциальных напряжений.

Закономерности и особенности структурного плана карелид

Длительное формирование комплекса, большие мощности, многоэтажность строения не могут не сказаться на вертикальной структурной зональности. Степень дислоцированности этажей и ярусов обусловлена не только проявлением фаз складчатости на их границах, но и теми структурообразующими движениями, которые приводят к формированию каждого последующего этажа и усложняют структуры предыдущих, как правило, неравномерно. Результатом завершающей складчатости будет разная степень дислоцированности этажей, затухающая к верхнему.

Вместе с тем эта очевидная закономерность довольно слабо проявлена в современном эрозионном срезе в связи с другой, более ярко выраженной особенностью карельских образований – структурной зональностью. Если сравнивать строение отдельных зон, например Порьиташской и Варзугской моноклиналей, а также Северопеченгской мульды или Варзугской моноклинали, то можно заключить, что верхний этаж сложнее дислоцирован, чем нижний или средний. С учетом латеральной структурной зональности понятно, что такое сравнение трудно признать правомерным. Сравнительная характеристика строения этажей может быть получена только в пределах единой структурной подзоны. Латеральная зональность имеет разный масштаб, составляя содержание схем структурного районирования синклинориев или их частей, как это было показано выше, или в более крупном плане – элементов тектонического районирования (Загородный, Радченко, 1983).

Конкретные карельские структуры включают крупные элементы северо-западного и северо-восточного простирания. Для Печенгско-

Варзугской зоны простирание главных структурных элементов северо-западное. Однако в Печенгском синклинории сама изометричность конфигурации карельского комплекса и брахиформность Северо-печенгской подзоны свидетельствуют о наличии структурных элементов и северо-восточного простирания (Загородный и др., 1964). Три сектора Имандра-Варзугского синклинория, разделенные Цагинским и Стрельнинским конседиментационными разломами, существенно различаются полнотой разрезов и строением (Радченко, 1980). В Куолаярвинском синклинории преобладающими являются субмеридиональные простирания структурных элементов, но влияние северо-западного направления столь велико, что первые представляются только частным случаем крупной мульдообразной структуры. Для районов Панаярви-Кукасозеро структурообразующими направлениями являются северо-восточное и субширотное (рис. 7).

Характерной особенностью карельских структур являются купольные и глыбовые формы фундамента с радиальным типом движений и отраженной складчатостью в карельском комплексе. В региональном плане подзоны купольно-блокового строения типичны для границ карельских зон с Беломорской складчатой системой, а также широкой полосой окаймляют с юга и юго-запада Кейвский синклинорий.

В строении карелид значительное место занимают структуры тангенциального сжатия и надвиговые зоны, сопряженные с региональной блокировкой земной коры по крупным сбросо-сдвиговым зонам. Предполагается, что наиболее полно структуры сжатия реализованы в Кольско-Норвежской зоне в связи с максимально проявленной амплитудой правых сбросо-сдвиговых перемещений западных секторов региона (Загородный, Радченко, 1983). Вместе с тем они отчетливо проявлены во фронтальных частях надвиговых зон южной подзоны Печенгского синклинория, в центральном и западном секторах Имандра-Варзугского синклинория, определяют строение района Кукасозера. Под влиянием тангенциальных напряжений формировались, по-видимому, структуры синклинорной подзоны Больших Кейв и Малокейвская зона чешуйчато-блокового строения.

ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ

Формационное расчленение комплексов и анализ формаций является методом тектонических исследований. Необходимость обращения к нему связана с историко-геологическими реконструкциями тектонических объектов от момента зарождения прогибов до их превращения в складчатые сооружения. Оперировать при этом стратиграфическими подразделениями, такими как серии, свиты, пачки, слои, весьма громоздко и неудобно ввиду того, что принципы стратиграфии преследуют другие цели – последовательность напластования и расчленения, удобные для хроностратиграфической корреляции. Для целей тектонического анализа важно различать устойчиво развитую

ассоциацию горных пород и типичную для нее тенденцию характера литогенеза, независимо от стратиграфического объема.

Это понятие мы и вкладываем в „конкретную формацию" или просто „формацию", выделение которых положено в основу предлагаемых формационных схем карельских структур. При этом мы солидарны с Н.П. Херасковым и его коллегами (1953), что особенно важным является „скачок" в изменении характера литогенеза, который отражает изменение тектонических условий формирования прогибов. Тем самым подчеркивается, что парагенетический принцип выделения формаций, предложенный Н.С. Шатским, по своей сути предусматривает анализ тектонических условий формирования породных парагенезов. Поэтому же тектонические условия нельзя вводить в качестве признака выделения формаций. Н.С. Шатский (1965) считал „... неполезной для дальнейшего развития учения о формациях..." применение в качестве основного признака формаций – тектонического (с. 10). Надо признать, что, вводя тектонический признак в определение формаций априорно, мы тем самым предопределяем результат анализа формаций, сводя всю работу к видимости обоснования тектонических построений. Удачные примеры формационного анализа опираются на парагенетический принцип выделения формаций, что оправдано и методологическим подходом. И.В. Лучицкий (1971) в связи с этим вполне оправданно считал, что „... любые объекты следует классифицировать по признакам, характеризующим сами эти объекты, а не в соответствии с классификационными построениями, касающимися иных природных явлений" (с. 164).

Таким образом, под конкретными формациями мы будем понимать элементарные парагенезы пород, набор которых наблюдается в разрезах в известной последовательности и в таких сочетаниях прослеживается на разных территориях и, возможно, различных стратиграфических уровнях. Вертикальное и латеральное сочетания конкретных формаций, образующих более сложные парагенезы с устойчивыми признаками сонахождения, мы будем понимать как формационные ряды.

Конкретные осадочные формации и формационные ряды

Для целей сравнительного тектонического анализа большое значение имеет авто- или аллохтонное происхождение конкретных формаций и вертикальных формационных рядов. Первые характеризуют условия и обстановки внутри бассейна седиментации или частного прогиба, а вторые не только отражают условия осадконакопления, но характеризуют и области питания, т.е. содержат сведения о тектонике смежных областей.

В названиях формаций учитывается обобщенная главная особенность ассоциации, которая отражает ведущую тенденцию литогенеза. Например, осадочная соваярвинская свита соответствует красноцветной терригенно-карбонатно-сланцевой формации. В мощном разрезе

формации (500–800 м) преобладают кварцито-песчаники, аркозовые песчаники и песчанистые доломиты. Красноцветность характерна для всех частей разреза. Характерна и карбонатность, однако чисто карбонатных пород немного, хотя много карбонатсодержащих песчаников, а в верхних частях разреза – и карбонатных алевропелитовых сланцев. Наличие базальной черносланцевой пачки мощностью до 50 м является важным литологическим фактом проявления первого в карельском разрезе черносланцевого уровня, но не определяет формационный тип литогенеза.

Осадочные формации и формационные ряды стратотипического разреза карельского комплекса Имандра-Варзугского синклинория мы не приводим в связи с имеющейся публикацией (Загородный, Радченко, 1983). Однако в качестве краткого комментария отметим, что осадочные формации значительно отличаются в вертикальном разрезе, образуют несколько формационных рядов, отражая эволюцию условий литогенеза, и могут служить в качестве типовых при сравнении с формационными рядами других зон (рис. 10, см. вклейку). Так, нижний формационный ряд является преимущественно терригенным аллохтонным и может быть назван стрельнинским формационным типом. Второй, терригенно-карбонатный автохтонный, отличается красноцветностью осадков – варзугский формационный тип, объединяющий осадочные подсвиты полисарской и умбинской свит. Третий ряд – терригенно-карбонатно-сланцевый автохтонный – содержит карбостромовую формацию и аспидную черносланцево-терригенную – панский формационный тип. Четвертый ряд целесообразно считать осадочно-вулканогенным ввиду тесной связи соответствующих элементов литогенеза. Это томингский формационный тип, для которого характерной осадочной формацией является также черносланцевая. Терригенная трансгрессивная формация панареченской свиты является аллохтонной и этим резко отличается от двух предшествующих ей рядов. Она означает начало ряда, который не имеет полного завершенного цикла, занимая как бы промежуточное положение между третьим и четвертым формационными рядами.

Аллохтонный стрельнинский тип формаций характеризует нижние части разрезов Куолаярви, Кукасозера, Серповидного хребта и Усть-Понойского района. Варзугский автохтонный терригенно-карбонатный тип развит на Печенге и в верхней части разреза Куолаярви. Панский тип формаций не так ярко выражен на Печенге, однако представлен мощной аспидной формацией пильгуярвинской свиты. Томингский тип в целом соответствует южнопеченгскому разрезу (рис.10–15).

Конкретные вулканогенные формации и формационные ряды

Нижний формационный ряд, который можно назвать стрельнинским, объединяет три конкретные вулканогенные формации: однородную андезит-базальтовую, однородную базальтовую и дифференцированную базальт-андезит-дацитовую (рис. 10). Ряд характеризуется мощным

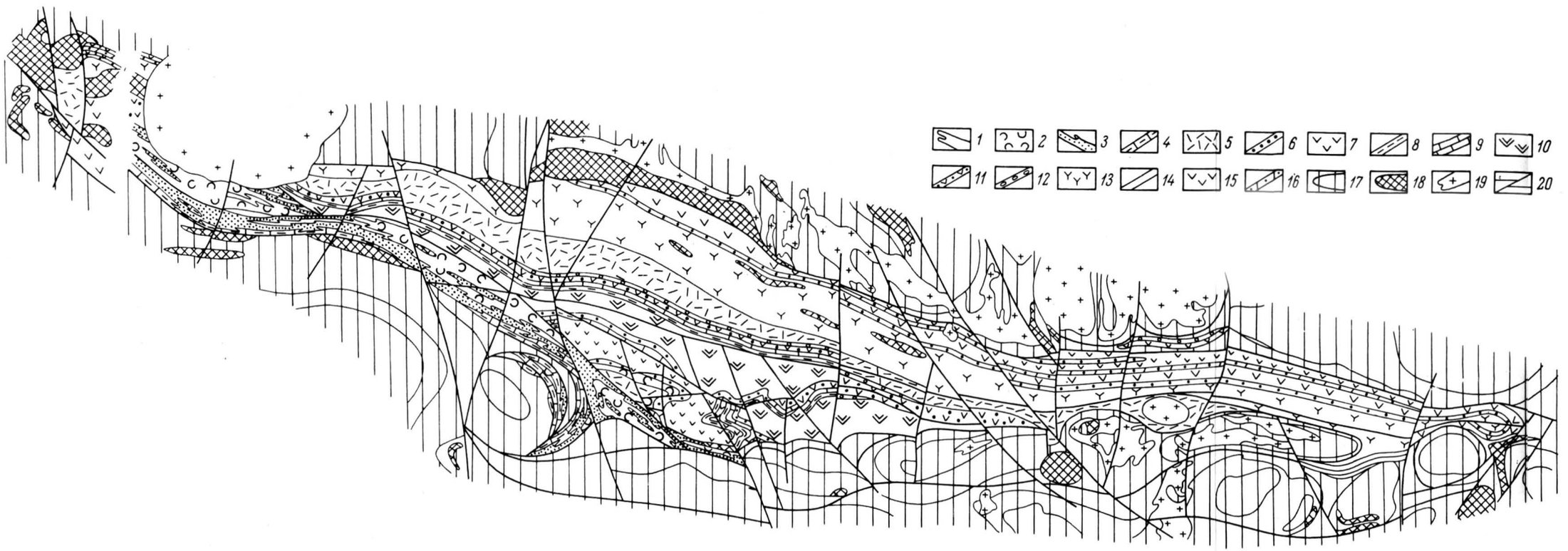


Рис. 10. Схема размещения конкретных формаций Имандра-Варзугского синклинория.

1 – субщелочных и щелочных изверженных пород; 2 – базальтовая верхнего отдела карелид; 3 – смешанная терригенно-туфогенно-сланцевая; 4 – терригенно-карбонатно-сланцевая; 5 – кислых вулканитов (андезит-дацит-риолитовая); 6 – терригенная трансгрессивная; 7 – однородная андезит-базальтовая; 8 – терригенно-сланцевая (аспидная); 9 – карбонатная; 10 – дифференцированная базальт-трахибазальтовая; 11 – пикрит-базальтовая; 12 – грубообломочная терригенная; 13 – дифференцированная базальт-андезит-дацитовая; 14 – кварцево-песчаная (фалаховая); 15 – базальтовая однородная; 16 – карбонатно-терригенная; 17 – архейские формации и положение геологических границ; 18 – интрузивные тела базит-гипербазитов; 19 – интрузивы щелочного и кислого ряда; 20 – разломы.

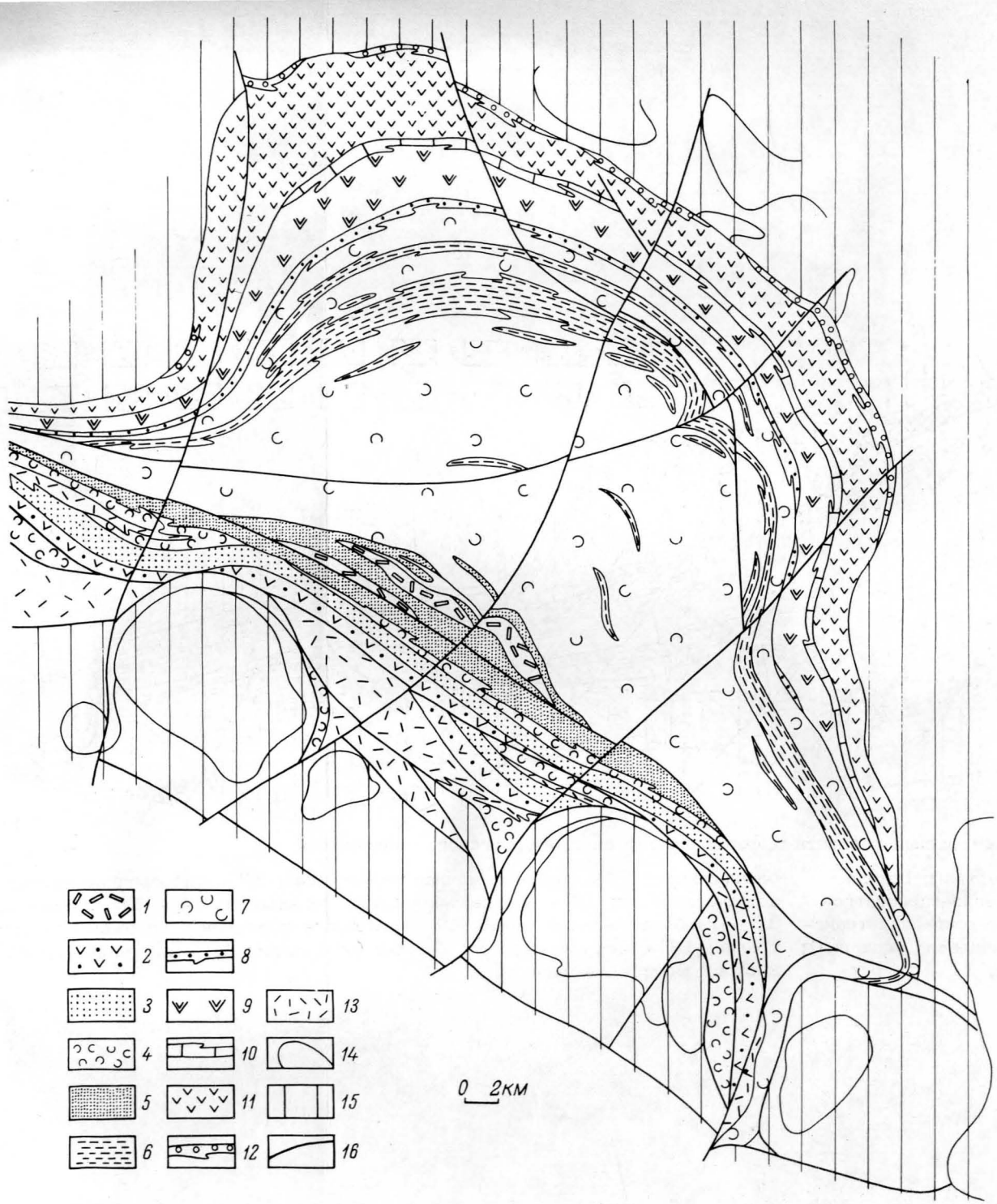


Рис. 14. Схема размещения конкретных карельских формаций Печенгского синклинория.

1 – плагиопорфиритов Порьиташского массива; 2 – пикрит-базальтовая туфогенная; 3 – смешанная терригенно-туфогенно-сланцевая; 4 – базальтовая верхнего отдела карелид; 5 – смешанная осадочно-вулканогенная с туфогенно-черносланцевой субформацией; 6 – терригенно-сланцевая (аспидная); 7 – толеит-базальтовая; 8 – терригенная трансгрессивная и карбонатная; 9 – дифференцированная трахибазальтовая; 10 – карбонатная; 11 – андезит-базальтовая; 12 – базальная грубообломочно-терригенная; 13 – преимущественно вулканогенная андезит-дацитовая; 14 – границы геологических формаций; 15 – архейские формации, включающие разновозрастные интрузивные тела; 16 – главные разломы.

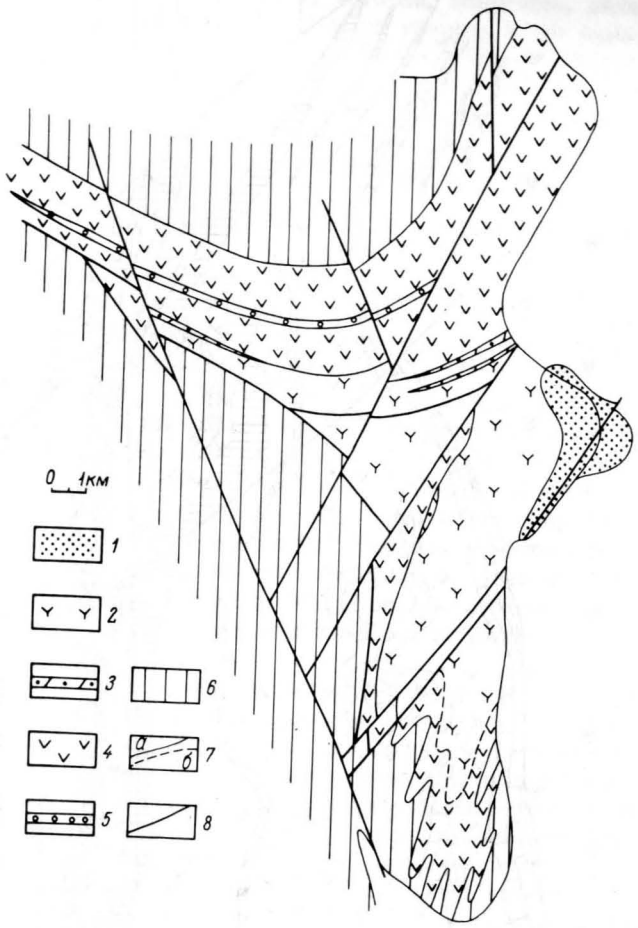
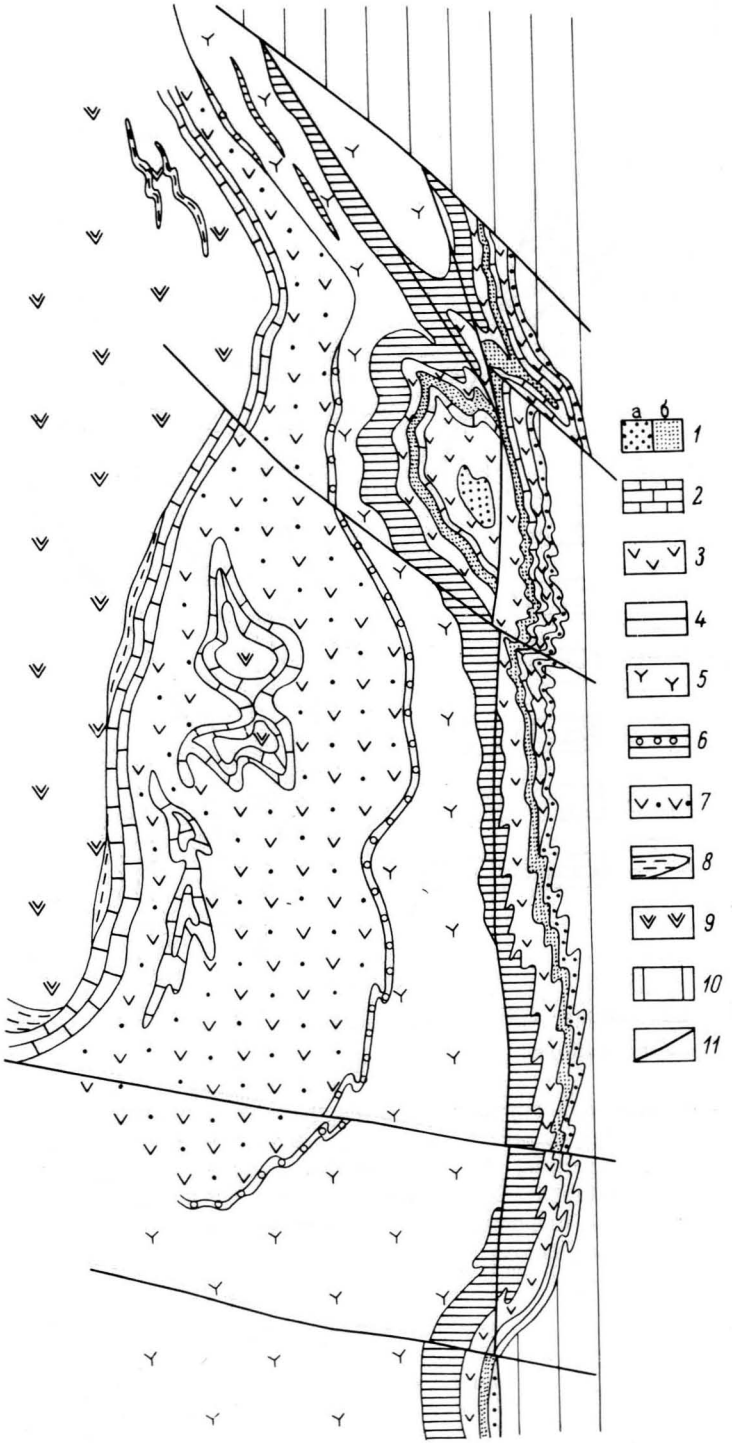


Рис. 11. Схема размещения конкретных карельских формаций Усть-Понойского района.

1 – аллохтонная терригенно-кварцевая (фалаховая); 2 – последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацитовая; 3 – терригенная карбонатная; 4 – андезит-базальтовая слабодифференцированная; 5 – грубообломочная туфогенно-терригенная; 6 – архейские формации; 7 – границы формаций установленные (а) и предполагаемые (б); 8 – разломы.



разрезом толеит-базальтовых вулканитов трещинного типа. Завершает ряд толща кислых вулканитов, которая, возможно, является самостоятельной формацией, аналогичной разрезу горы Арвареч.

Второй вулканогенный ряд – щелочно-оливин-базальтовый, трахиандезит-базальтовый (варзугский) – отличается большим количеством меланократовых и субщелочных вулканитов и резким увеличением количества пирокластических пород, связанных с деятельностью вулканов центрального типа. Металлогеническая специализация ряда – повышенное содержание меди.

Третий вулканогенный ряд – панский – объединяет андезит-базальтовую однородную, пикрит-базальтовую и кислых вулканитов. Является ли последняя формация контрастным членом единого формационного ряда или самостоятельной „промежуточной" формацией, как и нижняя формация кислых вулканитов, еще предстоит выяснить.

Для четвертого формационного ряда – томингского – основным признаком является сочетание вулканитов контрастного типа, изолированных по способу образования конкретных формаций субщелочных и щелочных изверженных пород и базальтов.

Выделенные формационные ряды в той или иной мере проявлены в других карельских структурах. Для Усть-Понойского синклинория (рис. 11) характерен стрельнинский тип толеит-базальтового формационного ряда, в составе которого выделяются две конкретные вулканогенные формации: андезит-базальтовая слабодифференцированная и базальт-андезит-дацитовая последовательно дифференцированная (Борисов, 1984).

Нижние вулканогенные формации Куолаярвинской и Кукас-Ханкусозерской структур (рис. 12, 13) также несут явные признаки стрельнинского типа: базальтовая однородная и базальт-андезит-дацитовая последовательно дифференцированная формации в Куолаярви и базальтовая однородная в районе Кукасозера. Надо иметь в виду, что последняя структура подверглась значительной эрозии, чем и следует объяснять отсутствие верхней дифференцированной формации вулканитов. Верхняя часть разреза Куолаярвинской мульды представлена незавершенным рядом конкретных формаций, из которых нижняя соответствует варзугскому типу, а верхняя – смешанная пикрит-базальт-андезитовая, сопоставима скорее с панским типом.

Рис. 12. Схема размещения конкретных карельских формаций восточной части Куолаярвинского синклинория.

1 – терригенная: а – граувакк-аркозовая, б – кварцито-песчаниковая; 2 – карбонатная; 3 – базальтовая однородная; 4 – красноцветная терригенно-карбонатно-сланцевая; 5 – дифференцированная базальт-андезит-дацитовая; 6 – терригенная грубообломочная аллохтонная; 7 – пикрит-базальтовая; 8 – терригенно-сланцевая; 9 – смешанная пикрит-базальт-андезитовая; 10 – архейские формации; 11 – разломы.

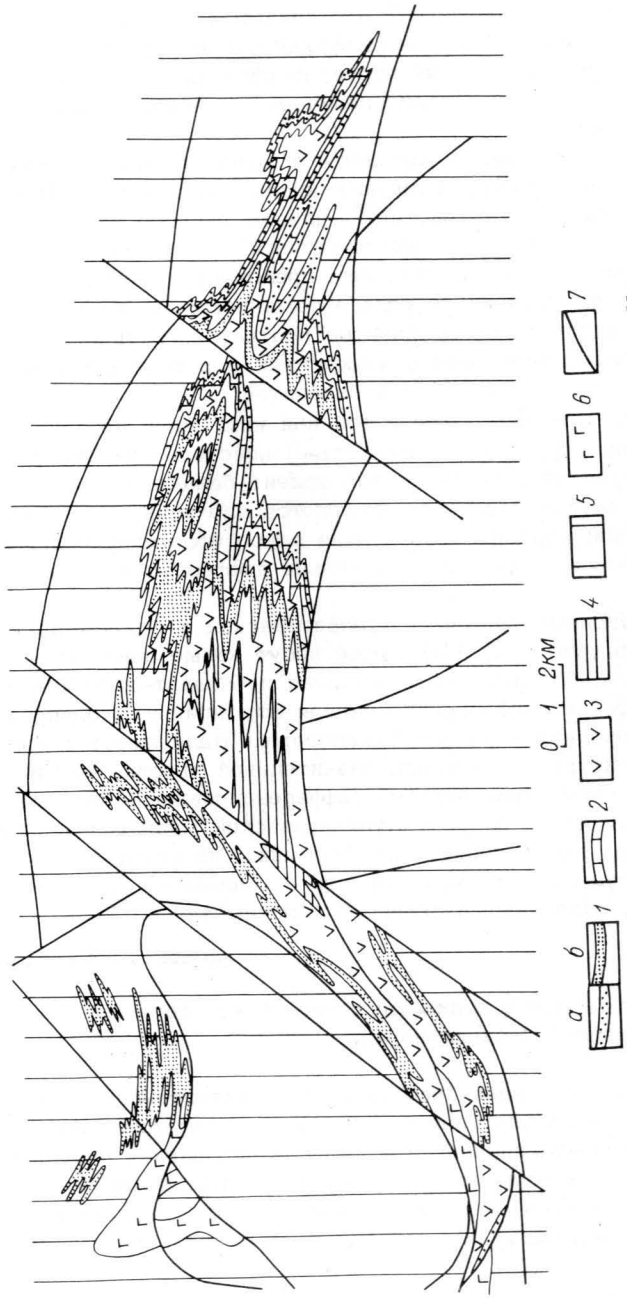


Рис. 13. Схема размещения конкретных карельских формаций района Ханкус-Кукасозер.

1 - терригенная: а - граувакк-аркозовая, б - кварцито-песчаниковая; 2 - карбонатная; 3 - базальтовая однородная; 4 - красноцветная терригенно-карбонатно-сланцевая; 5 - архейские формации; 6 - интрузивные тела базит-гипербазитов; 7 - разломы.

Нижний формационный ряд Печенгского синклинория (рис. 14, см. вклейку), включающий андезит-базальтовую и дифференцированную трахиандезит-базальтовую формации, соответствует варзугскому формационному ряду. Второй формационный ряд печенгского комплекса представлен мощной толщей толеитовых базальтовых лав, в разрезе которых подчиненную роль играют пикриты и отдельные тела кислых вулканитов, как и в разрезе вулканогенных формаций панского типа. Третий формационный ряд в общих чертах сопоставим с томингским аналогом в связи с контрастным сочетанием пикрит-базальтовой и андезит-дацит-липаритовой формаций.

Любопытным фактом является состав базальных вулканогенных формаций в разрезах разных зон. Он неизменно соответствует примитивной андезит-базальтовой или базальтовой формации. Эти конкретные формации участвуют в строении разных формационных рядов.

Толща вулканогенной части разреза панаярвинской свиты в формационном отношении представлена двумя конкретными формациями: риолитовой и андезит-базальтовой (Эволюция..., 1985). В разрезах риолитовой формации установлены лавовые, пирокластические, субвулканические и осадочные образования. Характерным является их переслаивание, латеральные фациальные замещения и выклинивание отдельных тел. Отмечается, что андезит-базальтовая формация составляет часть вулканогенной молассы, которая включает пирокластические, вулканогенно-терригенные и терригенные отложения. Характерны линзовидно-слоистое строение со значительными изменениями состава и мощности по простиранию. Учитывая единый характер строения обеих формаций, а также отмеченные выше факты их взаимоотношения, можно объединить их в единый формационный ряд - панаярвинский. Его формационными аналогами можно считать разрезы горы Арваренч, орловской и русингской свит в Усть-Понойском синклинории, свиты талья на Печенге.

Осадочно-вулканогенные формационные ряды и латеральная формационная зональность

Осадочные и вулканогенные ряды формаций образуют естественные ассоциации, характерные для карельского комплекса, и отражают взаимоотношение двух синхронных типов литогенеза - осадочного и вулканогенного. Первый из них является непрерывным процессом, всегда следующим за режимом прогибания земной коры, второй - эпизодически или периодически повторяющимся, что зависит от ряда причин, объединяемых в понятие тектонического режима.

Рассматривая стратиграфические взаимоотношения пород вулканогенного и осадочного происхождения, мы наметили типы разрезов, соотношение которых с формационными рядами представлялось проблематичным. При объединении конкретных формаций в ряды учитывается характер парагенетических взаимоотношений между геологи-

ческими телами, строение конкретных формаций, а также состав и происхождение. При таком объединении невозможно не обратить внимание на ритмичность строения отдельных стратиграфических подразделений, которая послужила основанием для развития представления о регрессивно-трансгрессивных циклах, имеющих несомненно и формационное значение. Другими словами, выделение типовых осадочно-вулканогенных формационных рядов не является формальным повторением стратиграфических типов строения разрезов, но вскрывает более глубокие связи отдельных частей разреза, в том числе - и относящиеся к стратиграфическим.

Выше было показано, что вполне определился стрельнинский формационный ряд аллохтонных терригенных формаций и андезит-базальтовый, объединяющий эволюционный ряд вулканогенных формаций от однородной андезит-базальтовой до дифференцированной базальт-андезит-дацитовой. Их парагенетическое сочетание выражается в крупной ритмичности строения на уровне конкретных формаций, стратиграфический объем которых соответствует подсвитам и пачкам. Типичными являются резкие контакты конкретных формаций, их структурная однородность и пространственная упорядоченность. Таким образом, вполне определился типовой формационный ряд осадочно-вулканогенных образований - стрельнинский.

Расположенный выше ряд конкретных осадочных и вулканогенных формаций выглядит вполне завершенным, а их сочетание представляется закономерным. Он охватывает варзугскую серию и характеризует варзугский формационный тип, сочетающий полный трансгрессивный ряд осадочных конкретных формаций преимущественно автохтонного происхождения и щелочно-оливин-базальтовый, трахиандезит-базальтовый ряды вулканитов. Характерным является объем осадочных формаций, который соответствует пачкам разной мощности, объединяемым в разные стратиграфические объемы. Кроме того, нарушена ритмичность чередования конкретных осадочных и вулканогенных формаций, характерная для стрельнинского типа: трем формациям осадочного генезиса соответствуют две - вулканогенного. Таким образом, в разрезе имеются две осадочные формации с непосредственным контактом. Характерно также взаимное, но ограниченное проникновение осадочных и вулканогенных формаций, их переслаивание в зонах контактов. Эта тенденция получила развитие в следующем формационном ряду: три осадочные формации последовательно сменяют друг друга в объеме единой нижней подсвиты ильмозерской свиты. Завершает разрез ряда андезит-базальтовая однородная формация, связанная с осадочной сланцевой формацией зоной переслаивания. Таким образом, определился третий формационный ряд - ильмозерский. По набору осадочных конкретных формаций он вполне отвечает варзугскому, а по парагенетической связи с вулканогенной формацией и структуре отличается сокращением роли вулканитов в типовом формационном ряду. При этом становится очевидной обратная тенденция в структуре осадочных и вулканогенных рядов: если в стрельнинском типе законченному циклу больше соответствует вулканогенный ряд, чем осадочный, то в ильмозерском наблюдается

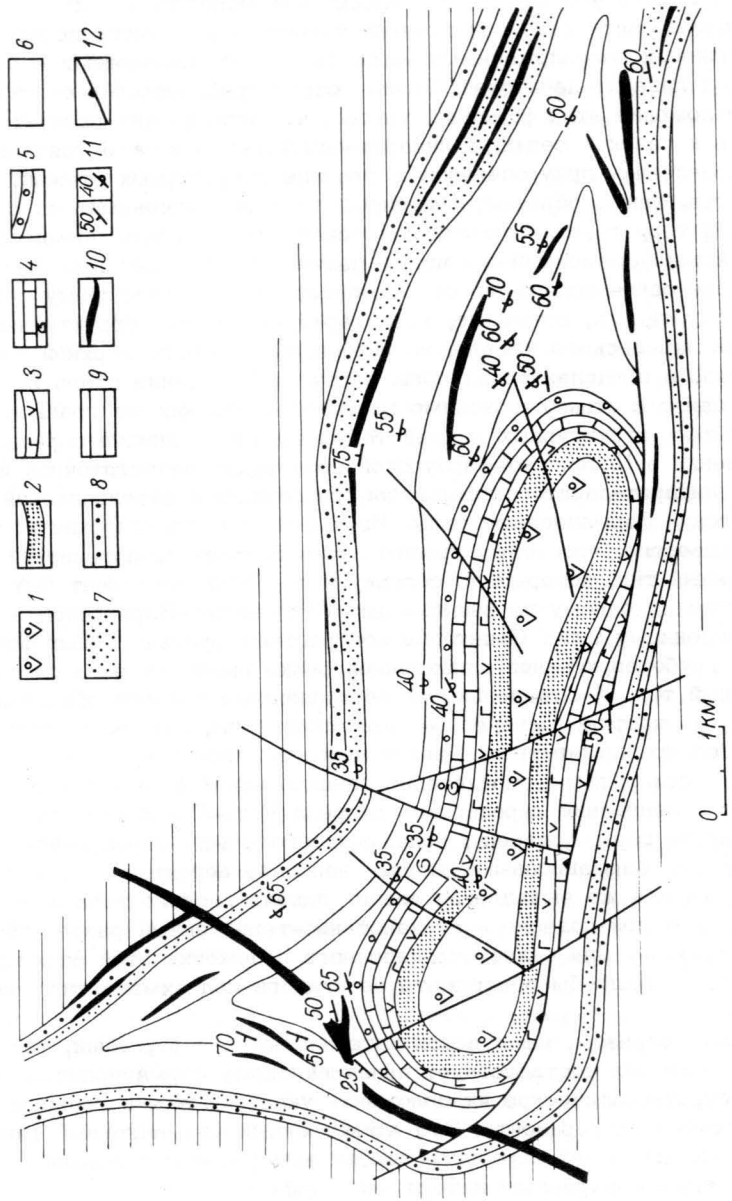
полный набор осадочных формаций, отвечающий трансгрессивному циклу, а вулканогенный выглядит редуцированным.

Выше хорошо выражен томингский формационный ряд, отличительной особенностью которого является глубоко смешанный осадочно-вулканогенный тип строения. Условно мы включали в него и панареченскую свиту с ее аллохтонной терригенной трансгрессивной формацией и расположенными выше двумя вулканогенными - базальтовой и липарит-дацитовой. Однако стратиграфическое и структурное положение этих формаций таково, что нижние две следует относить к панской серии, а липарит-дацитовую - к самостоятельному подразделению, приуроченному к границе структурных этажей. Выявляется, таким образом, редуцированный формационный ряд с базальной терригенной формацией в основании и контрастными вулканогенными формациями в верхней части. Он занимает промежуточное или переходное положение от ильмозерского к томингскому формационному типу и, возможно, характеризует границу структурных этажей карельского комплекса. Локальное развитие верхней части разрезов в пределах одной зоны затрудняет решение этого вопроса.

В связи с этим необходимо вспомнить, что нижняя граница двух карельских структурных этажей также имеет не вполне определенное положение в Печенгско-Варзугской зоне ввиду недостаточной изученности липарит-дацитовой формации, разделяющей стрельнинский и варзугский формационные типы. Из хроностратиграфических построений известно, что этому уровню соответствует панаярвинский формационный тип, который по составу и строению не может быть аналогом ни одному из выделенных в Печенгско-Варзугской зоне формационному типу. Сочетание контрастных вулканогенных формаций с груботерригенной аллохтонной резко выделяет ее в самостоятельный тип. К сожалению, ее формационные аналоги обнаруживаются в тех участках Печенгско-Варзугской зоны, строение которых остается проблематичным ввиду недостаточной обнаженности или изученности. Вполне определенно панаярвинский формационный тип развит в основании карельского разреза Усть-Понойской структуры и в районе горы Арваренч; положение его между стрельнинским и варзугским формационными типами наиболее вероятно. Менее уверенно, но все же выявляется аналог панаярвинского типа и на Печенге, в южной подзоне - вулканогенно-терригенный разрез горы Тальятунтури. Для более определенного положения этой формации достаточно было бы обнаружить ее аналоги под ахмалахтинской свитой.

Таким образом, намечается латеральный ряд формаций, типовой разрез которых соответствует панаярвинскому формационному ряду. Хроностратиграфическое их положение укладывается в границы сариолийского надгоризонта. Это единственный формационный типовой ряд, который имеет стратиграфически выдержанное положение, т.е. представлен синхронным латеральным рядом.

Стрельнинский формационный тип обнаруживается в Печенгско-Варзугской зоне ниже панаярвинского, а за пределами этой зоны - определенно выше панаярвинского. Это разрезы ниваярвинской и



соваярвинской свит, карельские толщи района Кукас–Ханкусозер и хр. Серповидного, евстифеевская и трехостровская свиты Усть-Поноя (рис. 15). Все они отличаются преимущественно аллохтонным характером осадочных формаций и андезит-базальтовым вулканогенным формационным рядом. Границы формаций резкие, ритмичность строения правильная: за каждой конкретной осадочной формацией следует конкретная вулканогенная.

Варзугский и ильмозерский формационные типы хорошо соответствуют двум формационным рядам печенгской серии, которые отличаются только деталями строения, а также куйвоярвинской и хосияр-винской свитам Куолаярвинского синклинория.

Томингский формационный тип хорошо выражен в строении южно-печенгской серии, однако его главная особенность – пестрота пород и латеральная невыдержанность разрезов – не позволяют выполнить более предметное сравнение. Возможно, что редуцированному панареченскому формационному типу можно найти аналогию в нижней части южнопеченгского разреза.

Выделенные парагенезы пород характеризуются специфическим набором свойственных им признаков, позволяющих различать их в разрезах разных зон и, таким образом, вовлекать в сравнительное изучение несинхронные образования. Впечатляющая сила формационного сходства настолько велика, что, понимая слабую обоснованность синхронности одинаковых формаций, исследователи нередко все-таки придавали корреляционное стратиграфическое значение сходству разрезов (Харитонов, 1966; Гилярова, 1972; Проблемы геологии..., 1972; Борисов, 1974, и др.).

Осадочно-вулканогенные формационные ряды хорошо распознаются в разных районах и образуют вполне определенную латеральную зональность. Так, стрельнинский тип развит во всех карельских структурах региона, кроме Печенгского синклинория. Панаярвинский формационный тип не выделялся ранее на Кольском полуострове,

---

Рис. 15. Схема геологического строения района хр. Серповидного.

Нижний протерозой. Карельский комплекс, средний отдел: 1 – толща метавулканитов основного состава (диабазы, порфириты, мандельштейны); 2 – толща двуслюдяных кварцевых сланцев со ставролитом и гранатом; 3 – толща габбро-диабазов с линзами туфов ультраосновного состава; 4 – песчанистые и строматолитовые доломиты, тонкополосчатые яшмовидные кварциты; 5 – толща кварцито-песчаников и кварцевых гравелитов. Верхний архей. Кейвская серия, песцовотундровская свита: 6 – кварциты, мусковитовые и двуслюдяно-кварцевые сланцы; выхчуртская свита: 7 – кианит-ставролитовые сланцы, 8 – кварциты; червуртская свита: 9 – кианитовые и ставролит-кианитовые сланцы; 10 – дайки и силлы базит-гипербазитов; 11 – геологические границы и элементы их залегания (нормальное и опрокинутое залегание); 12 – разрывное нарушение и положение плоскостей сместителя.

но его аналоги распознаются в Усть-Понойской структуре и Печенгско-Варзугской зоне. Варзугский и ильмозерский формационные типы распространены в Печенгско-Варзугской зоне и синклинории Пана-Куолаярви, а томингский - только в Печенгско-Варзугской зоне. Намечается как будто латеральное сокращение формационных типов от раннего - стрельнинского - до позднего - томингского.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ

В современной геотектонике понятие „тектонический режим" отождествляется с понятием „эндогенный режим", под которым подразумевается совокупность геолого-тектонических явлений в земной коре, охватывающих территории, определяемые как „области", и промежутки времени - как „периоды геологического времени" (Белоусов, 1975, с. 80). Геолого-тектонические явления, определяющие режим, относятся к тектоническим, магматическим и метаморфическим процессам, общей основой которых является их эндогенная природа. В.В. Белоусов определил конкретные особенности, которые характеризуют режим. Это: 1) характер и степень проницаемости земной коры для магм, 2) тип и степень магматизма, 3) региональный магматизм и гранитизация, 4) степень контрастности глыбово-волновых колебательных движений земной коры, 5) соотношение между поднятиями и опусканиями земной коры, 6) характер дислокаций. Понятно, что весь набор перечисленных явлений не является обязательным. Не все тектонические режимы сопровождаются, например, магматизмом и гранитизацией, однако их отсутствие характеризует режим не в меньшей степени, чем проявление этих процессов.

Из приведенных характеристик очевидно, что тектонический режим охватывает крупные участки земной коры и огромные промежутки времени, в течение которого развиваются процессы магматизма, метаморфизма, складчатости. В определении режима есть указания и на объем формируемых под его влиянием толщ, который соответствует „структурно-формационному комплексу или его части" (Бархатов, 1979, с. 75).

Большинство исследователей согласилось, что тектонические режимы объединяются более общим понятием - классы, а подразделяются на стадии. Ряд последовательных стадий отражают эволюцию режима, в течение которого сохраняются его главные черты. Под влиянием эндогенного режима, как видно из определения, находятся достаточно крупные регионы, в которых может одновременно формироваться ряд прогибов и поднятий, проходящих разные стадии развития. При этом ни режим, ни стадия не определяют таких деталей развития конкретной ситуации, как количество островов и форма залива, размеры дельт и количество слоев, конкретное положение фаций. Очевидно, различать в стадиях режима более частные

закономерности можно, но при этом всегда будут оставаться сомнения в воспроизводимости характерных особенностей в связи с эндогенными причинами.

Тектонические режимы и формации

Применительно к кольским карелидам понятие „тектонический режим" можно отнести ко всему объему карельского комплекса или к его частям, т.е. отделам или структурным этажам. Для успешного решения задачи нужна, очевидно, характеристика объектов с точки зрения перечисленных выше особенностей, определяющих тектонический режим. Но конкретные разрезы такой информации не несут, и, более того, в отдельных естественных обнажениях ее невозможно получить в связи с несоизмеримостью масштабов наблюдаемого объекта и реконструируемого явления. Вероятно, поэтому при палеотектонических реконструкциях не используются такие широко известные понятия, как порода, слой, пачка, свита, которые существенно отличаются по множеству конкретных параметров. Сопоставление их в региональном плане даже по одному признаку, например синхронности образования, представляет самостоятельную проблему. При таких построениях надо оперировать более общими категориями, которые имели бы регионально сопоставимые характеристики. Такими категориями могут являться формации и формационные ряды.

Большинство исследователей признает необходимость выделения формационных объектов двух категорий разного масштаба. Обе категории представляют собой реально существующие геологические тела с определенным вещественным составом, структурой и положением в пространстве. Объекты первой категории соответствуют понятию „конкретная формация". Вторую категорию представляют формационные ряды, объединяющие вертикальную или латеральную последовательность конкретных формаций. Разный масштаб уровня их организации по-разному отражает и тектонические условия формирования объектов. Проследим на конкретном примере возможность получения тектонической информации, вытекающей из анализа формаций и их рядов.

В сумийском отделе карельского разреза Имандра-Варзугской зоны известна кварцево-песчаная (фалаховая) формация, соответствующая по объему и положению нижнесейдореченской подсвите. Реконструированная доскладчатая форма тела - плоско-линзовидная, протяженностью более 200 км при максимальной ширине около 50 км. Первичные размеры реконструируются только гипотетически. Максимальная мощность - от 200 до 500 м - относится к сравнительно небольшой части формации, ограниченной с запада Цагинским, с востока - Пурначским и с юга - Умбареченско-Вилмуайским разломами. Можно с уверенностью предположить, что с севера границей изменения мощности являлась зона Панско-Бабье-озерского разлома. Таким образом, важнейшим элементом, опреде-

лившим строение формации, являлся узкий протяженный бассейн длиной около 200 км и шириной около 20 км, с бортами тектонического генезиса, имеющими конседиментационное влияние на распределение мощностей фалаховой формации. Это конкретная геологическая формация, само название которой указывает на ее состав. Особенности внутреннего строения позволяют с уверенностью констатировать постоянство состава всего разреза от подошвы к кровле и неизменно – мелководные условия седиментации, свидетельствующие о компенсированном характере прогибания.

Какие же сведения можно извлечь из приведенной характеристики конкретной формации с точки зрения реконструкции тектонического режима? О характере и степени проницаемости земной коры для магм прямых сведений нет. Ориентируясь на состав формации и форму тела, можно сделать вывод об отсутствии вулканизма и амагматичности региона. Глыбово-волновые колебательные движения весьма незначительны, типично платформенные. Области питания несравнимо большие относительно бассейна седиментации. В последнем наметилась структура проседания, типа авлакогена, с явно платформенным характером соотношений между поднятиями и опусканиями. Можно предположить, что это ранняя стадия древних платформ, хотя для них более типична не фалаховая, а спарагмитовая формация.

Предположим далее, что нам стали известны еще две осадочные формации: базальная терригенная и карбонатно-терригенная, которые последовательно подстилают фалаховую, т.е. три конкретные осадочные формации, образующие формационный ряд или его часть, чего мы еще не знаем по исходным условиям. Вероятно, можно получить сведения о предыстории прогиба, в котором формировалась фалаховая формация. Регрессивный разрез базальной терригенной формации указывает на резкое линейное опускание и приразломный характер седиментации в условиях слабой контрастности глыбово-волновых движений земной коры. Продукты переотложения кор глубокого химического выветривания вверх по разрезу довольно быстро сменяются менее зрелыми осадками, сформированными за счет физического разрушения пород в области питания. По крайней мере на бортах грабена. Реконструируется быстрое понижение уровня эрозии ниже уровня коры химического выветривания. Выше в разрезе появляются линзы полимиктовых конгломератов. Мы вынуждены предположить довольно резкий приразломный рельеф и быстрое опускание. Между фалаховой и базальной терригенными формациями располагается карбонатно-терригенная (спарагмитовая) мощностью до 600 м. Она характеризует продолжительный период компенсированного и резкого опускания в пределах грабена, уже реконструированного при анализе мощностей фалаховой и базальной формаций. Состав указывает на области питания с физическими корами выветривания, прилегающими к прогибу, т.е. на постоянно эродируемые плечи грабена, за которыми все еще находились обширные области платформы с корами химического выветривания, обеспечившие позднее вторжение фалаховой формации.

Для получения более полной картины тектонических условий региона и прогиба явно не хватает сведений, которые характеризуют взаимоотношение конкретных формаций и определяют тот „скачок", на который указывал Н.П. Херасков. Стало быть, ни конкретные формации, ни отдельные ряды или их элементы, без наблюдений за характером взаимоотношений, не могут дать полных сведений о тектоническом режиме. Более того, они могут привести к совершенно ложным выводам, если опираться на одну или несколько конкретных формаций. Но каждая из них характеризует важные детали, сопоставление которых может привести к выводам, необозримым с позиций отдельной формации.

Итак, судя по ряду осадочных формаций, мы можем предположить, что границы конкретных тел носят характер постепенных переходов. Почему? Близок их состав, отражающий платформенный характер областей питания, сложенных преимущественно гранитоидными образованиями сиалической коры. Крайние члены литологического ряда – аркозовые песчаники и кварциты – в конкретных формациях связаны переходными разностями на уровне слоев – полевошпатовыми кварцитами. Картина представляется близкой к завершению как относительно геотектонических условий, так и геологического строения. Сложность последнего может склонить исследователя не к вертикальному, а латеральному ряду этих же формаций, как это сделала М.А. Гилярова (1972). Однако чтобы не характеризовать соотношение латеральных рядов формаций, ей пришлось пойти на маловероятное допущение, что переходные разности выборочно эродированы. В реальном же разрезе видно, что на границах конкретных осадочных формаций располагаются мощные вулканогенные. Достаточно определенно устанавливается, что переходы между осадочными формациями не эродированы, а подавлены синхронным вулканизмом.

Получается, что „скачок" в изменении формаций дает не только важные сведения, но порой решающие. Теперь мы понимаем, что имеем дело не просто с грабеном или авлакогеном, но с крупной вулкано-тектонической структурой. Не будем останавливаться на последовательном восстановлении отдельных элементов истории развития прогиба и расширении сведений о тектоническом режиме региона. Важно отметить, что и анализ конкретных вулканогенных формаций дает только фрагменты общей картины развития эндогенных процессов. Если мы зададимся целью узнать, как же соотносятся вулканогенная область и сопредельные территории, то станет очевидным, что для достижения цели очень важно знать соотношение вулканогенных и осадочных формаций. А задаться такой целью мы обязаны, так как она касается ряда непременных элементов реконструкции режима, таких как характер и степень проницаемости земной коры для магм, степень магматизма и контрастности колебательных движений, соотношение между поднятиями и опусканиями.

Ответ на поставленный вопрос приводит к выводу об аллохтонном характере осадочного ряда формаций, о трещинном лавовом характере вулканизма, продукты которого не выходят за пределы грабена

и, самое неожиданное, – о неизменно компенсированном характере прогибания коры независимо от характера литогенеза. На достигнутом уровне знаний можно реконструировать характер раннего этапа развития карельского прогиба, механизм которого приобретает совершенно оригинальные черты (Радченко, 1972), присущие, вероятно, только докембрийским условиям континентального рифтогенеза. Но чтобы завершить характеристику раннего этапа развития всего региона, необходимо проанализировать разрезы на уровне осадочно-вулканогенных латеральных формационных рядов. Естественно, что такому анализу должна предшествовать работа по выделению и анализу конкретных осадочных и вулканогенных формаций во всех карельских структурах региона. Для нашего региона это разрезы Печенги, хр. Серповидного, Усть-Поной ского района, Имандра-Варзугского и Пана-Куолаярвинского синклинориев, района Ханкус-Кукасозра.

Верхней границей нижнего формационного ряда является перерыв, вызванный стрельнинской фазой складчатости, становлением расслоенных интрузивов основных пород и щелочных гранитов. Надо проанализировать латеральное положение этих интрузивных формаций и их соотношение с вулканогенными образованиями нижнего отдела карелид, чтобы прийти к пониманию длительности перерыва, его регионального значения и соотношения с сариолийским уровнем.

Но что изменилось после этого перерыва в вулканогенно-осадочных формационных рядах? Прогибы вышли за пределы Имандра-Варзугской зоны и охватили всю территорию от Мурманского блока до Свекофеннской области. Осадочные ряды формаций в Печенгско-Варзугской зоне имеют тройные сочленения, характеризующие синеклизы платформенных областей. Аллохтонный характер осадочных формаций сменился автохтонным, отражающим преимущественное развитие прогибов для всей области. Вулканогенные формации приобретают бóльшую контрастность, тип извержений отражает эволюцию вулканизма от трещинного к центральному, а характер извержений обеспечивает появление переходных разностей между чисто осадочными и вулканогенными формациями.

Очевидно, что для формационных рядов важное значение приобретают алло- или автохтонный характер осадочных формаций и ранг их стратиграфических категорий, т.е. относительная частота смены формаций. Важны степень контрастности вулканогенных формаций и характер проявления вулканизма, указывающие на эндогенные условия генерации магм и проницаемости коры. Наиболее важным становится взаимоотношение двух типов литогенеза на уровне вулканогенных и осадочных формационных рядов. На примере карельских разрезов Имандра-Варзугского синклинория можно наблюдать их эволюцию от несмешанных с резкими границами до глубоко смешанных осадочно-вулканогенных и выделить на этой основе два крайних и один промежуточный типы.

Латеральный анализ выделенных типов обещает достаточно полно осветить все особенности, характеризующие тектонический режим области. Таким образом, мы приходим к понятию режима формирования отдельной зоны и стадийности ее развития, с одной стороны, а с другой – режима региона, который определяется латеральным соотношением формационных рядов отдельных прогибов и переживаемых ими стадий.

Осадочно-вулканогенные формационные ряды формируются под влиянием тектонического режима и не зависят от времени его проявления. Вертикальная последовательность формационных рядов указывает на эволюцию тектонических режимов в истории развития зоны, определяет стадийность развития прогибов. В соответствии с выделенными тремя типами формационных рядов со стрельнинским, варзугско-ильмозерским и томингским можно наметить три стадии формирования конкретных карельских прогибов. Панаярвинский тип, как было показано выше, является изохронным формационным типом и поэтому характеризует стадийность развития не конкретного прогиба, а региона. Вероятно, чтобы уверенно отличать стадийность развития отдельных прогибов от стадийности тектонических событий региона, надо определить стадии по четырем главным формационным типам и проанализировать их латеральное положение, т.е. выявить соотношение формационной и хроностратиграфической схем корреляции.

Стрельнинский формационный тип выделяется не только аллохтонным характером конкретных осадочных формаций, но и резкой сменой их вулканогенными формациями. Эти ритмично повторяющиеся формации настолько не связаны происхождением, механизмом и скоростью образования, что совмещение их в едином разрезе мог вызвать только специфический, больше не повторившийся в истории прогиба режим. Механизм его достаточно полно охарактеризован нами ранее (Радченко, 1972), а также показана его рифтогенная природа (Загородный, 1975; Загородный и др., 1982; Загородный, Радченко, 1983). Соответственно стрельнинский осадочно-вулканогенный формационный ряд является типовым для рифтового режима. Для него характерны обстановка растяжения в условиях коры континентального типа.

Оценка геодинамических условий формирования панаярвинского формационного типа разногласий не вызывает (Хейсканен и др., 1977; Робонен и др., 1979; Коросов, 1979; Голубев и др., 1984). При этом разногласия, касающиеся возможности расчленения разреза на два разновозрастных уровня, не помешали исследователям согласиться относительно молассовой природы обоих. Так, характеризуя сумийский период, К.И. Хейсканен приходит к выводу, что „... в результате орогенических движений и вулканизма в наземных условиях сформировалась мощная толща грубообломочных вулканогенно-осадочных образований, кислых пирокластов и переслаивающихся с ними лавовых потоков..." и далее: „... завершают орогенный ряд формации вулканогенной молассы и вулканическая андезит-базальтовая, которые накапливались в следующий сариолийский период" (Хейсканен, 1980, с. 131, 132). Установив факты переслаивания и латерального замещения конкретных формаций, а также интерпретировав весь разрез как единый сумийско-сариолийский уровень,

В.И. Коросов, не давая определения тектоническому режиму, так описывает обстановку осадконакопления: „... существовал довольно расчлененный рельеф в виде горстов и грабенов. В понижениях рельефа происходило накопление вулканогенного материала, а на возвышенных участках продолжалось разрушение с образованием элювиально-делювиальных брекчий." (Коросов, 1979, с. 119). Такая характеристика прямо соотносится с определением класса орогенных режимов: „Области орогенного режима – это прежде всего горные области. Они расчленены на зоны поднятий и опусканий. Зоны поднятий размываются, а в прогибах накапливаются осадки. Последние образуют молассовую формацию, характерную для областей орогенных режимов" (Белоусов, 1975, с. 98). Имеются указания на формирование орогенной формации Северо-Карельской зоны в условиях синхронных тектонических движений с деформациями образовавшихся геологических тел, резкими несогласиями и размывами (Эволюция ..., 1985). Поднятия и прогибы имели сводово-глыбовый характер, проницаемость земной коры была сосредоточенной.

Варзугский и ильмозерский формационные ряды вполне соответствуют в общих чертах полному циклу платформенного развития, хорошо выраженному в последовательной смене конкретных осадочных формаций. Заметно увеличилось число формаций осадочного происхождения за счет уменьшения числа вулканогенных. Преимущественно унаследованный характер прогибов, в заложении и развитии которых большую роль сыграли глубинные разломы, сочетание вулканогенных формаций с типично платформенными указывают на авлакогенную стадию режима молодых платформ.

Томингский глубоко смешанный осадочно-вулканогенный формационный тип представляет по существу позднеорогенную вулканогенную молассу, сравнимую с типовым формационным рядом заключительной стадии фанерозойских межгорных прогибов (Хаин, 1973). Для томингского типа характерны: затухающий вулканизм с соизмеримой продуктивностью осадочного и вулканогенного литогенеза; контрастное сочетание вулканогенных формаций, состав которых не позволяет определенно установить эпигеосинклинальный или эпиплатформенный характер орогенного режима; сосредоточенная проницаемость земной коры, локализованная в остаточных приразломных прогибах. Таким образом, условия формирования томингского формационного типа наилучшим образом соответствуют обстановке орогенного режима.

Соотношение хроностратиграфических уровней и формационных типов карельских разрезов

Если расположить разрезы карелид важнейших зон региона в соответствии с хроностратиграфическими построениями, а сами разрезы представить в виде типовых формационных рядов, то мы получим

формационный профиль, отражающий пространственно-временные взаимоотношения формаций (рис. 16).

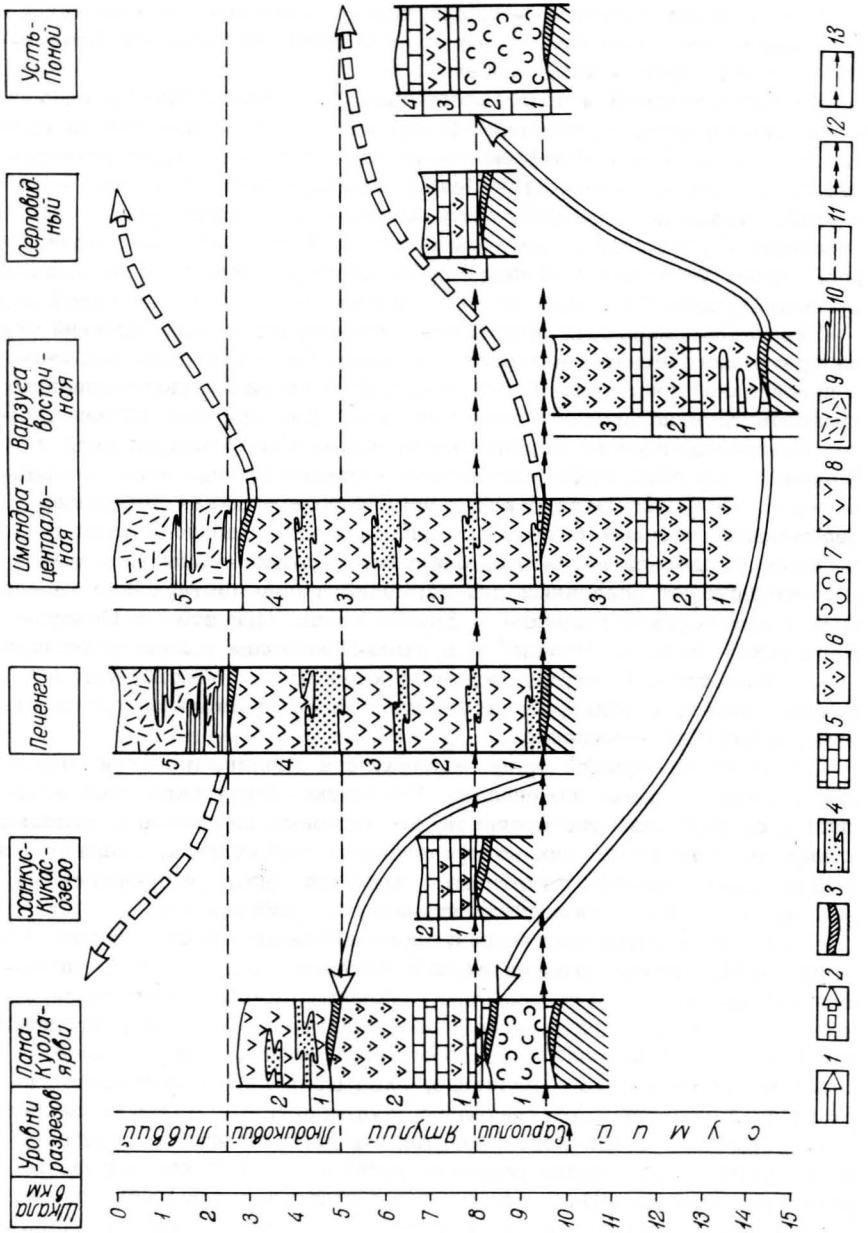
Типовые формационные ряды рифтогенной стадии размещены на разных уровнях: в Имандра-Варзугском синклинории это сумийский уровень, в остальных структурах – ятулийский (в разрезах Печенгского синклинория – не установлен).

Наиболее мощный и полно проявленный, с разнообразным набором конкретных формаций, типовой формационный ряд авлакогенной стадии режима молодых платформ охватывает широкий хроностратиграфический диапазон уровней: в Печенгско-Варзугской зоне это – сариолий, ятулий и людиковий, в Куолаярвинском синклинории – все последующие, начиная с людиковия. Позднеорогенный формационный ряд, развитый только в Печенгско-Варзугской зоне, судя по корреляционным уровням, изначально был локализован в пределах одной зоны.

Развитие конкретных прогибов, заложившихся в сариолийский этап за пределами Печенгско-Варзугской зоны, было прервано заключительной фазой складчатости на стадии формирования унаследованных прогибов типа авлакогенов молодых платформ. Другими словами, более позднее заложение карельских прогибов Северо-Карельской и Кейвской зон обусловило отставание в стадийном развитии по сравнению с Печенгско-Варзугской зоной. В то время как последняя переживала рифтовый режим, обширная область Карело-Кольского региона находилась в режиме, близком к платформенному, о чем свидетельствуют осадочный ряд формаций и взаимоотношение карельских и архейских комплексов в других зонах. При этом в Северо-Карельской зоне, на Печенге и в Усть-Понойском районе углубился эрозионный срез. К началу активных карельских событий, т.е. в течение сумия, в этих районах целиком были эродированы разрезы верхнеархейских комплексов.

После стрельнинской фазы складчатости геодинамическая ситуация в регионе резко изменилась. Печенгско-Варзугская зона вступила в стадию развития прогибов, характерных для режима молодых платформ, в то время как на прилегающих территориях, вовлеченных в карельские события, отчетливо и ярко проявился раннеорогенный режим, за которым последовал ятулийский рифтогенез.

Совершенно очевидно смещение формационных типов с сумия Печенгско-Варзугской зоны на ятулий смежных областей, т.е. миграция тектонических режимов. Одно обстоятельство в этой связи кажется, на первый взгляд, нелогичным. Миграция режима рифтогенеза как будто „перескочила" через орогенный режим, который имеет хроностратиграфическое значение, охватывая преимущественно сариолийский уровень. Действительно, вулканогенные молассы не являются формацией стадийного развития каждого отдельного прогиба, но характеризуют стадию развития региона. Но в таком случае в разрезах Печенгско-Варзугской зоны молассовая формация должна быть также представлена самостоятельным уровнем, чего не наблюдается во всяком случае в такой явной форме, как в Северо-Карельской зоне и Усть-Понойском районе. Вместе с тем такие вулканогенные молассы, как было показано выше, развиты в краевых частях



Печенгско-Варзугской зоны. Это важное обстоятельство в сочетании с хорошо выраженной тенденцией к латеральной миграции тектонических режимов вполне объясняет наблюдаемую ситуацию.

Режим прогибания, охвативший Печенгско-Варзугскую зону после Стрельнинской фазы складчатости, мигрировал за пределы прогиба и прежде всего охватил „плечи" рифтогенной зоны, которые в условиях предшествующей складчатости могли переживать режим орогенного типа. Поэтому вулканогенные молассы сформировались в зонах, прилегающих к прогибам, в их краевых частях, охваченных орогенным режимом, связанным с миграцией условий прогибания на весь Карело-Кольский регион. Гетерогенное строение региона сказалось на условиях локализации прогибов, поднятий и других форм реакции земной коры на миграцию режима прогибания. Формирование рифтов не могло начаться без орогенной подготовки в отличие от прогибов, развивающихся в Печенгско-Варзугской зоне унаследованно в это же время. Региональное положение раннеорогенной сариолийской вулканогенной молассовой формации, выклинивающейся к Печенгско-Варзугской зоне, определенно указывает на начало миграции тектонических режимов на весь регион в верхнесумийско-сариолийский этап.

В связи с отчетливо проявленным несовпадением хроностратиграфических и формационных рубежей и находит объяснение оценка перерывов, выработанная на основе анализа преимущественно стратиграфических данных. Все крупные перерывы имеют тектоническую природу, связанную со стадийностью развития карельских прогибов, т.е. с последовательной сменой тектонических режимов. Завершение рифтогенного режима в Имандра-Варзугском прогибе было связано с регионально проявленной Стрельнинской фазой складчатости. Последующее прогибание охватило практически всю систему карелид, и потому предъятулийская граница приобрела хроностратиграфическое значение, являясь в то же время стадийной для каждого конкретного прогиба. Для Усть-Понойского района и Панаярви режим прогибания начался в конце сумия-начале сариолия, а для остальных рай-

Рис. 16. Схема сопоставления хроностратиграфических уровней и формационных типов карельского комплекса.

1 – корреляционные уровни формационных рядов и направление миграции тектонических режимов; 2 – то же, предполагаемые; 3 – крупные перерывы, сопоставимые с границами структурных этажей. Осадочные формации: 4 – автохтонные, в разной степени смешанные с вулканогенными, 5 – аллохтонные без следов влияния синхронного вулканизма, с резкими границами. Вулканогенные формации: 6 – ранних рифтогенных прогибов, 7 – вулканогенные молассы раннеорогенных прогибов, 8 – унаследованных грабенообразных прогибов, 9 – остаточных приразломных прогибов; 10 – осадочные и туфогенно-осадочные формации остаточных приразломных прогибов. Корреляционные хроностратиграфические границы: 11 – палеоклиматические, 12 – региональные тектонические, 13 – промежуточные.

онов за пределами Печенгско-Варзугской зоны – в конце сариолия, что отмечено наличием типичных формаций.

В дальнейшем перерывы и несогласия формировались в каждой конкретной структуре в соответствии со стадийностью начавшегося в разное время тектонического процесса прогибания. По этой причине не отмечается хроностратиграфического совпадения перерывов, например в основании людиковийского уровня на Куолаярви и в Печенгско-Варзугской зоне. В последней он отсутствует в столь явном проявлении, как в первой. В соответствии же со стадийным положением формационных типовых рядов этот перерыв надо сопоставлять с предполисарско-предахмалахтинским, расположенным на границе сумия и сариолия.

Наметившаяся тенденция стадийного положения несогласий и перерывов вообще не оставляет надежды на хроностратиграфическое их совпадение, кроме регионально проявленного сариолийского уровня. Но и эти перерывы, несмотря на относительную синхронность, разделяют разные стадии тектонического развития конкретной зоны. Таким образом, стадийность проявления перерывов и несогласий, вытекающая из анализа формационных рядов, является определяющей тенденцией их проявления и положения.

В связи с миграцией тектонических режимов к северо-востоку и юго-западу от Печенгско-Варзугской зоны время становления конкретных формаций, в том числе и магматических, значительно различается в сторону запаздывания. Поэтому следует ожидать полного отсутствия типового позднеорогенного формационного ряда за пределами Печенгско-Варзугской зоны. Интересно в связи с этим проанализировать латеральное развитие интрузивных тел габбро-верлитовой формации, известной своей рудоносностью. В размещении массивов этой формации хорошо выражена закономерность: наиболее полно они развиты на Печенге, значительно меньше – в Имандра-Варзугском синклинории и неизвестны в Северо-Карельской зоне.

На рис. 16 видно, что ливвийскому уровню формирования магматических комплексов, с которыми связана габбро-верлитовая формация Печенгско-Варзугской зоны, в других зонах соответствует варзугский формационный тип строения. Эволюция этих зон была прервана завершающей складчатостью до стадии проявления томингского формационного типа. Поэтому за пределами Печенгско-Варзугской зоны не обнаружено даже корневых частей соответствующих формаций, а поиски их представляются бесперспективными. Вместе с тем именно в этих структурах создались благоприятные условия для генерации и становления габбро-пироксенитовой формации, связанной с варзугским формационным типом, хотя они и оказались смещенными в сторону омоложения до людиковийско-ливвийского уровня относительно ятулийского уровня проявления этих же событий в Печенгско-Варзугской зоне.

Сравнительное изучение карельских формаций показывает, что генерация магм определенного состава зависит не только от конкретных тектонических условий, но и от предыстории магматизма, т.е. эволюции магмогенерирующих систем. Печенгский прогиб как

вулканогенная зона начал развиваться позднее Имандра-Варзугской рифтовой зоны, что определило разный состав генерированных магматических масс, синхронно проявленных в пределах одного магматического пояса. Мы уже отмечали, что независимо от возраста заложения вулкано-тектонической депрессии состав конкретных вулканогенных базальных формаций повсеместно близок к недифференцированным андезито-базальтам и базальтам. Очевидно, режим прогибания и генерации магм начальных этапов имеет единую эндогенную основу и относится к малоисследованной области механизма развития вулкано-тектонических структур. Можно предположить, что формационные ряды вулканитов от пурначского до умбинского уровней сформировались в результате последовательно генерированных магматических масс из одной подкоровой области, расположенной непосредственно под вулкано-тектонической депрессией. Появление однородной андезит-базальтовой формации на уровне ильмозерской свиты означает как бы возврат к раннему этапу развития, если судить по составу формаций. Не означает ли это смещение режима генерации магм в новую соседнюю область или прогрессирующее расширение самой области возможной генерации (Смолькин, 1985), как и условий прогибания, способных сформировать вулкано-тектоническую депрессию. Если подобный механизм в какой-то мере реализован в Печенгско-Варзугской зоне, то понятно, что середина столь крупного цикла развития магматического очага (полисарский уровень) будет значительно отличаться по составу вулканогенных формаций от начала подобного цикла (ахмалахтинский уровень).

Полученные данные о миграции тектонических режимов позволяют по-иному интерпретировать положение и условия генерации другой рудоносной интрузивной формации региона – перидотит-пироксенит-габбро-норитовой. Массивы Панских и Федоровых тундр занимают межформационное положение и потому считаются более молодыми, чем контактирующие с ними формации стрельнинского ряда. Однако продукты экзогенного разрушения массивов этой формации установлены в сариолийских конгломератах Печенги (Бакушкин, Ахмедов, 1975) и Северо-Карельской зоны (Лавров, 1979). Особенности строения массивов позволили исследователям реконструировать условия становления формации как типично платформенные.

Представляется возможным связать проявление интрузивного магматизма с рифтогенными формациями сумия, особенно в Печенгско-Варзугской зоне. Но условия рифтового режима резко отличаются от платформенного. Кажется, остается один возможный вариант: формация проявлена после завершения рифтогенного режима в предполисарский перерыв, до Стрельнинской фазы складчатости. Однако наличие продуктов разрушения массивов в обломочной части сариолийских конгломератов делает маловероятным и это предположение, так как длительность перерыва, необходимая для вскрытия массивов, не сопоставима с массой и составом обломочных формаций в соответствующих разрезах карелид. Предположить синхронное формирование расслоенных массивов и стрельнинского ряда вулканогенных формаций можно лишь при условии первичного становления массивов

Панских и Федоровых тундр за пределами Имандра-Варзугского рифта, в его бортовой части. Однако породы этих формаций не могут быть связаны едиными условиями генерации по двум причинам. Первая относится просто к разным режимам становления формаций. Вторая вытекает из хроностратиграфического положения стрельнинского ряда на разных возрастных уровнях. Если эти формации связаны единым режимом, то расслоенные массивы в Печенгско-Варзугской зоне имели бы сумийский возраст, а в Северо-Карельской зоне - ятулийский, чего не наблюдается в реальных условиях (Лавров, 1979). Один и тот же стрельнинский типовой формационный ряд оказывается то моложе, то древнее (или одновозрастным) формации расслоенных базит-гипербазитов, из чего следует, что интрузивная формация сформировалась вне связи с вулканогенным рифтовым рядом и соответствует регионально проявленному этапу платформенной магматической активизации. Но такой режим был типичным для всего региона, за пределами Имандра-Варзугского рифта, на ранней стадии его развития. Поэтому есть основания усомниться в межформационном положении массивов Панских и Федоровых тундр, которые оказались в контакте с формациями стрельнинского ряда в результате вторичных, т.е. тектонических, движений типа нормальных сбросов. Не случайно петрологи, изучавшие массивы, отмечают тектонические, а не интрузивные контакты интрузивов с карельским комплексом (Загородный и др., 1982).

Таким образом, генерация магм, за счет которых сформировались расслоенные базит-гипербазитовые массивы, связана с сумийской магматической активизацией протоплатформы, вызванной заложением и развитием Имандра-Варзугской рифтовой структуры. Становление массивов также происходило за пределами рифтовой зоны, в областях с платформенным режимом и синхронно с ранней стадией рифтогенеза, в субпараллельных рифту системах разломов.

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ КАРЕЛЬСКОЙ СИСТЕМЫ РЕГИОНА

Структурно-вещественный подход к выделению зон по рядам геологических формаций позволяет обнаружить стадийность развития складчатой области. Очевидно, намеченные стадии характерны для конкретных зон, но не для всей системы. Другими словами, в пределах системы наблюдалась миграция тектонических режимов прогибания, в результате чего к моменту карельской складчатости, проявившейся на Балтийском щите около 1800-1700 млн. лет, отдельные зоны оказались на разных стадиях развития. С другой стороны, начало прогибания и время проявления отдельных стадий для разных прогибов, также не одинаковы. Очевидно, как для понимания тектонического развития региона, так и для целей металлогенического анализа и познания причин различной рудоносности важно определить

не только стадии развития конкретной зоны, но и стадии развития всей складчатой системы, закономерности формирования которой обозримы лишь с позиций мегацикла (Рундквист и др., 1983).

В поисках механизма и причин начала карельских событий решающее значение имеет выбор ряда установленных многими геологами фактов, синтез которых ведет к созданию вероятной модели развития региона. Понятно, что минимально необходимый набор выявленных геологических объектов должен обладать возможностью установления причинно-следственных связей, а созданная на их основе модель - объяснять более обширную совокупность геологических сведений, которые бы укладывались в рамки сформулированной концепции.

Реконструируя геодинамический режим предрифтогенного сводообразования (Загородный, Радченко, 1983), мы исходили из ряда фактов, которые в настоящее время надо пополнить некоторыми, вновь полученными. Формации начальной стадии рифтогенного ряда отличаются явно ограниченным развитием в рамках узкого грабена ступенчатого строения с признаками первичного вырождения в Западном Прихибинье и на востоке в районе оз. Бабьего (Радченко, 1972; Загородный и др., 1982). Реконструированное по мощностям и фациям первичное положение конкретных формаций нарушено надвигами с юга только в центральном и западном секторах, сопряженными с крупными сдвиговыми нарушениями, которые пересекают регион в субмеридиональном направлении. Ввиду позднекарельского возраста сдвигов и векторов перемещений все схемы реконструкций соответствуют положению геологических объектов до сдвиговых деформаций.

Нанесем на схему (рис. 17) краевые разломы начального грабена, положение формаций и конседиментационных разломов. Кроме ортогональной системы, отчетливо выделяется и диагональная. При этом как поперечные, так и диагональные разломы имеют хорошо выраженную тенденцию к затуханию по мере удаления от грабена, а диагональные - пересекаются в грабене. Получилась взаимосвязанная система трещин растяжения, совокупность которых сопряжена с распределением формаций таким образом, что становится очевидным неравномерное растяжение в разных частях системы. Центральный и восточный секторы грабена связаны диагональными разломами с прилегающими плечами, имеют максимальную мощность формаций и максимальную ширину реконструирования прогибов (Загородный и др., 1982). К фланговым частям грабена разломы затухают, формации выклиниваются, диагональные системы разломов локализуются в участках выклинивания.

Совокупность только этих, широко известных и далеко неполных данных, относящихся к начальной стадии карельских событий, ставит в весьма затруднительное положение сторонников „новой глобальной тектоники". Если это был спрединг, то как объяснить сохранившиеся детали фациального строения, мощностей и закономерную картину их изменения по отношению к также ненарушенной системе разломов, развитых в виде правильной системы относительно грабена? Почему ширина „раздвига" и его фланговые затухания связаны с системой нарушений, локализованных вокруг грабена? Можно, конечно,

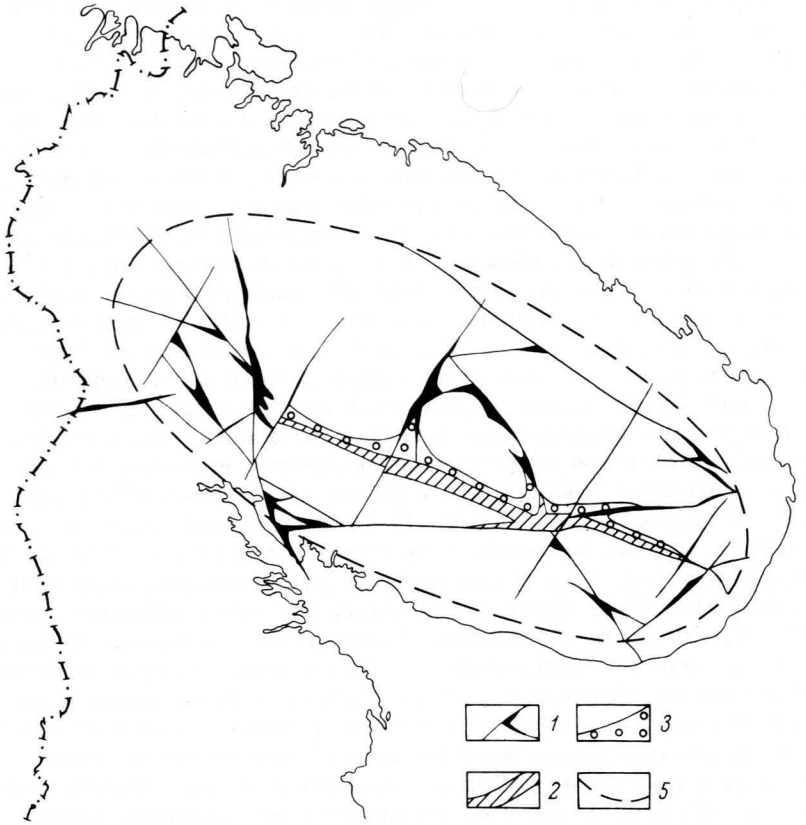


Рис. 17. Палеотектоническая схема начальной стадии рифтогенного этапа.

1 – интрузивные массивы габбро-лабрадоритовой формации в системе разломов предрифтогенного растяжения; 2 – андезит-базальтовая слабодифференцированная формация; 3 – трансгрессивная граница базальной терригенной формации; 4 – предполагаемое положение подошвы предрифтогенного сводового поднятия.

нарисовать грандиозную картину развития карельских событий с точки зрения любой концепции, в том числе и в духе неоглобализма. Но хотелось бы увидеть ее в приложении к предметному обсуждению как исходных геологических данных, так и сопровождаемых в длительной истории геодинамического развития системы.

Вместе с тем изложенные выше факты хорошо укладываются в геодинамическую обстановку предрифтогенного сводового поднятия. Понятно, что ближе к ядерной части свода условия растяжения реализуются с наибольшей амплитудой и затухают к подошве, как понятна и сама ортогонально-диагональная система, сопряженная пересечениями в грабене. Кажется не совсем ясным, какую роль играют в этой картине тела габбро-лабрадоритовой формации, возраст которой, несмотря на явные противоречия в геологических данных, традиционно считается архейским. Интрузии не просто расположены в системе разломов предкарельского поднятия, но образуют вместе с последней ареал, контуры которого обрисовывают вероятную подошву сводового поднятия с грабеном в приосевой части (рис. 17). Специально проведенные нами работы в Верхне-Понойском блоке и восточной части Кейвского синклинория обнаружили причинно-следственную связь геодинамической обстановки радиального раздавливания, типичного для сводообразования, и внедрения тел габбро-лабрадоритовой формации (Радченко, Радченко, 1984). Надо иметь в виду, что в условиях радиального сжатия неизбежно возникают напряжения тангенциального растяжения. Таким образом, формируются структуры пластовой отдельности и кристаллизационной сланцеватости, сопряженные с дайковыми телами и массивами габбро-лабрадоритовой формации. В ядерной части свода это – рассредоточенное дайковое поле, а в подножье – сосредоточенная зона взаимно пересекающихся даек различного состава и текстуры, варьирующих в рамках формационной принадлежности. Вероятно, условия растяжения в подножье сводового поднятия способствовали раскрытию трещин в нижней части коры, которые быстро затухали кверху. Но и здесь, хотя и в меньших масштабах, тела анартозитов образуют пластовые залежи, рвущие лебяжинский орогенный комплекс архейских кислых вулканитов. Стало быть, габбро-лабрадоритовая формация моложе лебяжинских гнейсов, выше которых залегает только платформенный комплекс глиноземистых формаций кейвской серии и сумийский комплекс карелид. С каким же тектоническим режимом можно связать становление этой интрузивной формации? Вывод представляется вполне очевидным – только с режимом предрифтогенного сводового поднятия. К какому же мегациклу развития относить обстановку сводового поднятия? Вполне определенно, что это не завершающая стадия платформенного развития. Это начало и причина развития карельской системы. В таком случае габбро-лабрадоритовая формация – интрузивный индикатор начала континентального докембрийского рифтогенеза. Если же датировки возраста определенно будут соответствовать архейскому возрасту этой формации, то надо будет признать, что предкарельское сводообразование началось в архее.

Известна длительная история развития Карельской системы. Начиная с формирования кольского сводового поднятия, в истории последующего развития переломным моментом можно считать Стрельнинскую фазу складчатости, за которой последовало резкое расширение областей активного вулканизма и заложение частных прогибов (колюмогенный этап). Какие же причины могли вызвать геодинамические условия сжатия, складчатости и одновременно миграции рифтогенного тектонического режима, предваряемого орогенным? Вероятно, чтобы понять источник и движущую силу последующих событий, надо проанализировать взаимодействие возникшей на ранней стадии динамической пары рифт-сводовое поднятие.

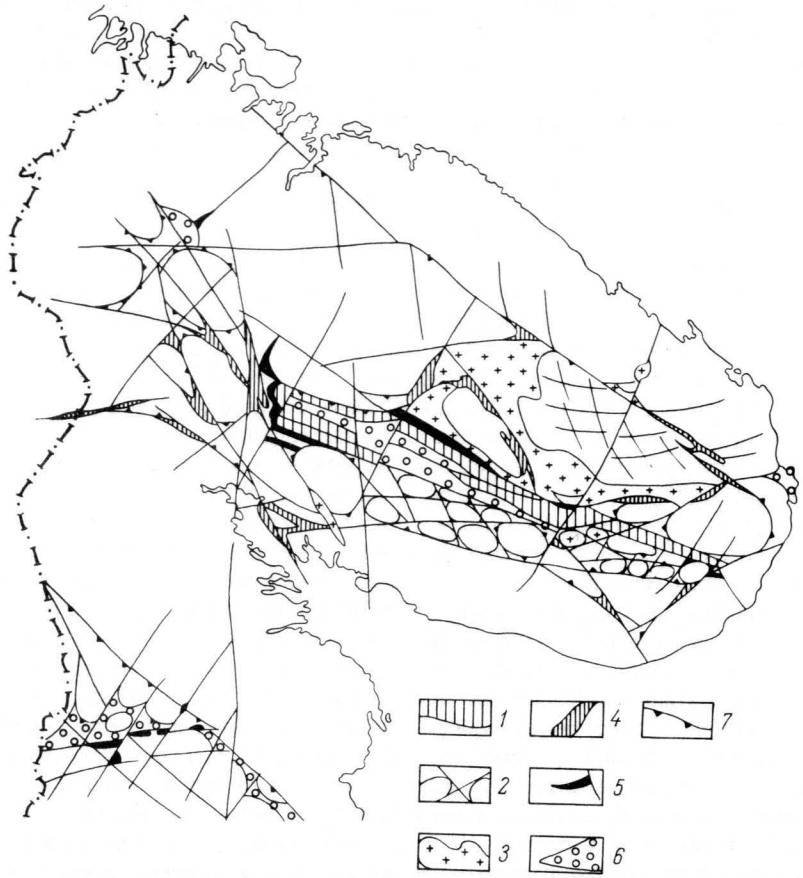


Рис. 18. Палеотектоническая схема раннеорогенной стадии (стрельнинская фаза складчатости).

1 – зоны проявления складчатости сжатия; 2 – зоны блоково-глыбовых радиальных движений фундамента и отраженной складчатости карельских формаций; 3 – зоны размещения интрузивных тел формации щелочных гранитов–граносиенитов и проявления пликативных структур фундамента; 4 – интрузивные массивы габбро–лабрадоритовой формации; 5 – расслоенные интрузии перидотит–пироксенит–габбро–норитовой формации; 6 – молассовые формации начальной стадии колюмогенного этапа; 7 – разломы и наклоны краевых разломов (корневых частей крупных блоков земной коры с тенденцией к воздыманию).

Рост сводового поднятия отражает эндогенные условия аномально возбужденной мантии и расширение этого очага. Развитие рифтового прогиба с большим объемом излившегося подкорового вещества способствовало началу опускания сводового поднятия как за счет тектонического проседания приосевой части, так и за счет поступления на поверхность подкоровых расплавов из очага возбужденной мантии. Возникла автоколебательная система, в которой определилась амплитуда радиальных колебаний с кривизной поверхности большого радиуса. В новой геодинамической обстановке проседания сводового поднятия вполне понятны тенденция к затуханию вулканического процесса и его эволюция в сторону проявления дифференцированной серии пород.

Момент перехода линии сводового поднятия через уровень горизонта явился причиной не просто условий сжатия. Надо учесть, что полная ширина прогиба, суммарная мощность подводящих каналов и дайковых систем, заполнивших разломы в условиях растяжения, значительно изменили общую площадь исходной поверхности коры перед сводообразованием в сторону увеличения. Общая радиальная направленность движений способствовала развитию условий сжатия прежде всего в грабене (рис. 18) – участке редуцированной и прогретой земной коры. В прилегающих участках создались условия для реализации дифференцированных радиальных движений фундамента. Но еще до кульминации геодинамических условий опускания и сжатия, с началом переменного знака движения, возникший волновой автоколебательный процесс приобрел латеральную направленность. Во всей прилегающей области с протоплатформенным режимом создались благоприятные условия для генерации и становления вдоль границ крупных блоков земной коры разной жесткости, расслоенных массивов перидотит–пироксенит–габбро–норитовой формации. Эта первая карельская формация, регионально проявленная в условиях магматической активизации протоплатформы, является реперной, предваряющей орогенный режим всей карельской системы региона.

Нисходящие движения в пределах Кольского сводового поднятия и восходящие – за его пределами – локализовали и дальнейшее проявление геодинамических обстановок. В Кейвском блоке, т.е. под ядерной частью сводового поднятия, в условиях длительной и спокойной эволюции магматического очага создались условия генерации щелочных магм. Каналами для их проникновения в верхние этажи земной коры служили вновь раскрытые глубинные разломы, сформировавшиеся на ранней стадии развития свода и подновленные при его проседании. Но в условиях нисходящих движений были полностью сняты нагрузки радиального расплющивания. Создались условия возможного раскрытия плоскостей отдельности, которые и послужили местами размещения интрузивных тел щелочных гранитов в обширной зоне, прилегающей к глубинным разломам, по которым проникали магмы (Батиева, 1976).

Возвращаясь к моменту кульминации радиальных движений в Кольском сводовом поднятии, следует отметить общую смену геодинамических обстановок в регионе. Стрельнинская фаза складчатос-

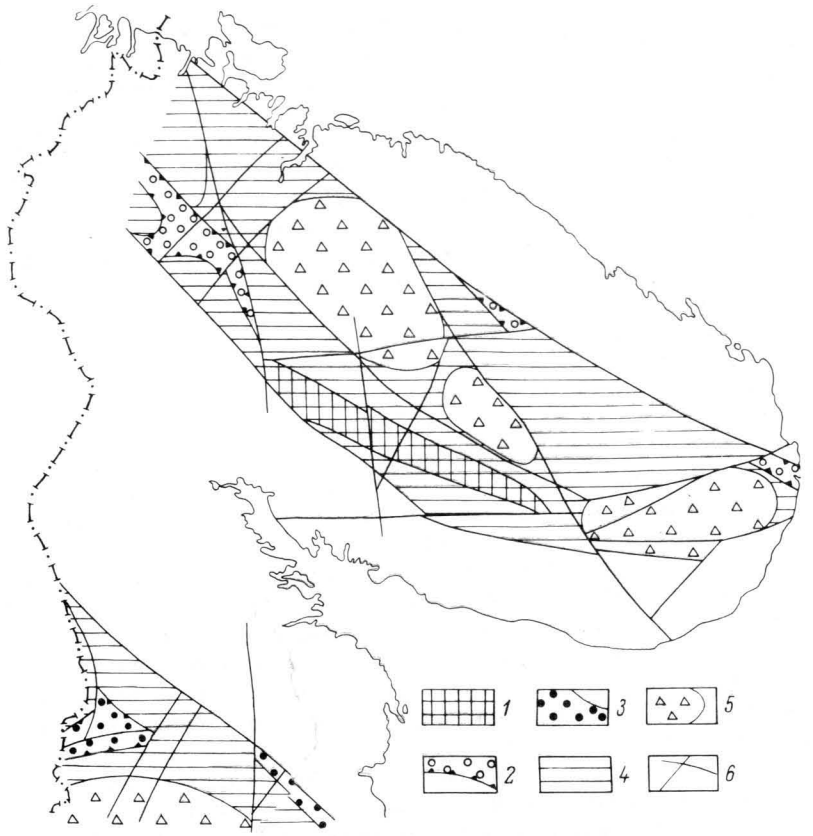


Рис. 19. Палеотектоническая схема колюмогенного этапа.

1 – унаследованные грабенообразные прогибы начальной стадии с терригенной и пикрит-базальтовой формациями в основании. Орогенные прогибы начальной стадии, выполненные: 2 – вулканогенной молассой с вулканитами андезит-базальтового состава, 3 – вулканогенной молассой с кварцевыми порфирами и их туфами; 4 – осадочные и вулканогенные формации платформенных прогибов; 5 – конседиментационные поднятия; 6 – разломы.

ти вызвала условия сжатия в Имандра-Варзугском прогибе и радиальные движения на обширной территории карельской системы. Мигрировавшая волна сводообразования вызвала в Северо-Карельской зоне и Усть-Понойском районе геодинамические условия растяжения в ядерных частях сводовых поднятий (Хейсканен, 1980), дальнейшая эволюция которых привела к типично орогенному режиму, с формированием в прогибах вулканогенной молассы. В условиях еще не оформившегося грабена, который возникнет только в режиме рифтогенеза,

разломы на границах поднятий и прогибов достигли разных глубин. Это способствовало формированию бимодальных вулканогенных серий с различными вариантами взаимоотношений в каждой конкретной обстановке – от вертикальных до латеральных.

Продолжающееся проседание Кольского сводового поднятия знаменует начало прогрессирующего, вслед за фазой складчатости, прогибания, так как автоколебательный процесс не может остановиться на средней линии, разделяющей амплитуду колебания. В унаследованных прогибах, а затем и в периферийных частях бывшего свода сформировались автохтонные терригенные молассы, а вслед за ними и прогрессирующие вулканогенные прогибы. В новых сводовых областях, куда мигрировал режим рифтогенеза, только начинают формироваться авлакогены с типичным формационным рядом рифтового режима.

Охват обширных территорий карельской системы условиями прогибания позволяет рассматривать этот этап развития региона как колюмогенный. Начальная стадия, отраженная в общих чертах на рис. 19, предшествовала длительному периоду формирования вертикальных рядов формаций, соответствующих цикличности развития конкретных прогибов. Орогенные прогибы в Северо-Карельской зоне и Усть-Понойском районе к началу ятулия приобретут черты рифтогенных структур с типичными формациями стрельнинского типа. В Печенгско-Варзугской зоне в это время сформируются приразломные прогибы типа авлакогенов молодых платформ, с типичными осадочными формациями полного платформенного цикла – варзугский и ильмозерский формационные типы. Надо сказать, что эрозионные останцы стрельнинского формационного типа на Кейвах указывают на возможное существование еще одной зоны развития ятулийского рифтогенеза, соответствующей линии разломов Усть-Поной-Колмозеро, позднее сильно эродированной. Правда, типично платформенные мощности разрезов Серповидного хребта, а также дайковые комплексы базитов в Центрально-Кейвском блоке скорее характеризуют эту зону как область бывших ятулийских платформенных прогибов.

Прогрессирующее затухание автоколебательного процесса в момент перехода от прогибания к воздыманию не могло вызвать фазы складчатости, так как до линии, разделяющей амплитуду колебательных движений, надо было пройти стадию нарастающего поднятия, т.е. регрессивную. Может быть, именно этим и объясняется повторение полного цикла осадочных формаций платформенного этапа в разрезах Печенгско-Варзугской зоны. Однако ядерная часть прогиба, естественно, отставала от краевых в своем стремлении к равновесному состоянию. Последние испытали стадию конседиментационных поднятий раньше, чем в прогибах определился перелом к процессу сжатия и складчатости. Поэтому здесь появилась первая аллохтонная формация, которая занимает в Имандра-Варзугском синклинории промежуточное положение между двумя верхними этажами. Начался новый этап сокращения прогибов и охвата территории поднятиями (рис. 20), который и назван колюмогенным.

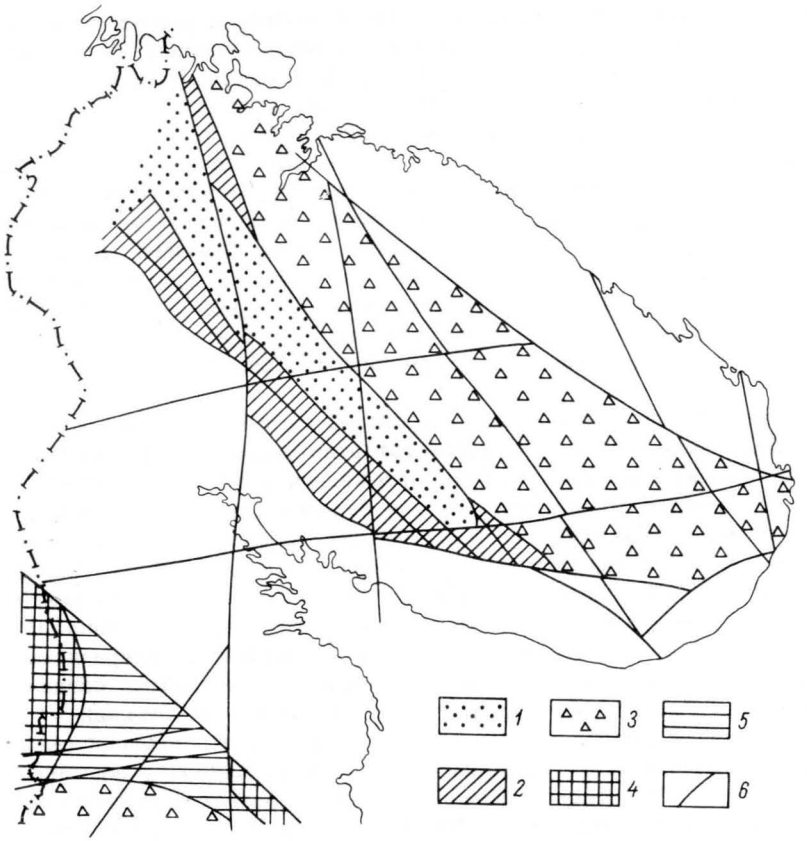


Рис. 20. Палеотектоническая схема эмерсионного этапа.

1 – области развития аллохтонной терригенной формации начальной стадии формирования прогибов; 2 – остаточные приразломные прогибы с глубокосмешанными осадочно-вулканогенными формациями; 3 – конседиментационные поднятия; 4 – унаследованные грабенообразные прогибы с груботерригенной и пикрит-базальтовой формациями в основании; 5 – осадочные и вулканогенные формации платформенных прогибов: 6 – разломы.

Затухающая амплитуда колебания в наиболее мобильной Печенгско-Варзугской зоне проявилась еще достаточно мощно. Поэтому на границе с более инертным Беломорским блоком и сформировались остаточные приразломные прогибы с глубоко смешанными осадочно-вулканогенными формациями. Появление в верхней части разрезов кислых вулканитов, а затем основных, косвенно указывает на смену условий сжатия растяжением, которую трудно обнаружить в орогенном типе разреза в виде несогласия или фазы складчатости. Такая

последовательность формаций вулканитов могла быть вызвана еще одним переходом колебательных движений через линию горизонта от восходящих к нисходящим. Эрозия не сохранила самых молодых вепсийских образований Печенгско-Варзугской зоны, которые могли бы характеризовать последнюю фазу развития карельских прогибов.

В это же время на границе ятулия и людиковия в Северо-Карельской зоне прогрессирующая деградация сводового поднятия привела к фазе складчатости и началу развития прогибов с варзугским типом формаций (рис. 20).

Геодинамические обстановки этапа главной фазы карельской складчатости в какой-то мере отражены на рис. 21. Общая схема процесса формирования складчатой системы карелид региона нами уже обсуждалась (Загородный, Радченко, 1983). Здесь мы ограничимся лишь самыми необходимыми комментариями.

В заключительную фазу карельского тектогенеза большой размах приобрели тангенциальные движения крупных блоков земной коры. При этом устанавливаются резко неоднородные перемещения отдельных секторов, разделенных крупными разломами сбросо-сдвиговой природы. Со сдвигами сопряжены надвиговые структуры, сосредоточенные на границе Беломорского блока и Печенгско-Варзугской зоны. С надвигами связаны структуры сжатия в карельском комплексе. Реализация напряжений сжатия весьма разнообразна и зависит от структуры отдельных районов, сложившейся к моменту завершающей складчатости. Общая тенденция структурообразования достаточно отчетливо определяется соотношением двух ведущих геодинамических обстановок – затухающими радиальными движениями фундамента и впервые мощно проявленными процессами латеральных структурообразующих движений. Понятно, что под влиянием тангенциальных напряжений различные по форме, положению в пространстве, размерам и физическому состоянию геологические тела будут подвергаться разного рода деформациям. Наиболее ярко выраженная закономерность заключается в том, что полого залегающие толщи карелид в принадвиговых зонах образуют группы складок разной морфологии, но всегда с пологим положением шарниров. Этот тип деформаций проявлен в районе Кукас-Ханкусозеро. Примерно такой же тип деформаций, на наш взгляд, претерпели породы фундамента Кольско-Норвежской зоны, хотя его гетерогенность и ранняя структурная зональность безусловно осложнили общий структурный план.

Напряженность структур сжатия в карельской системе находится в зависимости от векторов сдвиговых перемещений крупных блоков земной коры. В западной части региона обращает внимание линейный характер архейских комплексов Кольско-Норвежской зоны, не свойственный структурам археид примыкающих систем. Но это весьма типичные структуры сжатия, которые являются первым проявлением в истории развития региона тангенциального плана напряжений. К тому же при переходе из сектора интенсивного сжатия на юго-восток, где векторы латеральных перемещений по сдвигам уменьшаются, наблюдается переход от линейного к купольно-блоковому строению этой же зоны.

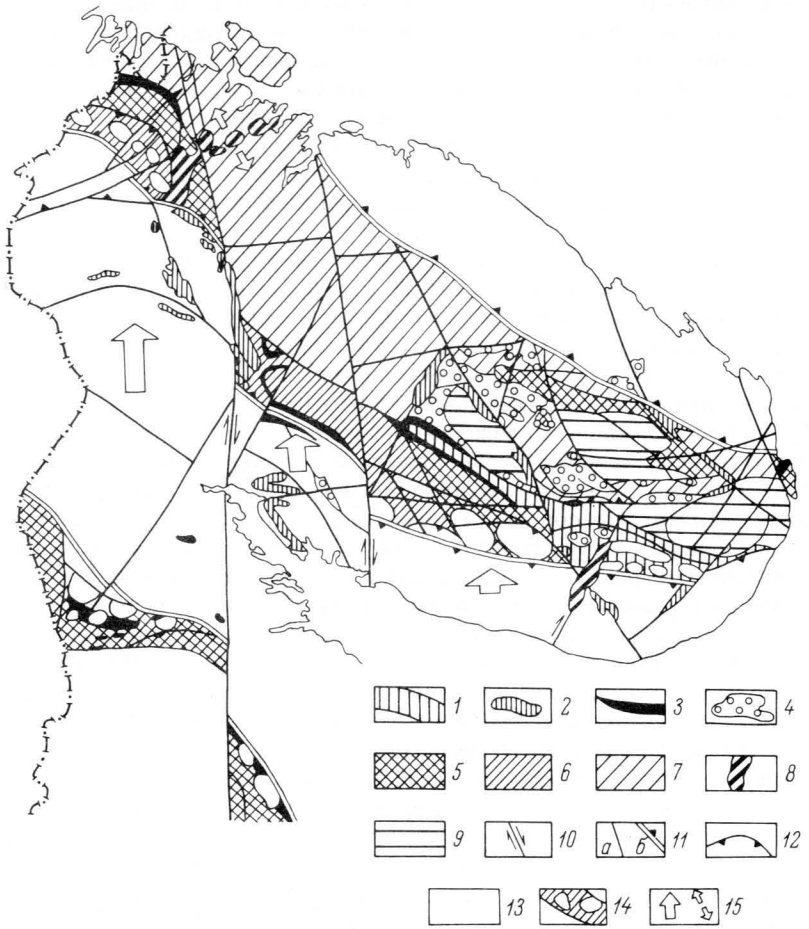


Рис. 21. Палеотектоническая схема позднеорогенной стадии (главная фаза карельской складчатости).

1 – формации осадочных и изверженных пород рифтогенного этапа (нижний этаж карелид); 2 – интрузивные массивы габбро-лабрадоритовой формации; 3 – вулканогенные молассы раннеорогенной стадии и расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации; 4 – интрузивные тела формации щелочных гранитов-граносиенитов; 5 – формационные ряды колюмогенного этапа (второй этап карелид); 6 – смешанный осадочно-вулканогенный формационный ряд эмерсионного этапа (верхний этаж карелид); 7 – зоны интенсивного сжатия (в Кейвской зоне – сочетание деформаций сжатия и отраженного типа); 8 – позднеорогенный гранитоидный комплекс; 9 – жесткие макроблоки в карельской системе с тенденцией к воздыманию; 10 – сбросо-сдвиги; 11 – крупнейшие сбросы и взбросы (а), совпадающие с границами складчатых систем (б); 12 – надвиги; 13 –

Выявление тангенциальных структурообразующих элементов в позднекарельской истории указывает на принципиально изменившиеся условия тектогенеза, связанные с карельской эволюцией земной коры. Вместе с тем это в лучшем случае – начало переходного этапа к механизму тектоники плит, если не его „прелюдия". Действительно, унаследованность движений и латеральная гармония в строении как архейских, так и карельских элементов тектоники явно указывают, что тангенциальные движения реализованы в складчатых деформациях, но не в механизме субдукции. Земная кора пробудилась к мобильности, но эти движения реализовались в общей тенденции „испытания на прочность" отдельных ее элементов. Чтобы плиты начали пододвигаться одна под другую, нужны, очевидно, соизмеримые физические характеристики. На примере карельских деформации фундамента Кольско-Норвежской зоны очевидно влияние более мощных и жестких архейских сооружений Беломорского и Мурманского блоков. Деформации подверглась вся верхняя часть земной коры, так как положение гранитоидного арагубско-лицкого комплекса обнаруживает зону растяжения, нормально сопряженную с границами максимального сжатия, а их возраст соответствует эпохе карельской складчатости.

Восточная часть региона, как было показано выше, начиная с раннекарельских событий, обнаруживает неоднородное строение. Естественно, что тангенциальные напряжения не могли реализоваться в этой зоне равномерно. В связи с этим в современных структурных подзонах наблюдаются: сочетание структур разного генезиса и степени деформированности; пологие плащеобразные залегания толщ на жестких блоках; сильносжатые линейные и опрокинутые складки краевых зон; моноклинальные фрагменты карелид, зажатые между крупными блоками фундамента в виде стоящих на головах пластин; зоны смятия и интерференции складок в межблоковых пространствах, приразломные складки. Тангенциальные напряжения и здесь привели к формированию менее крупных систем растяжения и трещин отрыва с мобилизацией гранитоидных магм, сформировавших стрельнинский комплекс лейкократовых гранитов-аляскитов.

Ряд интрузивных формаций, сопровождающих конкретные геодинамические условия или тектонические режимы, могут служить типовыми или реперными при палеотектонических построениях. Для условий предрифтогенного сводообразования и радиального раздавливания в условиях мощной земной коры типичны дайковые поля и пластовые

Рис. 21 (продолжение).

стабильные мегаблоки земной коры с тенденцией к воздыманию; 14 – подзоны купольно-блоковых структур фундамента и отраженной складчатости карелид; 15 – относительные векторы сдвиговых перемещений крупных секторов земной коры и сопряженных с ними зон растяжения.

массивы габбро-лабрадоритовой формации. Расслоенные массивы перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации характеризуют условия магматической активизации протоплатформенной области, прилегающей к рифтовой зоне, и размещаются в крупных разломах, сопряженных с положением рифтовой системы. Раннеорогенный режим характеризуется проявлением контрастной серии вулканогенных пород и наличием вулкано-плутонической ассоциации средних и кислых магматических пород. Авлакогенный режим молодых платформ сопровождается габбро-пироксенитовой формацией. На ранней стадии позднеорогенного режима сформировалась рудоносная габбро-верлитовая формация, а на поздней - вулкано-плутоническая ассоциация кислых и субщелочных изверженных пород. Индикатором тангенциального раздавливания крупных участков земной коры являются формации гранодиорит-гранитов и лейкократовых гранитов.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Исследование тектоники кольских карелид еще раз подтвердило старую истину - многие важные вопросы геологии не решаются на ограниченной территории и в отрыве от истории предшествующих и последующих образований. Поэтому в ходе исследований пришлось не только углублять эти вопросы, но и существенно расширить географию. Способствовали этому личное знакомство авторов со многими геологическими объектами на смежных территориях Карелии и Финляндии, а также сотрудничество с геологами, изучающими эти регионы. Анализ накопленных материалов и множества опубликованных источников неизбежно привел нас к размышлениям об общих закономерностях строения и геологической истории основных провинций Балтийского щита. Представляется, что в исследовании и этих проблем открылись некоторые новые возможности.

Для решения вопроса о возрасте структуры Балтийского щита в целом и его основных провинций важное значение имеет влияние сравнительно молодых тектонических процессов. Исследования последних лет принесли свидетельства в пользу представлений, ставших уже классическими, о наличии исторических и структурных связей Балтийского щита с кристаллическим фундаментом Восточно-Европейской платформы, с Гренландским и Канадским щитами, представляющими, вероятно, в архее-раннем протерозое (более 1.5 млрд. лет назад) единый праконтинент. На это указывают история кристаллических образований и наложенный характер всех геотектонических процессов в обрамлении щитов и разделяющих их провинциях, т.е. процессов, связанных, в частности, с обособлением Балтийского щита и более молодой рифейско-фанерозойской историей.

Балтийский щит представляется как весьма консервативный элемент, занимавший в ходе этой относительно молодой истории преимущественно поднятое положение. Сейчас можно уже достаточно определенно сказать, что его обособление началось около 1500-1400 млн. лет назад, когда на Русской платформе, очевидно, в связи с начальной стадией развития Уральского геосинклинального пояса, возникла система северо-западных авлакогенов и она вступила на путь плитной эволюции. Субсогласно с системой авлакогенов Русской платформы на Балтийском щите возникла система разломов и грабенов. Это грабены Сатакунта и Мухос в Финляндии, грабен Белого моря и, вероятно, Тимано-Канинский авлакоген, в отношении которого мы разделяем позиции А.Д. Архангельского, Г. Штилле и многих других исследователей. Все эти структуры заложились на эписвекокарельском пенеплене в континентальных условиях. В это же время по южной, юго-восточной окраинам щита вместе с другими районами Русской платформы началось формирование рифейско-фанерозойского чехла, а на северо-западе - так называемого „спарагмита" Норвегии.

Спарагмит, как показывают исследования скандинавских геологов, характеризуется латеральной и исторической зональностью и содержит эпиконтинентальные субплатформенные образования, сменяющиеся к северу геосинклинальными. Эти наблюдения (Asklund, 1930, и др.) свидетельствуют о том, что уже в рифее в северо-западном обрамлении Балтийского щита произошло заложение Норвежско-Гренландской или Грампианской геосинклинальной области. Очевидно, взаимодействие Грампианской и Уральской геосинклинальных областей, а также Тимано-Канинского авлакогена в северо-восточном обрамлении щита привело к обособлению Баренцевоморской плиты, вовлечению ее в условия интенсивного прогибания и формированию здесь крупнейшей экзогональной впадины. Обширная рифейская перестройка земной коры, обеспечившая обособление крупных структурных элементов, и в числе прочих - Балтийского щита, в совокупности весьма напоминает „umbrucht" Г. Штилле.

В последующей истории Балтийского щита также важную роль играют события, связанные с эволюцией Грампианской геосинклинальной области. В первую очередь это - свеконорвежская орогения (около 1200-900 млн. лет назад) и каледонская орогения (около 500-400 млн. лет назад). Относительно первой из них можно отметить, что изучена она пока слабо. Ясно лишь, что она охватила западную, северо-западную части щита и мощными эндогенными процессами переработала эписвекокарельский пенеплен, а также перекрывающие его субплатформенные образования спарагмита и обособила тем самым провинцию дальсландской регенерации. В самом общем виде можно предположить, что свеконорвежская орогения в северо-западном обрамлении Балтийского щита не была завершающей и играла такую же роль, как байкальская на Урале. Каледонская орогения, превратившая Грампианскую геосинклинальную область в складчатую систему каледонид, на Балтийском щите вызвала резонансную активизацию земной коры, выразившуюся в оживлении древних систем разломов и вспышке субщелочного и щелочного магматизма, приуроченного обычно к грабенообразным

структурам и пересечениям древних разломов (грабены Осло, Хибинско-Контозерский и др.).

Наиболее молодые мезо-кайнозойские процессы на Балтийском щите связаны с формированием Северо-Атлантической и Арктической океанических впадин. Эти процессы связаны вновь с блоковыми движениями по разрывам, часть из которых смыкается севернее с системой трансформных разломов,и с послеледниковой разгрузкой щита, обусловившей общее поднятие земной коры, которое продолжается и в настоящее время.

Внутренняя структура Балтийского щита представляется раннепротерозойской-позднесвекокарельской. Наиболее молодые образования сформировавшей ее орогении датируются в 1700-1600 млн. лет. Основной элемент структуры - Свекофеннская эпигеосинклинальная складчатая область. Некоторые ее образования весьма сходны с типичными для геосинклиналей фанерозоя. Это: надежно идентифицируемый миогеосинклинальный сланцево-флишевый комплекс в Ладожско-Ботнической зоне; граувакки в Центральной Финляндии и Швеции; останцы офиолитовых комплексов, поздняя осадочно-вулканогенная моласса - порфиры Кируна и Дала; региональный метаморфизм, гранитизация и многоэтапный магматизм с переходом от начальных к заключительным и, наконец, к субплатформенным ассоциациям. В центральной части провинции они разобщены обширными изометричными полями гранитоидов и сопоставимы скорее всего с корнями эпигеосинклинальных складчатых областей. Немаловажной их особенностью является то, что исследователи обычно не отрицают возможность нахождения среди них останцов реоморфизованного досвекокарельского фундамента. Природа этой провинции в большинстве случаев рассматривается как миогеосинклинальная, чему действительно соответствует наибольшее число наблюдений. При этом предполагается, что эвгеосинклинальные зоны располагались юго-западнее. Однако существуют мнения, что уже в южной части провинции - зоне Тампере - наблюдаются фрагменты эвгеосинклинальных образований (Simonen, 1980). Некоторые исследователи предпринимали попытки рассмотрения геологии провинции с позиций тектоники плит (Bowes, 1980; Yaal, 1982, и др.). Однако наиболее реальна пока ее интерпретация как аналога окраинного бассейна (Кренер, 1984).

На западе Свекофеннская провинция граничит с Дальсландской, где, как уже упоминалось, прослеживаются фактически те же самые образования вместе с реликтами субплатформенного спарагмита, переработанные свеконорвежской орогенией, откуда следует, что эта граница не определяет первоначальной территории Свекофеннской провинции. Широко распространенные здесь гранитоиды, которые ранее считались готскими, а теперь - после уточнения их возраста, выполненного Э. Велином и Р. Горбачевым (1972, 1980, и др.), отнесены к позднесвекокарельским (около 1700-1600 млн. лет), рассматриваются этими исследователями вместе с молассоидами Дала в качестве краевых образований Свекофеннской провинции. Эта точка зрения привлекательна, однако следует иметь в виду,

что появление моласс и поздних гранитов не всегда означает край подвижной области.

Восточная граница Свекофеннской провинции значительно определеннее. Скандинавские геологи называют ее границей с ятулийским континентом. Здесь действительно видно, как субплатформенные образования ятулия, распространенные восточней, перекрываются морским калевием (Pekkarinen, 1979, и др.), а в Швеции те и другие перекрыты вулканогенной молассой Кируны (Zundberg, 1980).

Восточная часть Балтийского щита, или Лапландско-Кольско-Карельская провинция, представляет наибольший интерес и не только потому, что является в значительной мере областью нашей деятельности, но и главным образом из-за того, что обладает наиболее длительной и разнообразной геологической историей. Здесь различаются по крайней мере три крупных раннедокембрийских, т.е. дорифейских, комплекса.

Наиболее древний, саамский, комплекс представлен сиалическими образованиями - тоналитами, гранодиоритами, биотитовыми и амфиболовыми плагиогнейсами. Какому-либо тектоническому районированию он пока не поддается. Возраст его в основном стерт последующими эндогенными преобразованиями, и можно лишь предполагать, что он достигает 3.5 млрд. лет и более. Достоверно, однако, то, что на нем после перерыва, формирования поверхностей выравнивания и деструктивных процессов в интервале 3.5-2.7 млрд. лет назад был сформирован следующий позднеархейский лопийский,или кольско-беломорский,комплекс амфиболитов, гнейсов, кристаллических сланцев. В составе этого комплекса различаются основные коматиитовые и кислые вулканиты, разнообразные осадочные породы, образующие несколько отделов, разделенных перерывами и структурными несогласиями и отвечающих начальным, инверсионным или орогенным и субплатформенным стадиям.

Исследователи предполагают, что в Финляндии и Карелии лопийский комплекс имел поясовое строение, и сопоставляют его с комплексами зеленокаменных поясов (Taipale e.a., 1983; Рыбаков и др., 1981, и др.). Предполагается также преимущественно субмеридиональное простирание этих линейных структур. Однако необходимо помнить при этом, что мы имеем дело с глубоко и неоднократно денудированной земной корой, а следовательно, те или иные образования могли быть распространены значительно шире, свидетельства чего известны на Кольском полуострове. На нашей территории наряду с линейными известны более обширные и стабильные структурные элементы, обладавшие к тому же разной подвижностью и знаком движений на разных стадиях развития. Общая позднеархейская структура, сформированная на Кольском полуострове, может рассматриваться в качестве глыбово-складчатой области с отдельными линейными элементами. Недостаточная информация не позволяет пока надежно определить природу этих образований.

Позднеархейские орогенные процессы на всей территории провинции проявились более или менее одновременно - около 2800-

2700 млн. лет назад. Выразились они в формировании кислых вулканогенных и молассоидных толщ, гранитоидном магматизме, интенсивном, но неравномерно проявленном высокоградиентном метаморфизме и обширной гранитизации. Охватив большую территорию, эти процессы привели и к геохронологическому омоложению образований долопийского тоналитового основания, а также, вероятно, и большей части датировок начальных этапов лопийской седиментации и вулканизма. В ряду этих наблюдений большое значение имеют данные, свидетельствующие о переходе орогенных верхнеархейских образований в субплатформенные. В совокупности они позволяют считать совершенно достоверно установленным, что в пределах Кольско-Лапландско-Карельской провинции в это время была сформирована зрелая континентальная кора. В соответствии с этим выводом восточную часть Балтийского щита следует рассматривать как область лопийской консолидации.

Однако на этом не закончилось развитие рассматриваемой территории. Как уже упоминалось, в свекокарельское время она представляла собой ятулийский континент и, вероятно, синхронно с развитием Свекофеннской геосинклинальной области пережила активизацию, которую можно определить как перикратонную. На самых начальных ее этапах (сумийский отдел) на Кольском полуострове и, возможно, в восточной части Лапландско-Северокарельской зоны произошло заложение крупных приразломных вулкано-тектонических депрессий, которые в полном их объеме и развитии мы склонны рассматривать в качестве рифтогенных. Ряд аналогичных, но более мелких структур (рассеянный рифтогенез) известен также и в Центральной Карелии. Завершается их развитие регионально, но неравномерно проявленным формированием орогенных образований сариолийского надгоризонта.

На следующем этапе (ятулийский отдел), возможно синхронно с процессами частной инверсии в Свекофеннском бассейне, на рассматриваемой территории произошло интенсивное расширение площадей, охваченных режимом прогибания. В результате были сформированы мульдообразные структуры, развивавшиеся, однако, главным образом унаследованно по отношению к приразломным депрессиям и разломам раннего этапа. В Карелии и прилегающих районах Финляндии образования этого времени рассматриваются в качестве субплатформенных, на Кольском полуострове сохранилась их рифтогенная специфика. Лапландско-Северокарельская зона представляла собой промежуточный тип.

Образования следующего этапа (калевийский отдел) явно связаны с активными процессами, завершающими развитие свекофеннской провинции - накопление сланцево-флишевых толщ, вулканогенных моласс, интенсивный гранитоидный магматизм, региональный метаморфизм. В восточной части Балтийского щита продолжали при этом развиваться наметившиеся на ятулийском этапе тенденции к расширению бассейнов седиментации, затем резко сменившиеся и приведшие, по крайней мере на Кольском полуострове и в Лапландско-Северокарельской зоне, к сокращению этих бассейнов, проявлению

интенсивных складчатых и надвиговых дислокаций в обрамлении рифтогенных зон, региональному метаморфизму повышенных давлений и проявлению гранитоидного магматизма в поперечных зонах отрыва. В Беломорской, Сальнотундровско-Колвицкой зонах и в центральной части Кольского полуострова в это же время произошла исключительно интенсивная перестройка досвекокарельского фундамента. Мы предполагаем, что как складчатые дислокации, так и переработка фундамента могли быть связаны с замыканием-опусканием всей рифтогенной системы. Вместе с тем субмеридиональные сбросо-сдвиги и сопряженные с ними надвиги, осуществлявшиеся приблизительно в это же время и известные как на Кольском полуострове, так и на смежных территориях (Yaal, 1985), свидетельствуют о существовании более общих причин. В Центральной Карелии эволюция свекокарельских структур завершается формированием вепсия (красноцветные кварцито-песчаники), свидетельствующего о сугубо платформенных условиях.

Новые данные по тектонике Кольского региона позволяют оценить зональность карельских складчатых систем с точки зрения общей эволюции тектонических процессов. О возрасте глубоко эродированного Мурманского массива можно судить по разрезам, прилегающим к нему с юга. Строение, состав и положение терригенных частей разрезов указывают, что в позднеархейской истории Мурманский массив являлся частью консолидированной раннеархейской складчатой системы и служил источником терригенных формаций, вторгавшихся к югу, в Кольско-Лапландско-Карельскую протогеосинклинальную область (Загородный, Радченко, 1983).

Данные о позднеархейском возрасте Беломорской складчатой системы получены на основании материалов, касающихся в основном ее карельской эволюции. Отметим кратко наиболее важные. В Северо-Карельской и Печенгско-Варзугской зонах структурная зональность расположена как бы зеркально относительно Беломорской системы. К последней примыкают подзоны купольного строения фундамента с отраженным типом складчатости в карельских формациях. Для самих формаций установлены изменения мощностей и фаций, свидетельствующие о первичном их выклинивании в направлении Беломорской системы (Радченко, 1972).

Важным фактом представляется взаимно-перпендикулярная ориентировка кинематических параметров в структурах Кольско-Норвежской зоны и прилегающих частях Беломорской системы. Нормально к границе блоков в Кольско-Норвежской зоне расположена 100-километровая полоса гранитоидных массивов урагубско-лицкого комплекса, не выходящая за южную границу зоны, т.е. в Беломорский блок. Из сопоставления этих фактов мы делаем вывод о причинно-следственной связи упомянутых параметров. Возраст их определяется временем становления гранитов, внедрившихся в систему растяжения, связанную с „раздавливанием" Кольско-Норвежского блока, оказавшегося в карельскую эпоху складчатости между двумя более жесткими массивами - Беломорским и Мурманским.

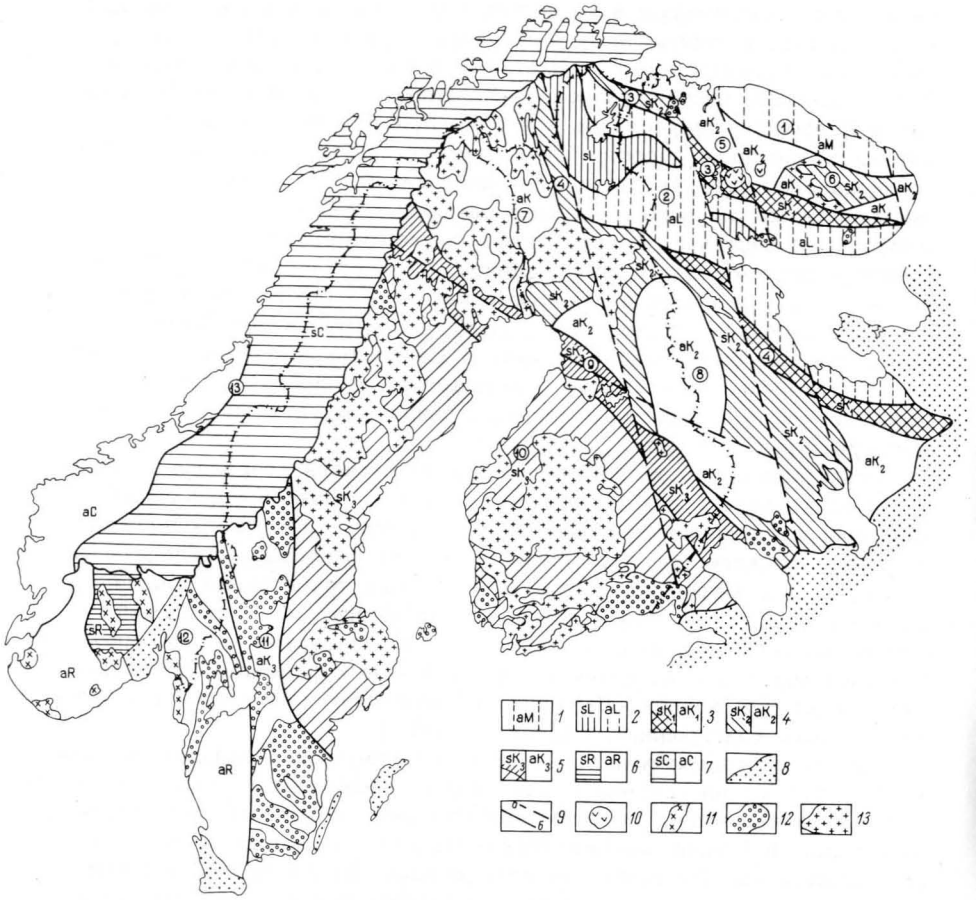


Рис. 22. Схема тектонического районирования Балтийского щита.

Структуры складчатых систем: 1 – антиклинорная часть раннеархейской складчатой системы (Мурманской – M), антиклинорные (а) и синклинорные (S); 2 – зоны позднеархейской складчатой системы (лопийской – L); 3 – подзоны и зоны раннекарельского заложения (сумийско–сариолийские – K_1); 4 – подзоны, зоны и провинции среднекарельского заложения (ятулийско–людиковийские – K_2); 5 – зоны и провинции позднекарельского заложения (ливвийско–вепсийские – K_3); 6 – рифейские подзоны и зоны (дальсландские – R), 7 – зоны и провинции каледонской складчатой системы (C); 8 – палеозойский чехол; 9 – главные разрывные нарушения: а – структурообразующие, б – позднекарельские сбросо–сдвиги. Плутонические массивы: 10 – палеозойские нефелиновые сиениты, 11 – дальсландские гранитоиды, 12 – позднекинематические свекофенно–карельские гранитоиды, 13 – средне– и позднесвекофенно–карельские гранитоиды. – Складчатые системы, провинции, зоны (цифры в кружках): 1 – Мурманский массив, 2 – Беломорская система, 3 – Печенгско–Варзугская зона, 4 – Лапландско–Северокарельская зона, 5 – Кольско–Норвежская зона, 6 – Кейвская зона, 7 – Лапландская и 8 – Центральнокарельская провинции, 9 – Савво–Ладожская зона, 10 – Свекофеннская провинция, 11 – зона Смоланд–Вермланд, 12 – Дальсландская провинция, 13 – система каледонид.

В Беломорской складчатой системе известны многочисленные мелкие интрузивные тела, объединяемые в перцолит–габбро–норитовый комплекс карельского возраста. Они рвут все структуры одинаково равномерно как анти–, так и синклинорные. Вместе с тем уровень становления их примерно одинаков – все тела несут следы глубинного становления в условиях достаточно прогретой рамы (Степанов, 1981). В размещении массивов наблюдается определенная неравномерность, которую можно объяснить степенью эродированности отдельных зон и участков. Например, массивы этой формации отсутствуют в широкой полосе к северу от Северо–Карельской зоны, т.е. в участках синклинорного строения. Очевидно, что после архейской складчатости Беломорская система представляла собой единую консолидированную область с платформенным режимом и тенденцией к воздыманию. И лишь узкие краевые части ее, примыкающие к карельским структурам, в раннем протерозое испытали приразломное погружение. Только в таких условиях единый уровень становления рассредоточенных интрузивных тел мог оказаться близким к выровненной современной поверхности эрозии.

В фундаменте более молодых складчатых систем архейские формации достоверно установлены в Кольской и Лапландско–Карельской складчатых системах. Их внутреннее строение отличается типичной структурой областей развития зеленокаменных поясов, тогда как в системах архейской стабилизации характерными являются крупные синклинорные и антиклинорные зоны, слабо дифференцированные на блоки по степени мобильности. В распределении архейских образований наблюдается определенная закономерность: с северо–востока на юго–запад отмечается омоложение складчатых систем до полного отсутствия архейских комплексов в фундаменте Дальсландской провинции и проблематичных архейских – в Свекофеннской (Горбачев, 1980).

Такая же закономерность вполне определенно характеризует и свекокарельские образования, если анализировать их размещение по времени заложения прогибов (рис. 22). Наиболее ранние карельские прогибы сформировались в восточном секторе Печенгско–Варзугской зоны (сумийские). В Северо–Карельской зоне прогибание началось в конце сумия–начале сариолия. К середине раннего протерозоя режим прогибания мигрировал в обширную Кольско–Лапландско–Карельскую область, для которой отмечается сариолийско–ятулийский уровень заложения прогибов (Соколов, Стенарь, 1980; Загородный, Радченко, 1983, и др.). Протерозойская история свекофеннской провинции начинается с заложения прогибов геосинклинального типа на калевийском этапе развития (Соколов, Стенарь, 1980; Велин, 1972).

Совершенно очевидно, что исходные предпосылки начала карельских событий могли создаться только в условиях достаточно кратонизированной в архее земной коры с ее слабой проницаемостью, общей высокой, хотя и неравномерной, жесткостью, способствующей формированию достаточно крупного мантийного очага возбуждения, вызвавшего сводообразование. Это были предпосылки создания условий континентального рифтогенеза, вызвавшего механизм авто–

колебательного тектонического процесса, который привел к латеральной миграции тектонических режимов. Возможность латеральной миграции глубинных масс тектоносферы и структурообразования показаны на примере фанерозойских геосинклинальных областей (Пущаровский, 1969). Таким образом, режим прогибания ранней стадии, во многих чертах сходный с интеркратонным рифтогенным, охватил сравнительно локальные участки краевых зон позднеархейской стабилизации. Его миграция в области с развитой архейской сиалической корой была связана с формированием многочисленных вулканогенно-осадочных прогибов и перестройкой архейских структур, что показано выше, на примере Кольского региона.

Геосинклинальный характер режима прогибания в Свекофеннской провинции связан, по всей видимости, с состоянием земной коры, которую можно сравнить с корой „переходного типа". Позднепротерозойский возраст Дальсландской провинции со свекофеннокарельским складчатым фундаментом как будто подтверждает это соображение. Оно согласуется также с наметившейся закономерностью омоложения складчатых зон и систем в направлении от Кольского полуострова к Южно-Скандинавскому массиву. Эта тенденция для западной части Балтийского щита отмечалась Р. Горбачевым (1980) и карельскими геологами для Центральной Карелии (Соколов, Стенарь, 1980). По-видимому, этот вопрос имеет отношение к степени зрелости земной коры и эволюции условий кратонизации. Понятно, что как степень кратонизации, которая может быть весьма различной (Борукаев, 1981), так и степень проницаемости играют существенную роль для создания очага возбужденной мантии и накопления энергии, способной обеспечить длительный и сложный тектонический процесс. Условия же миграции тектонических режимов выявляют и структуру архейской коры, на которой формируются карельские зоны. По этим процессам также можно судить о степени кратонизации или зрелости земной коры. В этом отношении надо признать, что под Свекофеннской провинцией хотя и предполагается архейское сиалическое основание (Муратов, 1970; Хаин, 1985), зрелость земной коры надо оценить, как очень низкую. Ее слабая дифференцированность на карельском этапе связана с весьма однородной реакцией архейского фундамента на режим прогибания. Соответственно можно предположить довольно маломощную и однородную сиалическую кору, характерную для окраин континентов.

Выявляется и еще одна региональная особенность строения Балтийского щита. Кратко ее можно охарактеризовать как проявление ортогонального плана зональности в размещении карельских формаций и структур. Общее северо-западное простирание карельских структур, зон и систем является, по сути дела, сочетанием фрагментов и секторов автономного строения, блокированных разломами и структурами северо-восточного простирания. Надо отметить, что восточные части Печенгско-Варзугской и Лапландско-Северо-Карельской зон являются структурами наиболее древнего сумийского и сумийско-сариолийского заложения, тогда как режим прогибания их северо-западных ветвей начался с сариолия-ятулия. Северо-западная

окраина Центрально-Карельского массива отделена от Лапландской зоны северо-восточной ветвью карелид, позднее блокированной сдвиговым нарушением (Yaal, 1985). Две последние части провинции не просто разделены границей северо-восточного простирания. Они по-разному реагировали на режим прогибания и испытали в разной степени проявленный гранитоидный магматизм. Однако распространение ортогонального плана зональности на Кольско-Лапландско-Карельскую провинцию характеризуют ее с точки зрения позднеархейской консолидации земной коры как единую область однотипного проявления карельского тектогенеза.

Свекокарельская орогения, включив и существенно переработав блоки более древних структур, завершила формирование структуры Балтийского щита. Рассмотренные вначале геотектонические процессы, развивавшиеся в обрамлении щита во время и после его обособления, на протяжении последних 1.5 млрд. лет, незначительно отразились на его внутренней структуре, реализовавшись главным образом в виде блоковых движений по оживившим системам разломов. Примечательно, что молодые движения использовали обычно систему продольных, поперечных и субмеридиональных свекокарельских разломов. Структурный консерватизм является важной чертой фанерозойской истории Балтийского щита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Карелиды Кольского полуострова развивались на фоне протоплатформенного состояния прилегающих более древних складчатых систем, о чем свидетельствуют аллохтонные формации осадочных пород. Сами вулканогенные прогибы пережили в своем развитии несколько тектонических режимов, последовательность которых указывает на единую цикличность в развитии конкретных прогибов. Среди них режимы прогибания, которые непосредственно отражены в составе и строении формационных рядов, имеют следующую вертикальную последовательность: рифтовый режим–раннеорогенный режим–режим молодых платформ с двойным циклом унаследованных прогибов типа авлакогенов–позднеорогенный режим с остаточными приразломными прогибами. Вместе с тем заложение прогибов и начало их циклического развития в регионе не синхронны и значительно различаются по времени. В связи с этим на каждом отдельном этапе развития региона в его пределах могут одновременно развиваться прогибы, находящиеся на разных стадиях развития, т.е. с разным тектоническим режимом. В развитии региона также можно выделить ряд этапов.

Первый этап, сумийский, можно назвать рифтогенным по господствующему режиму развития и формирования карельских формаций. Режим был локализован в осевой части Кольского предрифтогенного свода, размеры и форма которого реконструированы по раннерифтовым формациям, конседиментационным разломам и ареалу связанных с ними массивов габбро–лабрадоритовой формации. Одновременно в регионе сосуществовали еще две геодинамические обстановки: платформенный режим прилегающих архейских сооружений, еще не распавшихся на карельские и архейские системы, и обстановка континентального сводообразования. Само образование свода означало начало мощного процесса возбуждения мантии и формирования разрастающегося мантийного очага. На первом этапе роста сводового поднятия в коре образуются и эволюционируют расколы, в которые внедряются магмы габбро–лабрадоритовой формации. На зрелой стадии закладывается рифтовая зона с мощными, типичными только для докембрийских рифтов, трещинными излияниями больших объемов недифференцированных лав андезит–базальтового состава. Вероятно, это стало одной из причин начавшегося процесса оседания сводового поднятия. С этого момента начинает действовать механизм автоколебательного процесса с амплитудой, не превышающей конкретной мощности компенсированных карельских прогибов и большим радиусом кривизны. Дальнейшее развитие этого процесса привело к формированию всей карельской системы, вплоть до начала завершающей складчатости, которая протекала в совершенно иной геодинамической обстановке.

Второй этап развития карельской системы, колюмогенный, назван так потому, что в этот период, включающий сариолий, ятулий, людиковий, определилась вся будущая система карелид, охваченная режимом преимущественного прогибания. В периферийные части системы (Северо–Карельскую и Кейвскую зоны) не просто мигрировал режим прогибания, а конкретно рифтогенный, с его типичным формационным рядом. Но ему предшествовал раннеорогенный режим с регионально развитым рядом вулканогенных моласс. В Северо–Карельской зоне и Усть–Понойской структуре ее формирование началось в конце сумия–начале сариолия. Молассовые формации по направлению к Печенгско–Варзугской зоне выклиниваются, охватывая ее плечевые выступы и краевые части. Это означает, что миграция орогенных условий началась с Печенгско–Варзугской зоны. Она связана с переходом линии бывшего сводового поднятия через уровень горизонта, что вызвало фазу складчатости в Имандра–Варзугском синклинории и прилегающих частях. Само проседание свода способствовало латеральному развитию волнового колебательного процесса и расширению глубинного очага возбужденной мантии. Условия роста сводовых поднятий проявились с разной интенсивностью в Северо–Карельской зоне и на северо–востоке Кольского полуострова. Может быть, Северо–Карельская зона характеризовалась более мощной сиалической корой, что сказалось на составе вулканогенной молассы. Она сложена контрастными формациями вулканитов – риолитовой и андезит–базальтовой. В Усть–Понойском районе развиты преимущественно андезит–базальтовые вулканиты, хотя и отмечаются отдельные покровы кислых.

В это время в Имандра–Варзугском прогибе, после Стрельнинской фазы складчатости, сформировалась маломощная терригенная формация в резко отличной геодинамической обстановке. Здесь определилось прогибание, тогда как межгорные впадины периферийных зон формировались на сводах. Тем не менее вся карельская система включилась в стадию формирования прогибов. Рифтогенные прогибы начали формироваться в обстановке начавшегося оседания сводов, унаследованные прогибы Имандра–Варзугской структуры – под влиянием затухающего процесса опускания, связанного с развитием колебательных движений, которые приближаются к перемене знака от нисходящего к восходящему. Перемена знака движения и начало общего воздымания не связаны с фазой складчатости, так как последняя возможна только при прохождении волнового колебательного процесса через линию горизонта, до которой остается ровно половина цикла. Возможно, именно поэтому строение второго этажа карелид отличается двойным повторением формационного ряда осадочных конкретных формаций, каждый из которых отвечает полно-

му циклу платформенного развития. При общей тенденции к росту поднятий первыми выйдут из прогибания периферийные зоны, а осевые части Печенгско-Варзугской зоны - позднее. Это привело к формированию промежуточных формаций с аллохтонной терригенной в основании, которые развиты как промежуточные на границе второго и третьего этажей карелид.

Таким образом колюмогенный этап развития характеризуется сосуществованием более широкого набора геодинамических обстановок. Это орогенный режим в Северо-Карельской, Кольско-Норвежской и Кейвской зонах, условия сжатия в Печенгско-Варзугской зоне, рост периферийных сводов, формирование на них рифтовых прогибов и одновременно - затухающее прогибание на месте Кольского свода в режиме унаследованных прогибов молодых платформ. Сохраняют стабильно приподнятое положение кратонизированные архейские области - Беломорская и Мурманская, обеспечивающие карельские прогибы аллохтонными формациями.

Третий этап, эмерсионный, начался в регионе несинхронно: в Северо-Карельской зоне - с фазы складчатости в начале людиковия и перехода к процессу, который накануне, в ятулии, пережила Печенгско-Варзугская зона. Тем не менее к этому моменту бóльшая часть карельской системы все более охватывалась поднятиями. В Кольской системе, на границе с Беломорским блоком, на фоне затухающих поднятий сформировались позднеорогенные прогибы, в формационном составе которых имеются контрастные серии вулканитов, завершившиеся базальтовой формацией. Вероятно, это означает слабо проявленную фазу складчатости, сменившуюся кратковременным прогибанием, инерция которого быстро иссякла, компенсированная вспышкой основного вулканизма. В Северо-Карельской зоне различается полная стадия двойного развития унаследованных прогибов режима молодых платформ, которая также должна была закончиться стадийной фазой складчатости. Таким образом, эмерсионная стадия характеризуется сужением общей площади прогибов в карельских системах. Однако набор латерально существующих в регионе геодинамических обстановок по-прежнему велик в связи с несинхронностью разных стадий развития конкретных прогибов. К концу третьего периода впервые сложилась ситуация, когда бóльшая часть карельских прогибов региона испытала фазу складчатости. В Кольской системе это было связано с общим затуханием автоколебательного процесса, а в Северо-Карельской - с переходом к заключительной орогенной стадии развития.

Свидетельств дальнейших событий в Карельских зонах мы не имеем в связи с глубокой эрозией системы. Вместе с тем в регионе весьма полно проявлены результаты завершающей фазы карельской складчатости, с которой тесно связаны эндогенные режимы формирования региональной метаморфической зональности и проявления гранитоидного магматизма. Общая тенденция структурообразования претерпела качественные изменения. Если вся история развития карельского тектогенеза укладывается в рамки ведущей роли радиальных движений, то в его заключительную фазу, впервые в истории развития докембрия региона, мощно проявлен геодинамический процесс латеральных структурообразующих движений. Это начало переходного этапа от радиального типа структурообразующих движений на раннем этапе развития земной коры к латеральному - своеобразная „прелюдия" механизма тектоники плит. Кроме того, латеральная упорядоченность в строении раннедокембрийских элементов тектоники региона явно указывает, что тангенциальные напряжения реализованы в складчатых деформациях, но не в механизме субдукции. Земная кора приобрела мобильность, но эти движения реализуются в общей тенденции „испытания на прочность" отдельных элементов коры. Это очевидно на примере соотношения структур фундамента Кольско-Норвежской зоны и примыкающих архейских систем.

В распределении архейских образований Балтийского щита наблюдается омоложение складчатых систем с северо-востока на юго-запад. В фундаменте Дальсландской провинции архейские образования отсутствуют, а в Свекофеннской - не установлены, но предполагаются. В размещении карельских комплексов наблюдается такая же закономерность, если анализировать время заложения прогибов. Миграция режимов прогибания с сумия в Кольском регионе до позднекарельских образований свекофеннид обнаруживает неоднородную зрелость архейской коры, которая сказалась позднее и на структурной зональности щита. Континентальное сводообразование и рифтогенез характеризуют вполне зрелое кратонное состояние коры, которое и создало предпосылки для начала карельских событий. Миграция режимов прогибания в Свекофеннскую область вызвала начало геосинклинального процесса на слабодифференцированной однородной коре переходного типа. Массовое проявление гранитизации и гранитоидного магматизма на заключительной стадии развития системы указывают на значительный рост сиалической части коры Свекофеннской области, чего не наблюдалось в таких масштабах в карельских системах восточной части щита с достаточно мощной и развитой корой архейского возраста.

Выявлен ряд реперных интрузивных формаций, сопровождающих конкретные геодинамические условия или тектонические режимы. Наиболее важная в практическом отношении габбро-верлитовая формация связана с ранней стадией позднеорогенного режима, проявившегося в Печенгско-Варзугской зоне. В связи со значительным запаздыванием в миграции тектонических режимов от Печенгско-Варзугской зоны обнаружение этой формации в других карельских зонах представляется бесперспективным.

Результаты данной работы могут быть использованы при проведении съемочных и конкретизации научных исследований, связанных с перспективной оценкой металлогении карельских формаций.

ЛИТЕРАТУРА

Ахмедов А.М., Негруца В.З. Стратиграфические реперы нижнепротерозойских отложений восточной части Балтийского щита // Стратиграфия нижнего докембрия Карело-Кольского региона. Л., 1985. С. 34-44. (Труды ВСЕГЕИ; Нов. серия, т. 339).

Бакушкин Е.М., Ахмедов А.М. Базальные конгломераты печенгского комплекса района горы Генеральской // Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1975. С. 70-77.

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

Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л., 1976. 224 с.

Батиева И.Д., Ветрин В.Р. Вулкано-плутонические ассоциации в связи с кислым и щелочным магматизмом и некоторые вопросы эволюции магматизма Кольского полуострова // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты, 1978. С. 55-75.

Батиева И.Д., Бельков И.В., Кравченко М.П., Кравченко Э.В., Латышев Л.Н., Пушкарев Ю.Д., Ульяненко Н.А. Возраст щелочного массива Соустова на Кольском полуострове // ДАН СССР. 1983. Т. 270, № 4. С. 931-933.

Бекасова Н.Б., Пушкин Г.Ю. Стратиграфия центральной части Имандра-Варзугской структуры // Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972. Вып. 3. С. 28-34.

Бекасова Н.Б., Загородный В.Г., Пушкин Г.Ю., Радченко А.Т. Оценка значимости перерывов в разрезах Печенгско-Варзугской зоны // Проблемы докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1974. С. 109-119.

Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А., Антонюк Е.С., Ильин Ю.И. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л., 1980. 240 с.

Белоусов В.В. Основы геотектоники. М., 1975. 125 с.

Беляев О.А. Разрезы докембрийских образований северо-запада Кольского полуострова: (южное обрамление Печенгского синклинория) // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты, 1978. С. 17-25.

Богданов Ю.Б., Воинов А.С. Новые данные по стратиграфии Северо-Карельской зоны протерозоя // Вестник ЛГУ. Сер. геологии и географии. 1962. № 24, вып. 4. С. 5-16.

Богданов Ю.Б., Воинов А.С. О конгломератах протерозоя Северной Карелии // Геология и разведка. 1964. № 6. С. 25-35.

Борисов А.Е. К проблеме строения и стратиграфии карельских образований Усть-Понойского района на Кольском полуострове // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С. 8-15.

Борукаев Ч.Б. Завершающая складчатость, орогенез, диасхизис и кратонизация // Проблемы эволюции геологичских процессов. Новосибирск, 1981. С. 21-39.

Борукаев Ч.Б., Косыгин Ю.А., Парфёнов Л.М. Принципы тектонического районирования докембрия // Геология и геофизика. 1969. № 1. С. 3-15.

Борукаев Ч.Б. Некоторые черты тектоники докембрия Австралии // Вопросы тектоники докембрия континентов. М., 1970. С. 233-244.

Велин Э. Свекофеннская складчатая зона в Северной Швеции // Геотектоника. 1972. № 5. С. 53-60.

Ветрин В.Р., Бельков Е.И., Пушкарев Ю.Д., Рюнгенен Г.И., Шестаков Г.И. Возрастное положение гранитоидов обрамления Усть-Понойской структуры (Кольский полуостров) // ДАН СССР. 1977. Т. 237, № 6. С. 1434-1437.

Воинов А.С., Полеховский Ю.С. Стратиграфия нижнего протерозоя Пана-Куолаярвинской структурной зоны: (Северная Карелия) // Стратиграфия нижнего докембрия Карело-Кольского региона. 1985. Т. 339. С. 96-106. (Труды ВСЕГЕИ; Нов. сер.).

Гилярова М.А. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л., 1972. 218 с.

Головёнок В.К. О взаимоотношении гнейсовой и сланцевой толщ кейвской серии Кольского полуострова / Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1971. Т. 175. С. 206-220.

Голубев А.И., Ахмедов А.М., Голдобина Л.П. Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. Л., 1984. 192 с.

Горбачев Р. Докембрий западной части Балтийского щита // Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. Л., 1980. С. 206-222.

Григорьева Л.В. О строении и развитии Северо-Карельской зоны Карелид // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966. С. 137-148.

Данбар К., Родджерс Д. Основы стратиграфии. М., 1962. 364 с.

Демидов Н.Ф. Фациальные типы протерозойских комплексов Северной Карелии и их геологическое соотношение / Труды Карельского фил. АН СССР. Петрозаводск, 1960. Вып. 26. С. 81-93.

Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. Л., 1964. 207 с.

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

Загородный В.Г., Предовский А.А. Средний и верхний отделы среднего протерозоя Кольского полуострова // Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1976. С. 48-53.

Загородный В.Г., Кравцов Н.А., Латышев Л.Н., Радченко А.Т. К стратиграфии верхней части имандра-варзугского комплекса // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты, 1978. С. 79-88.

Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид: (геология, геохимия, история развития). Л., 1982. 280 с.

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

Козлов М.Т., Латышев Л.Н. Некоторые черты среднепротерозойского вулканогенно-осадочного литогенеза: (на примере „роуксинских сланцев" центральной части Кольского полуострова) // Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. Л., 1970. С. 57-73.

Козлов М.Т., Латышев Л.Н. Новые данные по геологии приимандровской части Мончегорского района // Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты, 1974. С. 67-74.

Коросов В.И. К генетической природе обломочных образований северного берега оз. Панаярви: (Северная Карелия) // Геология раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1979. С. 109-119.

Кравцов Н.А. Разрезы южнопеченгской серии // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С. 28-32.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.: Л., 1963. 210 с.

Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н. Петрологогеохимическая модель формирования рифтогенных структур докембрия: (на примере северо-запада Кольского полуострова) // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л., 1985. С. 32-59.

Крёнер А. Складчатые пояса и тектоника плит в докембрии // 27-й МГК. Геология докембрия. Доклады. 1984. Т. 5. С. 106-119.

Лавров М.М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габброноритовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л., 1979. 136 с.

Латышев Л.Н. Трахитовые метавулканиты южного Прихибинья // Вулканизм и седиментогенез докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1982. С. 107-114.

Латышев Л.Н. Позднекарельский щелочной вулканизм в центральной части Кольского полуострова // Магматические комплексы докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1983. С. 125-141.

Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т. 2: Древние вулканы. М., 1971. 383 с.

Мележик В.А. Первичный состав и условия образования среднепротерозойских метаосадочных пород имандра-варзугского комплекса // Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты, 1977. С. 18-26.

Мележик В.А. Стратиграфическое и структурное положение супракрустальных образований района р. Роуксы // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты, 1978. С. 100-108.

Мележик В.А., Предовский А.А. Геохимия раннепротерозойского литогенеза. Л., 1982. 208 с.

Мирская Д.Д. О стратиграфии осадочно-вулканогенных образований восточного побережья Кольского полуострова // Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1971. С. 112-121.

Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Взаимоотношения осадочных и вулканогенных пород внутри печенгской серии // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М., 1963. Вып. 4. С. 3-23.

Московченко Н.И., Турченко С.И. Стратиграфия супракрустальных толщ Северной Карелии и роль блоковых движений в их формировании // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971. С. 46-51.

Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития // Геотектоника. 1970. № 2. С. 47-73.

Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л., 1984. 270 с.

Неуструев Ю.С. Карелиды Северной Карелии / Труды 27-й сессии МГК. М., 1939. Т. 2. С. 79-85.

Полеховский Ю.С. Сумий и сариолий в Панаярвинской структурной зоне: (Северная Карелия) // Стратиграфия нижнего докембрия Карело-Кольского региона (Труды ВСЕГЕИ, 1985; Т. 339). С. 105-107.

Полканов А.А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова / Труды Арктического ин-та. 1936. Т. 53. 171 с.

Потрубович Л.Н., Симон Л.К. Стратиграфия прогиба Имандра-Варзуга-Сосновка // Вестник МГУ. Серия 1У: Геология. 1966. № 3. С. 37-45.

Предовский А.А., Клюнин С.Ф., Мележик В.А. Палеотектонические и формационные черты имандра-варзугского комплекса на основе геолого-геохимических данных // Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты. 1975. С. 110-122.

Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М. Геохимия печенгского комплекса. Л., 1974. 139 с.

Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1972. 188 с.

Пушкин Г.Ю., Скуфьин П.К., Бекасова Н.Б. Положение панареченской свиты в разрезе печенгско-варзугского пояса //Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С. 96-101.

Пущаровский Ю.М. Резонансно-тектонические структуры // Геотектоника. 1969. № 1. С. 3-12.

Радченко А.Т. Тектоника восточной части Имандра-Варзугской грабен-синклинали / Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1972. С. 20.

Радченко А.Т. Структура Имандра-Вазугской зоны // Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1980. С. 56-69.

Радченко А.Т. Тектонические аспекты решения дискуссионных вопросов строения Печенгско-Варзугской зоны // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С. 3-8.

Радченко А.Т., Борисов А.Е. О геотектонической природе Имандра-Варзугской зоны // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1978. С. 52-60.

Радченко А.Т., Радченко М.К. Структурное районирование западной части Кейвской зоны // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С. 15-20.

Радченко М.К. К вопросу о стратиграфическом и структурном положении конгломератов района Федоровой тундры // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С. 112-119.

Ремизова А.М., Баржицкая С.М. Новые данные по геологическому строению южной части Центрального блока Имандра-Варзугской структуры // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С. 87-95.

Робонен В.И., Коросов В.И., Елисеев М.А. О базальных образованиях карельского комплекса (нижнего протерозоя) // Геология раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1979. С. 120-148.

Рундквист Д.В., Марков К.А., Трофимов В.П., Ильин К.Б., Москалева В.Н., Никитин И.В., Попов В.К., Предтеченский И.Н., Янов Э.Н. Рудоносные и рудные формации типовых структур земной коры // Проблемы изучения и тектонического анализа геологических формаций. М., 1983. С. 187-200.

Рыбаков С.И., Светова А.И., Куликов В.С. и др. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л., 1981. 154 с.

Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия: Периодизация докембрия материков северного полушария и основные черты раннего этапа геологической эволюции. Л., 1973. 309 с.

Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя / Труды ГИН АН СССР. М., 1974. Вып. 256. 302 с.

Синицин А.В. Геологическое положение Усть-Понойской структуры и метаморфического комплекса Поной-Качковка-Снежница: (Кольский полуостров) // Сов. геология, 1967. № 9. С. 124-130.

Смольякин В.Ф. Вулкано-плутонические ассоциации нижнепротерозойских поясов и их рудоносность // Петрология и критерии оценки рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых формаций Карело-Кольского региона. Апатиты, 1985. С. 34-50.

Соколов В.А., Стенарь М.М. Принципы расчленения и корреляции докембрия юго-восточной части Балтийского щита // Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. Л., 1980. С. 143-173.

Соколов В.А. Ятулийский надгоризонт // Стратиграфия докембрия Карельской АССР. Петрозаводск, 1984. С. 42-53.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.

Стратиграфическая классификация. Л., 1980. 168 с.

Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л., 1979. 322 с.

Стратиграфия в исследованиях Геологического института АН СССР. М., 1980. 300 с.

Стратиграфия докембрия Карельской АССР: (архей, нижний протерозой). Петрозаводск, 1984. 115 с.

Федотов Ж.А. Метавулканиты синклинорной зоны Имандра-Варзуга // Первичная природа и геохимия метаморфических пород докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1979. С. 38-52.

Федотов Ж.А. О кислом вулканизме, завершающем первый стрельнинский этап развития Имандра-Варзугской синклинорной зоны // Бассейны седиментации и зоны вулканизма докембрия Кольского региона. Апатиты, 1983. С. 99-107.

Федотов Ж.А., Басалаев А.А., Козлова Н.Е. Геология и вещественный состав нижних свит имандра-варзугского комплекса // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты, 1978. С. 68-79.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., 1973. 512 с.

Хаин В.Е. Проблемы тектоники раннего докембрия // Геология и разведка. 1985. № 12. С. 3-20.

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

Хейсканен К.И. Карельская геосинклиналь: (литологический анализ). Л., 1980. 166 с.

Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Орогенный вулканизм Карелии / Труды Ин-та геологии Карельского фил. АН СССР. Л., 1977. Вып. 36. 212 с.

Херасков Н.П., Келлер Б.М., Штрейс Н.А. О геологических формациях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 4. С. 147-150.

Шатский Н.С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1951. № 1. С. 15-53.

Шатский Н.С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. М., 1965. 348 с.

Эволюция докембрийского магматизма: (на примере Карелии). Л., 1985. 256 с.

Этапы тектонического развития докембрия Карелии / Труды Ин-та геологии Карельского фил. АН СССР. Л., 1973. 174 с.

Яншин А.Л. Тектоническое строение Евразии // Геотектоника, 1965. № 5. С. 7-35.

Asklund B. Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden // Sver. Geol. Udersok. Ser. C. 1930. N 417. P. 1-99.

Bowes D. Correlation in the Svekokarelides and a crustal model // Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. Л., 1980. С. 294-303.

Eskola P. Hufvuddragen av Onega-Karelens geologi // Teknikern, Helsinki. 1919. N 29. P. 37-39.

Gaal G. Proterozoic tectonic evolution and late Svecokarelian plate deformation of the Central Baltic Shield // Geol. Rundschan. 1982. N 71-1. P. 158-170.

Gaal G. Nickel Metallogeny related to tectonic // Geol. Surv. Finl. Bull. 1985. N 333. P. 143-155.

Pekkarinen L.J. The Karelian formations and their depositional basement in the Kiihtelysvaara-Värtsilä area, East Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1979. N 301. 141 p.

Silvennoinen A. On the stratigraphic and structural geology of the Rukatunturi area, northeastern Finland // Bull. Geol. Surv. Finl. 1972. N 257. 48 p.

Simonen A. The Precambrion in Finland // Bull. Geol. Surv. Finl. 1980. N 304. 58 p.

Taipale K., Hanski E., Kairakari H., Piirainen T. The Archaen Kuhmo greenstone belt: Exogenic processes and related metallogeny in the Svecokarelian geosynclinal complex. Expoo, 1983. P. 4-33.

Welin E. Den svekofenniska orogena Zonen norra Sverige - en preliminare diskussion // Geol. Fören. Förh. 1970. V. 92. N 4.

Zundberg B. Aspects of the geology of the Skelleftefield, northern Sweden // GFF. 1980. N 102. P. 156-166.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Стратиграфическое расчленение и корреляция 7
Основные принципы стратиграфического расчленения и хроностратиграфической корреляций 7
Разрезы карельского комплекса 10
Закономерности и особенности строения карельских разрезов. Типы разрезов 28
Стратиграфические уровни, хроностратиграфическая корреляция. Перерывы и несогласия 35

Структуры карелид и структурная зональность 40
Конкретные структуры карельских зон 41
Закономерности и особенности структурного плана карелид 53

Формационное расчленение 54
Конкретные осадочные формации и формационные ряды 55
Конкретные вулканогенные формации и формационные ряды 56
Осадочно-вулканогенные формационные ряды и латеральная формационная зональность 61

Тектонические режимы 66
Тектонические режимы и формации 67
Соотношение хроностратиграфических уровней и формационных типов карельских разрезов 72

Геодинамическое развитие карельской системы региона 78

Региональная тектоническая зональность Балтийского щита 90

Заключение 100

Литература 104

Владимир Георгиевич Загородный,
Александр Терентьевич Радченко

ТЕКТОНИКА КАРЕЛИД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Утверждено к печати
Ордена Ленина Кольским филиалом АН СССР им. С.М. Кирова

Редактор издательства Т.П. Жукова
Художник Е.В. Гордеева
Технический редактор В.В. Шиханова
Корректоры И.Н. Вакуленко и Л.Б. Наместникова

ИБ № 33006

Подписано к печати 02.12.87. М-21245. Формат 60 x 90 1/16.
Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 7.00 + 0.75 печ. л. вкл.
Усл. кр.-от. 8.00. Уч.-изд. л. 8.10. Тираж 600. Тип. зак. № 1717.
Цена 1 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
Издательство „Наука". Ленинградское отделение.
199034, Ленинград, В-34, Менделеевская лин., 1.

Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства „Наука".
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

Книги издательства „Наука"
можно предварительно заказать в магазинах
Центральной конторы „Академкнига",
в местных магазинах книготоргов
или потребительской кооперации.

Для получения книг почтой заказы просим
направлять по адресу:

117192 Москва, Мичуринский пр., 12, магазин „Книга – почтой"
Центральной конторы „Академкнига";
197345 Ленинград, 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 („Книга – почтой");
232600 Вильнюс, ул. Университето, 4;
690088 Владивосток, Океанский пр., 140;
320093 Днепропетровск, пр. Гагарина, 24 („Книга – почтой");
734001 Душанбе, пр. Ленина, 95 („Книга – почтой");
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 („Книга – почтой");
420043 Казань, ул. Достоевского, 53;
252030 Киев, ул. Ленина, 42;
252142 Киев, пр. Вернадского, 79;
252030 Киев, ул. Пирогова, 2;
252030 Киев, ул. Пирогова, 4 („Книга – почтой");
277012 Кишинев, пр. Ленина, 148 („Книга – почтой");
343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 („Книга – почтой");
660049 Красноярск, пр. Мира, 84;
443002 Куйбышев, пр. Ленина, 2 („Книга – почтой");
191104 Ленинград, Литейный пр., 57;
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
199004 Ленинград, 9 линия, 16;
220012 Минск, Ленинский пр., 72 („Книга – почтой");
103009 Москва, ул. Горького, 19а;
630076 Новосибирск, Красный пр., 51;
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр., 22 („Книга – почтой");
142284 Протвино Московской обл., „Академкнига";
142292 Пущино 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, 49;
720001 Фрунзе, бульв. Дзержинского, 42 („Книга – почтой");
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 („Книга – почтой").