

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ТЕКТОНИКА

северо-восточной
части
Балтийского щита



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Кольский научный центр им. С. М. Кирова
Геологический институт

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ТЕКТОНИКА северо-восточной части Балтийского щита

*(Объяснительная записка
к тектонической карте
масштаба 1:500 000)*

Ответственный редактор
чл.-кор. РАН Ф. П. МИТРОФАНОВ



Санкт-Петербург
„Наука”
С.-Петербургское отделение
1992

Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:500 000). А. Т. Радченко, В. В. Балаганский, А. Н. Виноградов, Г. Б. Голионко, В. П. Петров, В. И. Пожиленко, М. К. Радченко. СПб., „Наука”, 1992. С. 110.

В книгу включены новые данные, полученные за последние годы, и положения, послужившие основой для составления Тектонической карты северо-восточной части Балтийского щита. Рассмотрены принципы и элементы тектонического районирования. Реперные формации тектонических режимов разделены на магматические и осадочно-вулканогенные. Тектонические режимы реконструированы для конкретных зон и для региона в целом. Выявлен эволюционный ряд тектонических режимов, а для протерозойского этапа показан механизм миграционной смены латерального ряда режимов. Типовые структуры архейского и протерозойского этапов развития коры показаны как реконструированные первичные и вторичные структуры наряду с современными, отнесенными к категории переработанных. Приводятся данные по кинематическому плану движений, геофизическим полям в тектонической зональности региона. Обсуждаются приемы составления тектонической карты, структуры легенды и возможность получения информации, отраженной на карте. Рассмотрены важнейшие проблемы и перспективы тектонических исследований.

Библиогр. 111 назв. Ил. 33. Табл. 1.

Рецензенты: *В. Г. Загородный, Н. Б. Богданов, А. С. Воинов*

Редактор издательства Т. П. Жукова

Д $\frac{1804030000-561}{042(02)-92}$ 386-92, 1 полугодие

© Коллектив авторов, 1992

ISBN 5-02-024711-1

ВВЕДЕНИЕ

Северо-восточная часть Балтийского щита была выбрана в качестве докембрийского объекта для постановки в 1986 г. обширной программы исследований, направленных на выявление возможности приложения к раннедокембрийским объектам принципов геотектонического анализа на основе концепции плитной тектоники. Обширный и разноплановый материал подвергался переосмыслению в плане геодинамического анализа становления континентальной земной коры. На первом этапе работ обсуждались альтернативные тектонические схемы с целью выработки базовой концепции. По итогам этого этапа в 1988 г. на рассмотрение рабочей группы по изучению Кольского геодинамического полигона были представлены „Макет тектонической карты” и опубликованный в виде препринта „Проект легенды тектонической карты северо-восточной части Балтийского щита с палеодинамическими реконструкциями масштаба 1 : 500 000” (Радченко и др., 1988) к нему.

Предлагаемая работа является по сути дела краткой объяснительной запиской к Тектонической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1 : 500 000, которая доработана на основе Макета и выходит отдельным изданием ограниченным тиражом. В этой связи авторы стремились изложить базовый материал тектонических построений для региона. Это преимущественно апробированный фактический материал региональных геологических исследований и первичные обобщения на его основе. К последним мы относим сводные стратиграфические колонки, схемы формационного расчленения, структурные, метаморфические и корреляционные схемы и т. д., при составлении которых субъективные авторские решения не выходят за рамки общепризнанных приемов интерпретации. Естественно, мы предлагаем и концептуальные решения, которые представляются нам наиболее аргументированными на современном уровне изученности. Базовой основой карты является концепция последовательной смены радиальных структурообразующих процессов латеральными, в соответствии с которой завершающая фаза свеко-карельского тектогенеза представляется переходным этапом к механизму новой глобальной тектоники. Предлагая новую версию тектонической эволюции региона, в значительной мере базирующуюся на позициях классической геологии, авторы отдают себе отчет в возможности объяснения тех же закономерностей строения региона на основе иного понимания сути геодинамических процессов становления раннедокембрийской земной коры.

В связи с тем что состоянию изученности и проблемам тектоники раннего докембрия Кольского полуострова посвящена специальная работа (Загородный, Радченко, 1983), авторы сочли возможным опустить ретроспективный обзор работ, касающихся тектоники региона. Объяснительная записка рассчитана на читателя, знакомого с геологией региона и проблемами тектоники. Тем не менее, надо упомянуть, что первое тектоническое расчленение восточной части Балтийского щита было выполнено А. А. Полкановым в 1937--1939 гг. и до сих пор является основой тектонического районирования. Большой вклад в развитие региональной геотектоники внесли работы 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 и многих других геологов, особенно в вопросах, касающихся структурной характеристики отдельных зон. Предлагаемая работа является результатом развития традиционных подходов к тектоническому расчленению раннедокембрийской земной коры региона. Вместе с тем она отражает возросший уровень информации, полученной за последнее десятилетие большим коллективом геологов, изучающих регион, и опыт составления среднemasштабных тектонических карт.

На карте показана и верхнепротерозойская гиперборейская формация, которая залегает на эродированном раннедокембрийском основании с резким несогласием и характеризует платформенный этап развития региона. В связи с тем что платформенный этап не оказал влияния на структуру земной коры региона, сложившуюся под влиянием раннедокембрийских событий, мы сочли возможным опустить характеристику рифейского комплекса в объяснительной записке.

Глава 1. ПРИНЦИПЫ И ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

В тектонической картографии многие проблемы теоретической геотектоники сводятся к определению ряда элементов строения земной коры, которые поддаются реализации на тектонических картах. Очевидно, что этот ряд не может быть универсальным для карт разного масштаба, назначения и для объектов разного возраста и истории развития. Несмотря на почти вековую историю тектонической картографии и большой объем изданных карт, до сих пор не выработан общий подход к их составлению. Теоретические вопросы тектонического районирования на современном уровне рассмотрены в ряде специальных работ (Богданов и др., 1963; Спижарский, 1973; Белоусов, 1978; и др.), как и методологические основы тектонической картографии (Бархатов, 1979; Косыгин, Кулындышев, 1981). Авторская интерпретация принципов тектонического районирования различается в соответствии с разным пониманием назначения тектонических карт, масштаба, изученности региона, сложности строения и т. д. Это обстоятельство обязывает авторов тектонического обзора определиться в принципах районирования, по возможности не предлагая терминологических новшеств, несмотря на то что объектом обзора является докембрийский регион.

Районирование по возрасту завершающей складчатости, разработанное для обзорных и мелкомасштабных карт, вполне оправдано и для докембрийских регионов при выявлении крупных разновозрастных участков земной коры типа складчатых систем. На этой основе составлены известные тектонические карты, такие как „Международная тектоническая карта Европы” под руководством Н. С. Шатского (1964 г.), „Тектоническая карта Евразии” под редакцией А. Л. Яншина (1966 г.) и др. Несмотря на резкую критику этого принципа Т. Н. Спижарским (1982), метод надо признать прогрессивным для крупных складчатых областей и континентов. Критические замечания Т. Н. Спижарского вполне обоснованы для региональных карт среднего и крупного масштабов в связи с их иным назначением и нагрузкой. Но такие карты составляются на основе иных принципов: структурно-вещественного (Бархатов, 1963), структурного (Поршняков, 1965), строения (Спижарский, 1964; Пушаровский и др., 1967; и др.). По существу методика составления крупномасштабных карт меняется в соответствии с их назначением. Если структурные карты не относить к тектоническим, то различия в принципах районирования приобретают преимущественно терминологи-

ческий характер. Карты, составленные по структурно-вещественному, структурно-формационному, историко-структурному принципу и типу строения, учитывают состав тектонических тел, генезис, историю их развития и значение тектонических процессов в формировании геологических тел. Предложенный на этой основе принцип тектонического районирования (Спижарский, 1973) подвергся критике (Косыгин, Кулындышев, 1981), основанной на твердом убеждении, что тектоническая карта должна носить отпечаток объективности и потому не должна отражать авторских генетических концепций. Нам представляется, что объективные и концептуальные элементы нагрузки вполне совместимы для отражения не только на тектонических, но и на структурных картах. Предложенные Ю. А. Косыгиным и В. А. Кулындышевым принципы специализации, соразмерности и однородности описания являются общими принципами научной классификации и систематики. Они обязательны для всех типов карт, но не раскрывают методики их составления.

Главной особенностью строения земной коры Кольского региона является его структурная и формационная неоднородность, которая сформировалась в результате последовательной смены во времени и пространстве совокупности эндогенных геологических процессов – тектонических, магматических, метаморфических, объединяемых понятием „тектонический режим”. Региональная неоднородность земной коры выражается в сочетании различных структурных и формационных комплексов в вертикальном и горизонтальном направлениях. В вертикальных разрезах наблюдаются возрастные тектонические подразделения, а в латеральной смене геологических тел – региональные тектонические подразделения. Следовательно, на тектонической карте должны быть показаны тектонические тела, их соотношение, история тектонического развития и значение эндогенных процессов в формировании геологических тел. С такой нагрузкой карта может служить тектонической моделью региона. Наиболее полные разработки таких моделей предложены Т. Н. Спижарским (1964, 1982) и Б. П. Бархатовым (1963, 1979). Построение модели достигается изображением на картах региональных и возрастных геологических тел. По ним восстанавливается история тектонического развития региона. При этом решающее значение имеют выявление типов режима и реконструкция эволюционного ряда типовых структур.

В соответствии с назначением тектоническая карта должна отражать историю развития земной коры на всем протяжении ее формирования. Способы отражения могут быть разными, но геологические объекты, по которым восстанавливаются тип и последовательность тектонических режимов, соответствуют обычно рангу конкретной типовой формации, формационному ряду или структурно-формационному комплексу. По формационному признаку можно выполнить тектоническое районирование, в котором найдет отражение история развития региона в целом и его отдельных частей, выраженная в полноте разрезов соответствующего возраста. Вместе с тем известно, что зоны различаются не только формационной разнородностью строения разрезов, но и структурами. Для кольского докембрия структурно-формационная зональность не харак-

терна, так как в разных структурных зонах и подзонах, особенно карельских, обнаруживаются одинаковые формации и формационные ряды.

Большое значение приобретает реконструкция структурной эволюции зон, их палеотектоническая типизация. Типовые структуры имеет смысл показать для отдельных переломных этапов развития региона, определив их геотектоническую природу.

Важнейшим элементом районирования для карельских зон, ввиду их единого свеко-карельского возраста завершающей складчатости, является время заложения прогибов. По этому признаку карельская складчатая система Балтийского щита расчленяется на ряд крупных естественных зон и провинций (Загородный, Радченко, 1988).

Таким образом, по возрасту завершающей складчатости можно выделить складчатые системы. Последние могут разделяться на зоны и подзоны, которые различаются полнотой разрезов, т. е. неодинаковым типом строения и, следовательно, развития, а также — геотектоническим типом структур. Кроме того, карельские зоны и провинции различаются по возрасту заложения первичных структур.

Учитывая некоторые разночтения в понимании тектонической терминологии, очевидно, имеет смысл дать краткие определения ряда понятий, лежащих в основе тектонического районирования, чтобы отразить их авторскую трактовку.

„Складчатой системой” мы будем называть часть складчатой области (региона), в пределах которой последний период структурно-вещественного развития закончился более или менее одновременно. В отличие от известных определений этого понятия (Бархатов, 1961) мы заменили термин „геосинклинальное развитие” на менее определенный — „структурно-вещественное развитие”, имея в виду неопределенность типизации раннеархейских структур. Акцент сделан на возраст последних событий, с которыми связано формирование всей совокупности формаций, а также на завершающую складчатость и кратонизацию, которые в основных чертах сформировали современный облик системы. Надо сделать оговорку, что системы, как и зоны, в современном эрозионном срезе могут иметь выходы на дневную поверхность формаций разного возраста, так как элементы районирования охватывают всю мощность земной коры. Еще одна оговорка касается последующей переработки — (структурной или вещественной) — уже стабилизированной области и связанной с режимом смежной активно развивающейся системы. В таких случаях в пределах систем можно выделять „зоны переработки” или „частичной активизации”. Эти явления, несмотря на то что они связаны с интрузивной деятельностью, метаморфическими преобразованиями и структурным усложнением, не изменили режим кратонного состояния, установившегося после завершающей складчатости.

„Складчатая зона” — часть складчатой системы, которая отличается от других частей полнотой формационных разрезов и структурными особенностями. „Подзоны” несут преимущественно структурные различия, которые сопровождаются обычно сокращенной мощностью разрезов, фациями и перерывами внутри разрезов.

„Тектонический режим” – совокупность геолого-тектонических процессов в определенном участке земной коры за определенный отрезок времени, под воздействием которых формируется „структурно-формационный комплекс” (или его часть) и подвергаются в разной степени переработке предшествующие комплексы (Бархатов, 1979).

В соответствии с определением тектонического режима необходимо различать „первичные”, „вторичные” и „переработанные” структуры, понятие о которых ввел Б. П. Бархатов (1979): „первичная структура” – такая вещественно-структурная форма или их совокупность, которая находится в процессе становления под воздействием конкретного тектонического режима; „вторичная структура” – новая совокупность структурных форм, возникшая на месте первичных в результате завершения процесса их становления (например, складчатости); „переработанные структуры” возникают на месте вторичных, подвергшихся после своего образования воздействию последующего тектонического режима.

В соответствии с номенклатурой возрастных подразделений геотектоническому циклу соответствует наиболее крупная структурная единица – комплекс. Это многоэтажное и занимающее значительные площади геологическое тело со специфическим набором формаций, отражающим направленный процесс осадконакопления, магматизма, складчатости и метаморфизма. От выше- и нижележащих комплексов он отделяется крупными несогласиями, связанными с глубокой эрозией складчатых сооружений. Геотектонические циклы включают несколько стадий, которые выражаются в формировании структурных этажей. Условимся, что под воздействием тектонического режима формируется часть комплекса, соответствующая этажу. Структурный этаж представляет стратиграфическую последовательность, соответствующую определенному этапу развития земной коры. Выделяется по ряду признаков: характерные формации, слагающие этаж; общность структурного плана, отличного от структурного плана ниже- и вышележащих этажей; тип деформаций; наличие несогласий, разделяющих структурные этажи, и интрузивных тел, не прорывающих вышележащие этажи.

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

I. Комплекс древнейшего фундамента (1-й этаж) однороден по составу во всем регионе и обнаруживается в основании всех крупных структур. Это ассоциация тоналитовых гнейсов, плагиогранитов и эндритов протокорового этапа развития.

II. Кольско-беломорский амфиболито-гнейсо-кристаллосланцевый комплекс включает ряд этажей. 2-й этаж – протоплитный формационный комплекс глиноземистых гнейсов. По положению и взаимоотношению с подстилающими образованиями можно предварительно трактовать как ассоциацию гнейсов протоплитной стадии развития коры. 3-й этаж – формационный ряд зеленокаменных прогибов, объединяющий три типа раз-

реза: а) коматиит-базальтовая формация колвицко-сальютундровского типа; б) коматиит-базальтовая формация колмозерского типа; в) базальтовая формация кейвского типа. Залегают на древнейшем фундаменте и протоплитном комплексе с перерывом и несогласием. Структура реликтовая вторичная и в разной степени переработанная. 4-й этаж – ассоциация осадочно-вулканогенных образований протоорогенной стадии. Залегают на подстилающих этажах с несогласием. Структуры реликтовые вторичные типа глыбово-складчатых и переработанные линейного типа. 5-й этаж – терригенно-сланцевый ряд формаций протоплатформенного чехла. Сложные взаимоотношения с протоорогенными образованиями. от постепенных переходов до стратиграфически и структурно несогласных. На более древних образованиях залегают резко несогласно. Вторичные структуры – открытые пологие платформенного типа, переработанные структуры – линейные.

III. Карельский осадочно-вулканогенный комплекс также включает несколько этажей. 6-й этаж – авлакогенный формационный комплекс стрельнинского типа: ассоциация аллохтонных терригенных формаций с мангйными андезито-базальтовыми и коровыми базальт-андезит-дацитовыми формациями. Реконструируется резко несогласное залегание на подстилающих частях разрезов. Структура вторичная зональная. 7-й этаж – сариолийская вулканогенная моласса: сочетание вулcano-плутонической ассоциации средних и кислых магматических пород с грубообломочными терригенными. Залегание от субсогласного до резко несогласного на разных уровнях подстилающих разрезов. Внутреннее строение сложное. Структура вторичная зональная. 8-й этаж – рифтовый комплекс варзугского типа: сочетание терригенно-карбонатно-сланцевых автохтонных формаций с щелочно-оливин-базальтовыми. Залегают несогласно на разных уровнях разреза глубоко эродированных подстилающих подкомплексов. 9-й этаж – эмерсионный комплекс остаточных приразломных прогибов: формационный ряд глубоко смешанных осадочно-вулканогенных образований. Залегают с миграционным несогласием на рифтовом комплексе и прилегающих частях разрезов более древних структур.

На основе изложенного в пределах Кольского региона выделены следующие крупные тектонические элементы (Тектоническая карта..., 1991).

Мурманский массив – часть древнейшей складчатой системы (?), завершившей свое развитие преимущественно в раннем архее. В позднем архее подвергся магматической активизации. Сложен комплексом пород первичной сиалической коры. Имеет купольно-блоковый план строения.

Беломорская складчатая система – выделяется как позднеархейская, структурный план которой начал формироваться в раннем архее. В ее строении принимают участие беломорский комплекс раннего архея, залегающий на первичной сиалической коре, и в меньшей мере верхнеархейский лопийский комплекс. Система сложная, глубоко эродированная со слабой дифференциацией на блоки, с фрагментами крупных верхнеархейских синклинорных зон. Подверглась структурно-

метаморфической переработке и частично магматической активизации в связи с карельским тектогенезом. Карельскую переработку беломорид отличает высокий уровень прогретости коры, устанавливаемый по полной перестройке калий-аргоновых изотопных систем в карельское время, что согласуется с отсутствием хрупких (разрывных) деформаций этого возраста. С другой стороны, существенного искажения архейских структур карельской складчатостью здесь не происходит. Своеобразие карельского периода развития беломорид и их геологического состояния отражает также широкое внедрение сотен мелких штокообразных тел перцолит-габбро-норитов (друзитов), рассматриваемых в качестве аналогов карельских вулканитов, излившихся в смежных областях.

Кольско-Норвежская зона не имеет в современном эрозионном срезе карельских формаций осадочно-вулканогенного генезиса, тем не менее она характеризуется неоднородностью проявления карельской структурно-метаморфической переработки. В северо-западной подзоне положение арагубско-лицкого гранитоидного комплекса обнаруживает мощную зону растяжения карельского возраста, нормально сопряженную с простиранием линейных складок архейских комплексов. Именно здесь устанавливается широкое развитие северо-западных линейных складок карельского возраста, наложенных на верхнеархейские структуры близкого простирания. В юго-восточной подзоне сходный характер процессов устанавливается лишь вдоль ее границ, тогда как основная часть подзоны была подвержена преимущественно хрупким (разрывным) деформациям, а картируемые северо-западные складки были сформированы здесь, скорее всего, в позднеархейское время. Общая особенность структуры архейд в фундаменте карельских систем — структурное разнообразие форм, отчетливая структурная зональность, наблюдаемая на разных уровнях и объяснимая с позиций различной степени мобильности и пластичности архейд на карельском этапе развития системы. Структурный план сформирован преимущественно в позднем архее.

Карельская и Кольская складчатые системы завершили свое развитие в раннем протерозое. В их строении обнаруживаются все раннедокембрийские комплексы, образующие сложные структурные сочетания. Определяющим элементом строения являются карельские линейные зоны, формирование которых привело к почти повсеместной интенсивной перестройке древних структур и образованию фактически единого структурного плана.

Кольская система карелид отличается неравномерным развитием карельских формаций, типом и интенсивностью проявления складчатых деформаций и разделяется по этим признакам на три зоны.

Кейвская зона имеет останцы структур колюмогенного этапа развития и основную массу интрузивных тел карельской формации щелочных гранитов и граносиенитов. Отчетливо выражена структурная зональность.

Печенгско-Варзугская зона имеет наиболее полные разрезы карелид, по которым реконструируются как региональные этапы развития карельской системы, так и конкретные режимы.

Северо-Карельская зона отличается более поздним заложением, начавшимся с регионально проявленного орогенеза, обусловившим развитие сариолийской осадочно-вулканогенной молассы. Мощно развитый колюмный комплекс сближает строение зоны с кольским вулканогенным типом карельских структур, как и наличие подобной структурной зональности. Характерной чертой является совпадение структурного плана главных лопийских и карельских деформаций, приведших к формированию картируемых линейных складок преимущественно северо-западного простирания.

Глава 2. РЕПЕРНЫЕ ФОРМАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ

Понятие „тектонический режим” связывает конкретные геологические объекты с глубинными факторами: тепловым потоком, распределением температур в тектоносфере, степенью проницаемости последней для расплавов и флюидов, глубиной и составом источников магмы, т. е. с геодинамическими процессами (Белоусов, 1978; Артюшков, 1979). На поверхности эндогенные режимы различаются скоростью, амплитудой и контрастностью движений земной коры, соотношением поднятий и опусканий, проявлением метаморфизма, гранитизации и деформаций, объемом, составом и характером магматизма (Белоусов, 1989). Всю совокупность наблюдаемых геологических данных мы сгруппировали в три самостоятельных, но взаимосвязанных фактора, характеризующих тектонические режимы: осадочно-вулканогенные формационные ряды и формации, интрузивные формации и метаморфические фации и фациальные серии.

Осадочно-вулканогенные формации и формационные ряды

Формационное расчленение комплексов и анализ формаций являются методом тектонических исследований. Именно поэтому тектонические условия нельзя вводить в качестве признака выделения формаций, и мы будем следовать парагенетическому принципу, предложенному Н. С. Шатским (1965). Под конкретной формацией мы будем понимать элементарные парагенезы пород, набор которых наблюдается в разрезах в известной последовательности и в таких сочетаниях прослеживается на разных территориях, а также, возможно, разных стратиграфических уровнях. Вертикальные и латеральные сочетания конкретных формаций, образующих более сложные парагенезы с устойчивыми признаками сонахождения, мы будем понимать как формационные ряды (комплексы).

Архейские формации и формационные ряды

На территории Кольского региона к древнейшим образованиям относятся вулканоплутонические ассоциации первично-корových гранодио-

рит-тоналитов-плагиогранитов. Концепция первично-коровой природы древнейших тоналитов и плагиогранитов Кольского полуострова предложена И. Д. Батиевой и И. В. Бельковым (1968).

Сведения о формационном составе комплекса получены исследователями на основании изучения реликтовых структур, сохранившихся в разных частях региона, а также — состава обломочного материала конгломератов базальных частей верхнеархейских разрезов.

Первично-коровые образования были представлены вулканогенными и плутоническими породами, которые находились в сложных взаимоотношениях, а по составу варьировали от кварцевых диоритов до трондземитов (для интрузивной фации) и от андезито-базальтов до дацит-плагиориолитов (для эффузивов) натрового ряда, нормальной щелочности, характеризующихся пересыщенностью SiO_2 и расположением на диаграмме $(\text{SiO}_2) - (\text{Na} + \text{K}/\text{Al}) - (\text{Na}/\text{Na} + \text{K})$ в едином эволюционном ряду (Бельков, Батиева, 1979; и др.). По содержанию редкоземельных элементов при общем пониженном содержании и обогащенности легкими лантаноидами (Гранитоидные формации..., 1978) древнейшие эндербиты и тоналиты первично-коровой вулканоплутонической формации близки к андезитам островных дуг, а более богатые калием гранодиориты геохимически родственны щелочным базальтам, что в свою очередь может свидетельствовать о вероятной их комагматичности при кристаллизационной дифференциации на самых ранних этапах формирования земной коры (Бельков, Елина, 1979).

Кроме вулканоплутонической ассоциации раннекоровых гранитоидов к раннеархейским образованиям с большой долей условности можно отнести толщи глиноземистых и амфибол-биотитовых гнейсов (рис. 1), наблюдающиеся в килевых частях синформ, в реликтах пластообразных и линзовидных сложноподстилаемых тел среди широкого поля гранито-гнейсов. В Енском районе между этими гнейсами и енским метаконатит-амфиболито-гнейсовым комплексом, слагающим Енскую синформу, откартировано структурно-метаморфическое несогласие (Позднеархейские..., 1987). По химизму глиноземистые гнейсы соответствуют субграуваккам, грауваккам, аркозовым песчаникам и глинистым породам монтмориллонит-гидрослюдистого типа. Возможно, это продукты перемива дезинтегрированных первично-коровых пород, сформированные в условиях разных глубин бассейна осадконакопления, но во всяком случае не метасоматические образования. Соответствуют они заключительному этапу преобразования протоконтинентальной раннеархейской протосиалической коры.

Первично-коровые формации были значительно переработаны в архее и протерозое. И есть основание полагать, что опубликованные схемы районирования по расположению их в современном эрозионном срезе (Загородный, 1980; и др.) отражают гетерогенность и неоднородность наложенных процессов в большей степени, чем раннеархейскую зональность.

К супракрустальным верхнеархейским образованиям относятся толщи и комплексы гнейсов и амфиболитов, слагающие ныне фрагменты переработанных в архее и протерозое структур (рис. 1), претерпевших

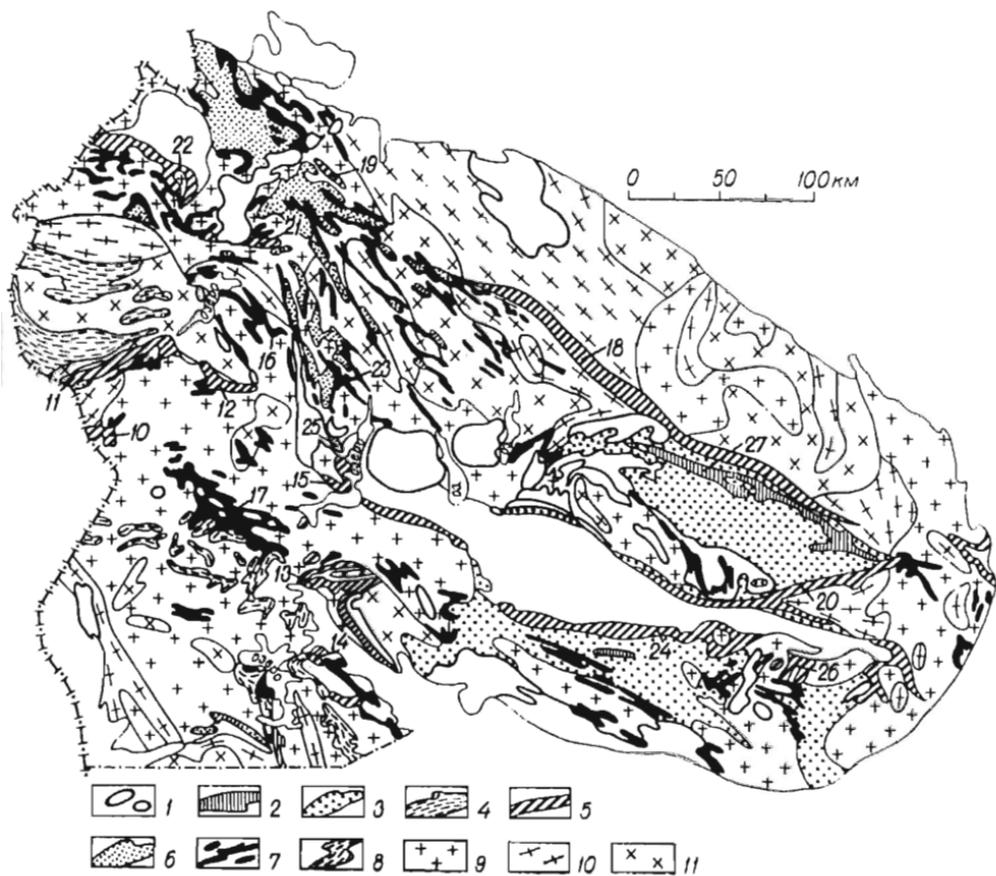
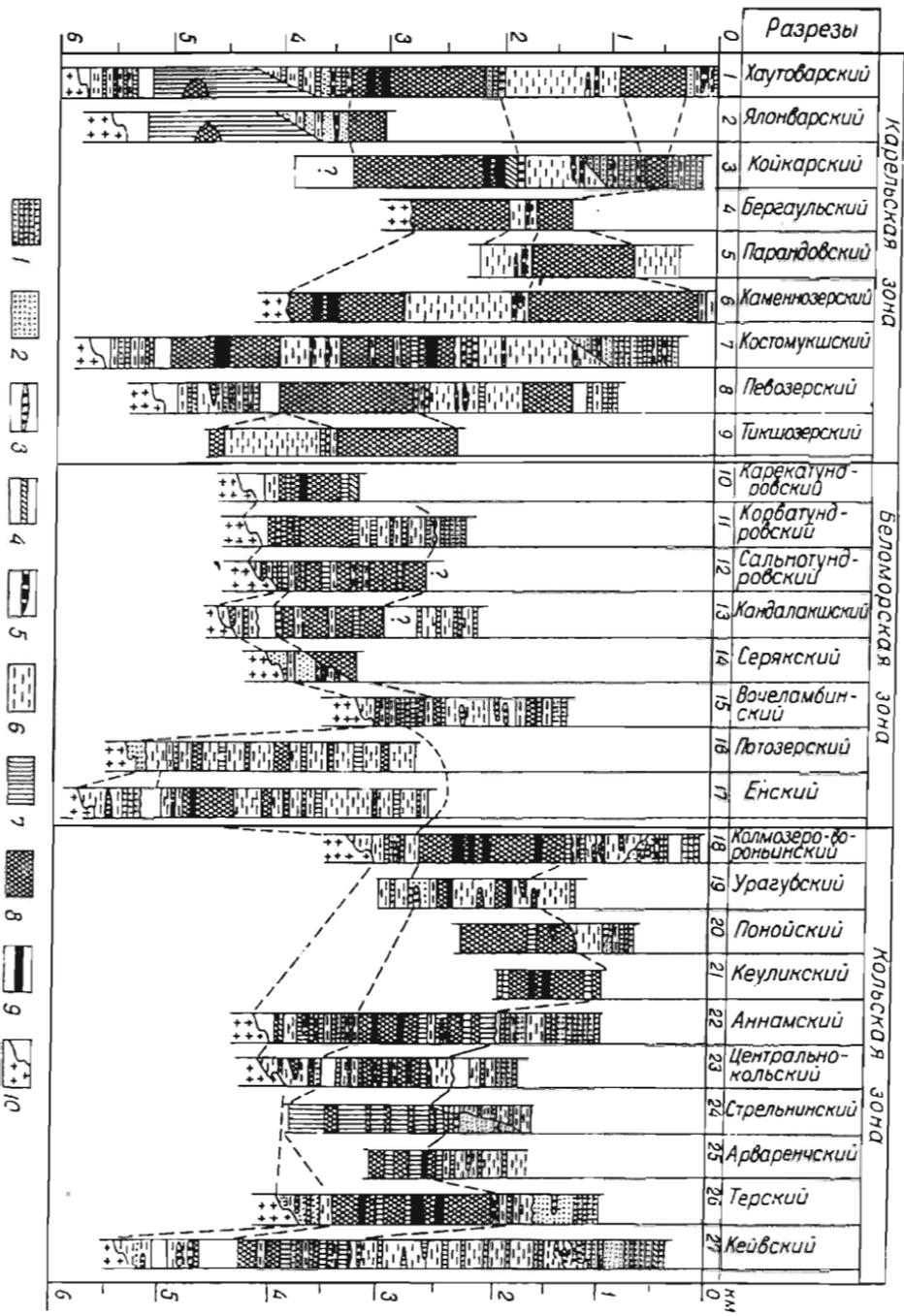


Рис. 1. Схема распространения архейских структурно-вещественных комплексов на территории Кольского полуострова.

1 – контуры поздне- и постархейских интрузивных тел, а также нижне- и верхнепротерозойских образований, не обозначенных условными знаками; 2 – кианитовые сланцы свиты кейв ($AR_4^1-PR_1^1$); 3 – гнейсы и сланцы лебяжинской серии и ее аналогов (AR_3^2); 4 – сланцы и кислые гранулиты (AR_2^2) – верхний лопий-сумий?; 5 – амфиболито-гнейсовые комплексы зеленокаменных поясов поздних стадий развития (AR_2^2) – средний лопий; 6 – глиноземистые гнейсы кольской серии (AR_2^2); 7 – амфиболито-гнейсовые комплексы зеленокаменных поясов ранних стадий развития (AR_1^2) – нижний лопий; 8 – глиноземистые гнейсы беломорской серии Беломорского блока (AR_1^2); 9–11 – нижнеархейский комплекс (AR_1^1) первично-коровых гранитоидов: 9 – интенсивно гранитизированные гранито-гнейсы, 10 – менее гранитизированные гранодиорито-гнейсы, 11 – слабогранитизированные диорито-гнейсы и кристаллические сланцы по ним. Цифры на карте обозначают номера разрезов, приведенных на рис. 2.

первый метаморфизм в позднем архее. Необходимо констатировать, что структурно-текстурные признаки их вулканогенного или осадочного происхождения крайне редки, поэтому исследователям приходится полагаться чаще всего на результаты петрохимических исследований и определение парагенетичности породных ассоциаций. Кроме того, в пределах переработанных архейских структур мы не имеем однозначно трактуемых стратиграфических взаимоотношений геологических тел супра-



Разрезы

- 1 Хаутоварский
- 2 Ялонварский
- 3 Койкарский
- 4 Бергаульский
- 5 Парандовский
- 6 Каменнозерский
- 7 Костомукшский
- 8 Левозерский
- 9 Тикшозерский
- 10 Карекатундорский
- 11 Корватундорский
- 12 Сальмотундорский
- 13 Кандалакшский
- 14 Серякский
- 15 Вочеламбинский
- 16 Лотозерский
- 17 Енский
- 18 Колмазеро-Вороньинский
- 19 Урагубский
- 20 Понойский
- 21 Кеуликский
- 22 Аннамский
- 23 Центральнокольский
- 24 Стрельнинский
- 25 Арваренчский
- 26 Терский
- 27 Кейвский

Карельская зона

Беломорская зона

Кольская зона

км

кристалльных и проблематичных по генезису пород, а также стратиграфических подразделений разного ранга.

Типизация основных разрезов верхнего архея проводилась при полном или частичном соблюдении правил и последовательности формализации изначального фактического материала: составление частных колонок метаморфических пород по фрагментам структур; сопоставление частных колонок по петрографическим и петрохимическим характеристикам; составление обобщенных колонок по частным структурам с петрохимической характеристикой всех (либо главных) петрографических разновидностей метаморфических пород (гнейсов, амфиболитов и т. д.); определение первичной природы этих пород; выделение индексопород, породных парагенезисов, их фациальной и формационной принадлежности, вертикальных рядов серий; определение геотектонического режима их формирования; сопоставление формализованных типовых разрезов частных структур; выделение разрезов тектонотипов. Путь традиционный и очень трудоемкий. Он уже в той или иной мере проделан многими исследователями, а результаты отражены в многочисленных частных, монографических и обобщающих работах.

Типизация разрезов зеленокаменных поясов Кольского региона хорошо проявляется при сопоставлении их по общим формализованным признакам (рис. 2). Тем не менее, можно провести аналогии с определенными типами разрезов ЗКП по ряду признаков -- бимодальности или мультимодальности вулканизма, наличию или отсутствию метаультрабазитов (коматиитов) или известковисто-щелочных серий и т. д.

На основе анализа частных разрезов (Мирская, 1878; Геология и геохимия..., 1980; Даркшевич и др., 1984; Горяинов, 1976; Бондаренко, Дагелайский, 1968; Ивлиев, 1977; Богданова, 1984; Пожиленко, 1984а, 1984б; 1987; Латышев, 1971, 1984; Беляев, 1978; Горьковец и др., 1981; Геология Карелии, 1987; и др.), сложенных верхнеархейскими супракристалльными образованиями, было выделено три типа разрезов (рис. 3), общей закономерностью которых является их трехчленное, а для некоторых -- и четырехчленное деление. Определенные части этих разрезов имеют признаки сходства и различия и являются производными самостоятельных циклов в геологической истории региона.

По строению нижней части разреза можно выделить в первом приближении два типа: 1) кольский, имеющий признаки сходства с карельским (например, с костомукшским) и представленный маломощными терригенными (полимикты и граувакки) и локально проявленными вулканогенными (вулканы толеит-базальтовых серий) формациями; 2) беломорский, представленный мощным рядом осадочных формаций

Рис. 2. Сопоставление схематизированных типов разрезов частных структур Карельской зоны (1-9) по материалам Беломорской и Кольской зон. Разрезы 1-9 -- по материалам карельских геологов (Геология Карелии, 1987).

1 -- металелиты, 2 -- метасаммиты, 3 -- метакогломераты, 4 -- кальцифилы, 5 -- железистые кварциты, 6 -- гнейсы и сланцы по кислым вулканикам, 7 -- гнейсы и сланцы по средним вулканикам, 8 -- метаморфизованные вулканы основного состава, 9 -- метакоматииты, 10 -- гнейсы и гранито-гнейсы основания.

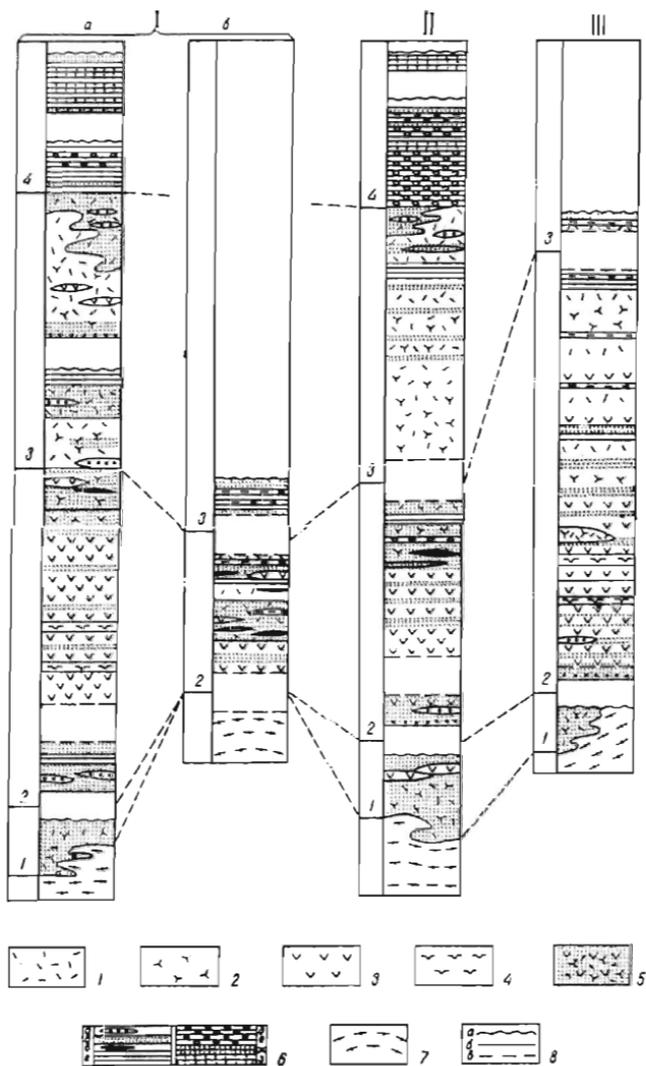


Рис. 3. Упрощенные стратиграфические разрезы.

I – колмозерский тип (а) с центрально-кольским подтипом (б), II – кейвский тип, III – колвицко-сальютундровский тип разреза.

1 – метадациты и метариолиты; 2 – метаандезиты; 3 – метабазальтоиды; 4 – метакоматииты и металикриты; 5 – смешанные вулканогенно-осадочные породы; 6 – метасадки: а – конгломераты, б – метаграувакки, в – железисто-кремнистые сланцы, джеспилиты, г – мусковитовые и биотит-мусковитовые гнейсы по осадкам, д – глиноземистые гнейсы и сланцы по глинистым породам, е – глиноземистые квантитовые сланцы по глинам, ж – кварцитовые сланцы, з – кварциты; 7 – тоналиты, плаггиограниты и плаггиогнейсы; 8 – границы пластов, серий и свит: а – установленные и сопровождающиеся размывом, б – установленные и не сопровождающиеся размывом, в – предполагаемые с неясными взаимоотношениями.

с терригенными монтмориллонит-гидрослюдистыми, глинисто-песчаными и кремнистыми конкретными формациями. Первый тип разреза, вероятно, соответствует формациям, сформировавшимся в режиме протощита, а второй -- в режиме протоплиты.

По строению второй части разреза, несогласно перекрывающей первую, в обобщенном виде можно выделить три типа. Первый -- колмозерский тип разреза (с центрально-кольским подтипом) -- имеет много признаков сходства с костомукшским типом и представлен коматиит-базальтовыми и другими формациями, типичными для зеленокаменных поясов, как зон рассредоточенной проницаемости глубокого заложения. Второй -- кейвский тип с угнетенными вулканогенными базальтовыми формациями, сформировавшимися в зонах рассредоточенной проницаемости глубокого заложения. Третий -- колвишко-сальнотундровский (с енским подтипом) -- отличается от первого отсутствием железистых и углеродистых и почти полным отсутствием терригенных подформаций и мощным проявлением вулканогенных формаций. Предполагается, что они могут соответствовать формациям, сформировавшимся в линейных и рассеянных зонах сосредоточенной проницаемости бассейнового типа.

Третья часть разреза имеет региональное развитие. Образования этого уровня с несогласием перекрывают нижележащие и представлены осадочными и вулканогенными формациями андезито-дацитовых, дацитовых и дацит-липаритовых серий, соответствующих орогенному режиму развития региона.

Четвертая часть разреза отмечается только в пределах Кейвской и Колмозерско-Вороньинской структур. Образования этого уровня несогласно перекрывают нижележащие, представлены осадочными формациями с терригенными высокозрелыми и высококодифференцированными фациями и соответствуют плитному комплексу как чехлу протоплатформы.

Рассмотрим кратко формационные типы разрезов.

Колмозерский тип разреза (Мирская, 1978; Геология и геохимия..., 1980; Вревский, 1983; Даркшевич и др., 1984).

1. В основании представлен терригенными формациями с фациями полимиктовых и граувакковых метапесчаников. Локально проявлена вулканогенная базальтовая формация.

2. Средняя часть разреза -- вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации с джеспилитовой и известковистой конкретными формациями, фациально изменчивые по латерали и вертикали. Вулканогенные формации -- лавы и туфы коматиит-базальтовых толентовых, андезитовых и андезит-дацитовых серий с увеличением объема последних в разрезе по вертикали.

3. Формационный тип кислых вулкаников с конкретными формациями дацит-липаритовых и в незначительном количестве -- андезито-дацитовых серий в сочетании с терригенными грубообломочными формациями, а выше -- осадочными (в основном флишоидными и частично грубообломочными терригенными) формациями в сочетании с осадочно-вулканогенными и в незначительном количестве вулканогенными формациями.

4. Верхняя часть — осадочные формации с терригенными грубообломочными и высокозрелыми (продукты перемыыва и переотложения кор выветривания) фациями осадочных пород.

Центрально-кольский подтип разреза (Горяинов, 1976; Бондаренко, Дагелайский, 1968).

1. В основании — терригенные грубообломочные формации.

2. Средняя часть разреза — вулканогенно-осадочный формационный тип, представленный генетически сопряженными вулканогенно-железисто-кремнистыми, джеспилитовыми и известковистыми формациями, фациально изменчивыми по латерали и вертикали.

3. Верхняя часть — вулканогенно-осадочный формационный тип с вулканогенными андезит-дацитовыми и терригенными флишоидными формациями.

Для колмозерского и центрально-кольского разрезов реперными являются вулканогенные железисто-кремнистые формации. Различия двух разрезов состоят в следующем: 1) в центрально-кольском подтипе не обнаружены коматииты, установлены иное соотношение вулканитов кислого, среднего и основного состава и меньший объем в разрезе последних; 2) в колмозерском типе разреза нет (не обнаружено?) промышленных залежей джеспилитов.

Кейвский тип разреза (Мирская, 1978; Геология и геохимия..., 1980).

1. В основании залегают терригенные формации полимиктового и грауваккового состава.

2. Нижняя часть основного разреза — вулканогенные эффузивно-пирокластические формации андезито-базальтов, а вверху — андезито-дацитов с фациями туффитов среднего состава.

3. Часть разреза мощностью до 3000 м — вулканогенные эффузивно-пирокластические формации дацит-липаритовых (внизу) и липаритовых (вверху) серий в сочетании с терригенной грубообломочной формацией внизу и корой выветривания вверху.

4. Верхняя часть — формационный ряд протоплатформенного типа: осадочно-терригенные формации высокодифференцированных и высокозрелых пород; углеродистые и известковистые формации.

Колвицко-сальнотундровский тип разреза (Ивлиев, 1977; Богданова, 1984).

1. Нижняя часть — вулканогенно-осадочный формационный ряд с терригенными и вулканогенными (преимущественно дифференцированными базальт-андезит-дацитовыми) формациями.

2. Средняя часть. Внизу — вулканогенные формации базальтовых и пикрит-(коматиит)-базальтовых толеитовых серий, вверху — базальт-андезитовых толеитовых и известково-щелочных серий в сочетании с известковистой и терригенной формациями в основании разреза.

3. Верхняя часть — вулканогенно-осадочные и вулканогенные формации дацитовых серий, изредка субщелочного уклона.

Енский подтип разреза (Пожиленко, 1984а, 1984б, 1987).

1. Нижняя часть — в основании осадочные формации с терригенными песчаными, монтмориллонит-гидрослюдисто-глинисто-песчаными и кремнистыми фациями.

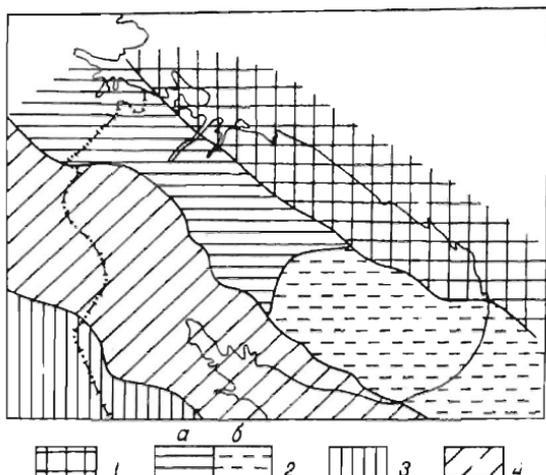


Рис. 4. Схема позднеархейской палеотектонической зональности Кольского региона.

1 – протошит; 2 – Кольская гранит-зеленокаменная область с рассредоточенной проницаемостью на протоплите – колмозерский тип разреза с центрально-кольским подтипом (а), рассредоточенной проницаемостью на протоплите – кейвский тип разреза (б); 3 – Карельская гранит-зеленокаменная область на протоплите с линейной рассредоточенной проницаемостью; 4 – бассейн на протоплите с сосредоточенной проницаемостью (Беломорская зона) – колвицко-сальнотундровский тип разреза с ениским подтипом.

2. Часть разреза со структурно-метаморфическим несогласием перекрывает нижнюю часть. Представлена сочетанием вулканогенных формаций пикрит(коматит)-базальт-толеитового состава (с аллохтонной формацией терригенных пород) и вулканогенных формаций андезит-дацитового состава. Относительная роль последних увеличивается вверх по разрезу.

Палеотектоническая зональность в позднем архее, следствием которой и явились рассмотренные типы разрезов, сводится к достаточно простой схеме (рис. 4).

Раннепротерозойские формации и формационные ряды

Вопросы формационного расчленения карельского комплекса с целью тектонических реконструкций обсуждались нами неоднократно (Радченко, Борисов, 1978; Загородный, Радченко, 1983, 1988). Здесь мы приводим сводные стратиграфические колонки карельских разрезов региона и схему формационного расчленения наиболее полного разреза Имандра-Варзугской зоны как тектонотипа карельской структуры (рис. 5, см. вкл., 6). Их необходимо дополнить кратким комментарием на уровне анализа вертикального ряда формаций.

Осадочные и вулканогенные формации образуют естественные ассоциации, характерные для карельского комплекса, и отражают взаимоотношение двух синхронных типов литогенеза – осадочного и вулкано-

Стратиграфические подразделения				Конкретные формации	Формационные ряды		
сери	Свиты (толщи)	под-свиты	мощность м		Колонка	осадочные	вулканогенные
Томинская	Вулканогенная	✓ ✓	1500	✓ ✓ ✓ ✓	Базальтовая	Глубоко смешанный	
	Вулканогенно-осадочная		2000	✓ ✓ ✓ ✓	Смешанная осадочно-вулканогенная		
Панская	Вулканогенно-осадочная		400	✓ ✓ ✓ ✓	Липарит - дацитовая	Осадочно-вулканогенный	
	Терригенно-сланцевая	Верхняя	500	✓ ✓ ✓ ✓	Терригенная трансгрессивная		
	Ильмазерская	Верхняя	550	✓ ✓ ✓ ✓	Андезит-базальтовая однородная		
			400	✓ ✓ ✓ ✓	Терригенно-сланцевая (аспичная)		
			200	✓ ✓ ✓ ✓	Карбонатная карбастромбовая		
	Нижняя	25-90	✓ ✓ ✓ ✓	Терригенная трансгрессивная			
Варзужская	Умбинская	Верхняя	250	✓ ✓ ✓ ✓	базальт - трахибазальтовая дифференцированная	Терригенно-карбонатный аллохтонный	Щелочно-оливин-базальтовый
			30	✓ ✓ ✓ ✓	Терригенная верхняя		
	Лолисарская	Верхняя	280	✓ ✓ ✓ ✓	Карбонатная		
			800	✓ ✓ ✓ ✓	Пикрит - базальтовая		
	Нижняя	130	✓ ✓ ✓ ✓	Терригенно-трансгрессивная			
Стрельнинская	Сейдореченская	Верхняя	?	✓ ✓ ✓ ✓	Липарит - дацитовая	Терригенный	Кислых вулканитов
			2700	✓ ✓ ✓ ✓	базальт - андезит - дацитовая		
		Нижняя	500	✓ ✓ ✓ ✓	Кварцево-песчаная фралазговая		
	Рижгубская кукшинская	Верхняя	1200	✓ ✓ ✓ ✓	Базальтовая однородная	Терригенный аллохтонный	Толеит-базальтовый
			600	✓ ✓ ✓ ✓	Карбонатно-терригенная ?		
Романовская	Верхняя	2000	✓ ✓ ✓ ✓	Андезит-базальтовая слабо-дифференцированная			
		Нижняя	80	✓ ✓ ✓ ✓	базальная терригенная		

Рис. 6. Схема формационного расчленения карельского комплекса Имандра-Варзужской зоны.

генного. Первый из них является непрерывным процессом, всегда следующим за режимом прогибания, второй – эпизодически или периодически повторяющимся.

При объединении конкретных формаций в ряды учитывались характер парагенетических взаимоотношений между геологическими телами, а также состав и происхождение. При таком объединении известная ритмичность строения карельского комплекса приобрела формационное значение. Так, каждые три формации осадочного происхождения, начиная снизу, образуют формационный ряд, построенный однотипно: терригенная, терригенно-карбонатная или карбонатная, терригенно-сланцевая формации. Только в четвертом ряду формаций эта закономерность нарушается ввиду смешения осадочного и вулканогенного типов литогенеза. Однако это смешение представляется закономерным: оно подготовлено эволюцией конкретных формаций, которая началась с резко контрастного сочетания чисто осадочных и чисто вулканогенных типов.

Стрельнинский формационный ряд объединяет аллохтонные терригенные формации и вулканогенные – от однородной андезит-базальтовой до дифференцированной базальт-андезит-дацитовая. Их парагенетическое

сочетание выражается в крупной ритмичности строения на уровне конкретных формаций, стратиграфический объем которых соответствует подсветам и пачкам. Типичными являются резкие контакты конкретных формаций, их структурная однородность и пространственная упорядоченность.

Расположенный выше ряд конкретных осадочных и вулканогенных формаций охватывает варзугскую серию и характеризует варзугский формационный гит, 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 подсветы 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-дацитовый. 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-дацитовый формации, разделяющей стрельнинский и варзугский формационный 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 грубоэригеной аллохтонной дает резко выраженный самостоятельный тип.

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.

Хроностратиграфическое положение панаярвинского формационного ряда укладывается в границы сариолийского надгоризонта. Это единственный формационный типовой ряд, который представлен синхронным латеральным рядом в регионе.

Стрельнинский формационный тип обнаруживается в Печенгско-Варзугской зоне ниже панаярвинского, а за пределами этой зоны — определено выше панаярвинского. Это разрезы ниваярвинской и соваярвинской свит, карельские голши района Кукас-Ханкусозер и хр. Серповидного, евстифеевская и трехостровская свиты Усть-Поноя. 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 хосиярвинской свитам Куоляярвинского синклиория.

Томингский формационный тип хорошо выражен в строении южнопеченгской серии, однако его главная особенность — пестрота пород и латеральная невыдержанность разрезов — не позволяет выполнить более предметное сравнение. Возможно, что редуцированному панареченскому формационному типу можно найти аналогю в нижней части южнопеченгского разреза.

Магматические формации

Магмагенные формации слагают более 80% объема верхней коры в восточной части Балтийского щита. Современная картина распределения магматических формаций (Магматические..., 1985) отражает суммарный эффект взаимоналожения зональных палеопровинций активного магматизма. Первоначальные контуры палеопровинций вследствие неоднократной тектонометаморфической перестройки не поддаются полной реконструкции, однако ряд важнейших особенностей их строения,

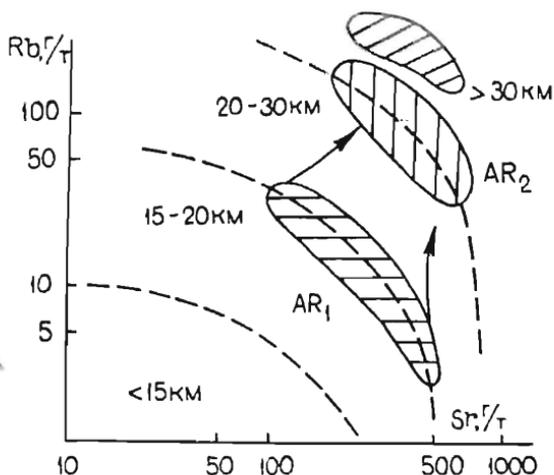


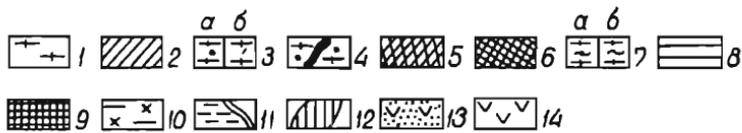
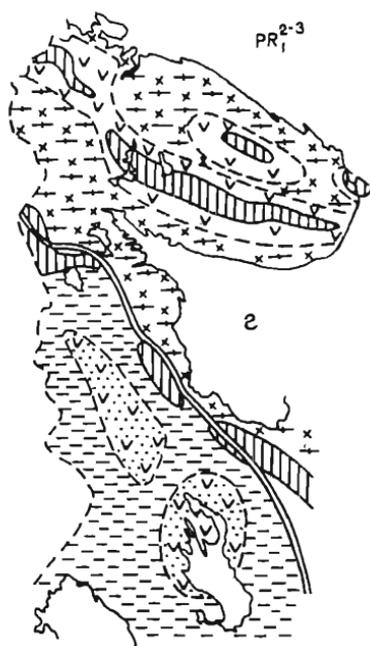
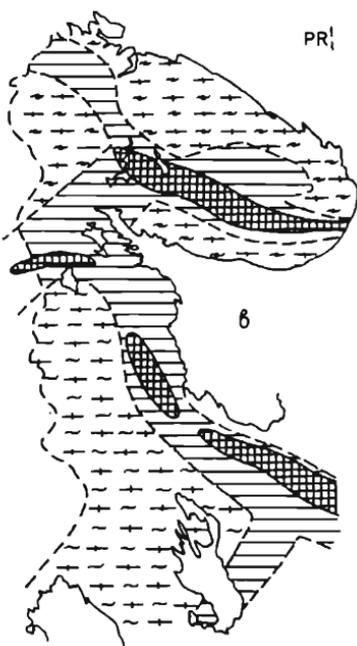
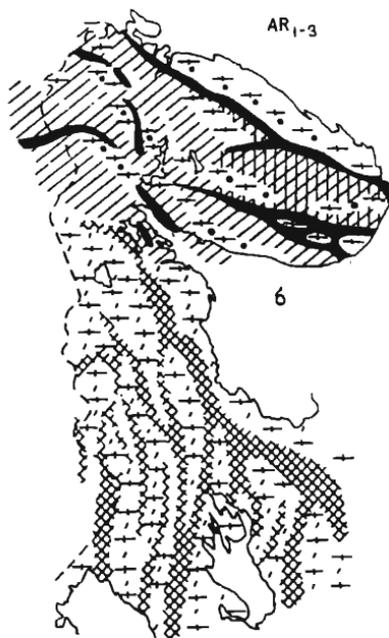
Рис. 7. Соотношение Rb и Sr в тоналитовых и мигматитовых сериях архейских гранитоидов.

Штрихи – изолинии мощности коры по К. Конди. AR₁ – гиперстенсодержащие гранитоиды „первичнокоровой” формации (горизонтальная штриховка); AR₂ – тоналито-гнейсы и диалиты лопя (вертикальная штриховка), микроклиновые метасоматические магматит-граниты Мурманского блока (косая штриховка). Стрелки – тренды изменения состава коровых гранитоидов при увеличении мощности коры.

дающий ключ к пониманию региональных геодинамических режимов и тектонических обстановок, восстанавливается с достаточно высокой степенью надежности (Эволюция..., 1987; Эндогенные..., 1991).

В дорифейской истории магматизма выделяется пять циклов с последовательно снижающейся активностью магматизма и возрастающей сложностью парагенеза формаций, характеризующего как отдельные крупные структурно-тектонические зоны, так и провинцию в целом. В наименовании циклов не существует пока общепринятой терминологии. В последней сводке ГИ КНЦ по эволюции магматизма Кольского полуострова (Эндогенные..., 1991) циклы названы саамским, кольско-беломорским, лопийским, сумийским, ятулийско-ливвийским. Следует, однако, заметить, что изотопно-геохронологическими данными разновозрастность саамских и кольско-беломорских магматитов не подтверждена; более того, в большинстве случаев по результатам изотопного датирования метаморфизованные образования двух древнейших циклов плохо отделяются от магматитов лопийского цикла.

На основе структурных и петролого-геохимических данных историю магматизма в Кольско-Беломорском геоблоке принято начинать с дифференцированной серии гиперстенсодержащих гранитоидов натрового ряда или с формации „первичнокоровых гранитов” (Магматические..., 1985; Эволюция..., 1987; Эндогенные..., 1991), хотя реальные датировки „типовых” комплексов не опускаются древнее 3.1 млрд лет и лишь косвенно изотопные критерии $\epsilon_{Nd}(T) = -3.7$ свидетельствуют о наличии в дOMETAMORФИЧЕСКОМ протолите гранитоидов протогей (Пушкарев,



1990). Для палеотектонических реконструкций наиболее существенной особенностью первичнокоровых гранитоидов является специфическое соотношение в них содержания Rb и Sr (рис. 7), указывающее на „незрелость” континентальной коры в саамскую эпоху (Виноградов, Виноградова, 1981). Предполагается (Эволюция..., 1987), что ареал распространения саамских гранитоидов первичнокоровой формации охватывал всю территорию Кольско-Карельского протоконтинента (рис. 8,а).

После консолидации первичного гранитоидного слоя протоконтинент („литоплнт”) подвергался локальной деструкции и в Кольско-Беломорской провинции на его поверхности сформировался первый прототрапповый покров, синхронно с которым в теле литоплнта возникли интрузивы ультрабазитов и габброидов (типоморфная ассоциация „друзитов-1”). Полный формационный ряд Кольско-Беломорской прототрапповой провинции включал формации базальтов—андезитов, базальтов—глиноземистых андезитов—риодацитов, глиноземистых базальтов—андезитобазальтов—дацитов, андезитобазальтов—базальтов, гипербазитов, габбро-норит-лерцолит-верстеритов, лабрадорит-габбро-норитов (рис. 9). Специфической долопийских областей ареального магматизма, отличающей их от „горячих полей” на фанерозойских литосферных плитах, является высокая доля средних и кислых пород: на саамском („нуклеарном”) этапе они преобладают, а на прототрапповой стадии в кольско-беломорском цикле составляют до 40–50% объема магматитов. В современных обстановках такой состав магматических серий характерен для островных дуг и окраин континентов с незрелой континентальной корой.

В лопии мантийный магматизм контролировался сетью пронцаемых швов, а в межшовных блоках повсеместно проявлено ультраметагенное гранитообразование, в результате чего простая структура литоплнта была преобразована в мозаично-блоковую — возникли тектоногены каркасного типа (рис. 8,б). Лопийские зеленокаменные пояса развиваются на раздробленной континентальной коре и выполнены примитивными толеитами, близкими к океаническим, в ассоциации с коматитами, интрузиями гипербазитов, габбро-гипербазитов. Эволюция составов магматических серий имеет отчетливую гомодромную направленность.

Рис. 8. Палеосхемы магматических провинций раннего докембрия на территории северо-восточной части Балтийского щита.

1 — нижнеархейские магматиты литоплнтавого режима развития Кольской гранулитогнейсовой области (КГГО) и Карельской гранито-гнейсовой области (Кар ГГО); 2 — среднеархейская прототрапповая ассоциация КГГО; 3 — долопийская инфраструктура: а — Кольской гранулит-зеленокаменной области (КГЗО), б — Карельской гранит-зеленокаменной области (Кар ГЗО); 4 — лопийские мобильные пояса зеленокаменного типа КГЗО; 5 — наложенные вулканогенные впадины КГЗО (Кейвы); 6 — лопийские зеленокаменные пояса Кар ГЗО; 7 — досумийская инфраструктура: а — КГЗО, б — Кар ГЗО; 8 — ареалы сумийской интрузивной деятельности; 9 — сумийские зоны активного вулканизма; 10 — доятулийская инфраструктура; 11 — восточная граница свеко-карельского эпиконтинентального морского бассейна; 12 — рифты карелия с активным вулканизмом; 13 — трапповые покровы карелия; 14 — зоны интрузивной деятельности на плечах рифтовых структур.

Ранние ультрамафит-мафитовые серии к концу стадии сменяются бимодальной серией базальтов—риодацитов и комплементарными плутоническими образованиями ряда габбро-анортозитов и диорит-плагногранитов (рис. 10). С инверсионной стадией позднерехейского возраста связано широкое проявление регионального метаморфизма как в швах, так и в инфракомплексе с повсеместным появлением тоналитовых диапиров — типоморфной формации гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых областей. Комплементарны диапирам внутри вулканогенных прогибов кислые вулканиты формации андезито-базальтов—риодацитов. В целом формационный ряд каркасных тектоногенов имеет гомодромную направленность с преобладанием магматитов известково-щелочной серии что сближает этот тип магматических провинций с геосинклинальными областями фанерозоя. Последовавшая за стабилизацией гранит-зеленокаменных областей локальная протоактивизация отмечена проявлением интрузий габбро-лабрадоритов и субщелочных гранитов, гомологичных субплатформенным образованиям позднепротерозойской формации анортозитов—рапакивигранитов.

На сумийском этапе магматизм сосредоточен в пределах трогов (палеоавлакогенов) и поясов повышенной проницаемости, образующих лучевую систему с тройными сочленениями в теле эпилопийского кратона (рис. 8,в). Для ранней стадии раскрытия зон растяжения характерен парагенез вулканитов толеитовой и марианит-бонинитовой серий с синхронным внедрением крупных расслоенных плутонов габбро-норитовой серии в бортах или подошве трогов. Закрытие палеоавлакогенов сопровождается проявлением дацит-риолитовых вулканитов внутри троговых структур и интрузивных чарнокитов, субщелочных и щелочных гранитоидов в инфраструктуре.

Формационный ряд имеет гомодромную тенденцию эволюции с незначительным ростом щелочности магматитов к концу цикла (рис. 11). Характерны отчетливое различие источников вещества в ранних базитовых сериях (недеплетированная, или слабометасоматизированная, мантия с $\epsilon_{Nd}(T) = 1.7-2.5$) и переплавленная архейская протокора в поздних сериях с $\epsilon_{Nd}(T) = -8.9$ (Новые данные..., 1990). В ятулийско-ливвийском цикле (2.1–1.7 млрд лет) магматизм в северо-восточной части щита контролируется рифтовым поясом Печенга—Имандра-Варзуга, субпараллельным границе Кольско-Карельского пракоинтента со свекофеннской океанической областью (рис. 8,г). С раскрытием рифта связано появление субщелочных базальтоидов, сменяющихся парагенезом примитивных толеитов и высокожелезистых ферропикритов по мере увеличения степени деструкции коры. Закрытие рифта синхронно свекофеннской орогении и сопровождается андезитоидным, ультрабазитовым и щелочносиенитовым магматизмом в плечевых зонах (рис. 12). В отличие от предшествующих циклов эволюция состава магматитов имеет веерообразную тенденцию — от монобазитового вначале до сложной ассоциации ультрабазитов—гранитов в поздних многофазных интрузивах типа Гремяха-Вырмес и Еletzозеро. Тангенциальные смещения мегаблоков коры в динамической системе, объединяющей рифт с областью сочленения континента и свекофеннской океанической плиты, обусло-

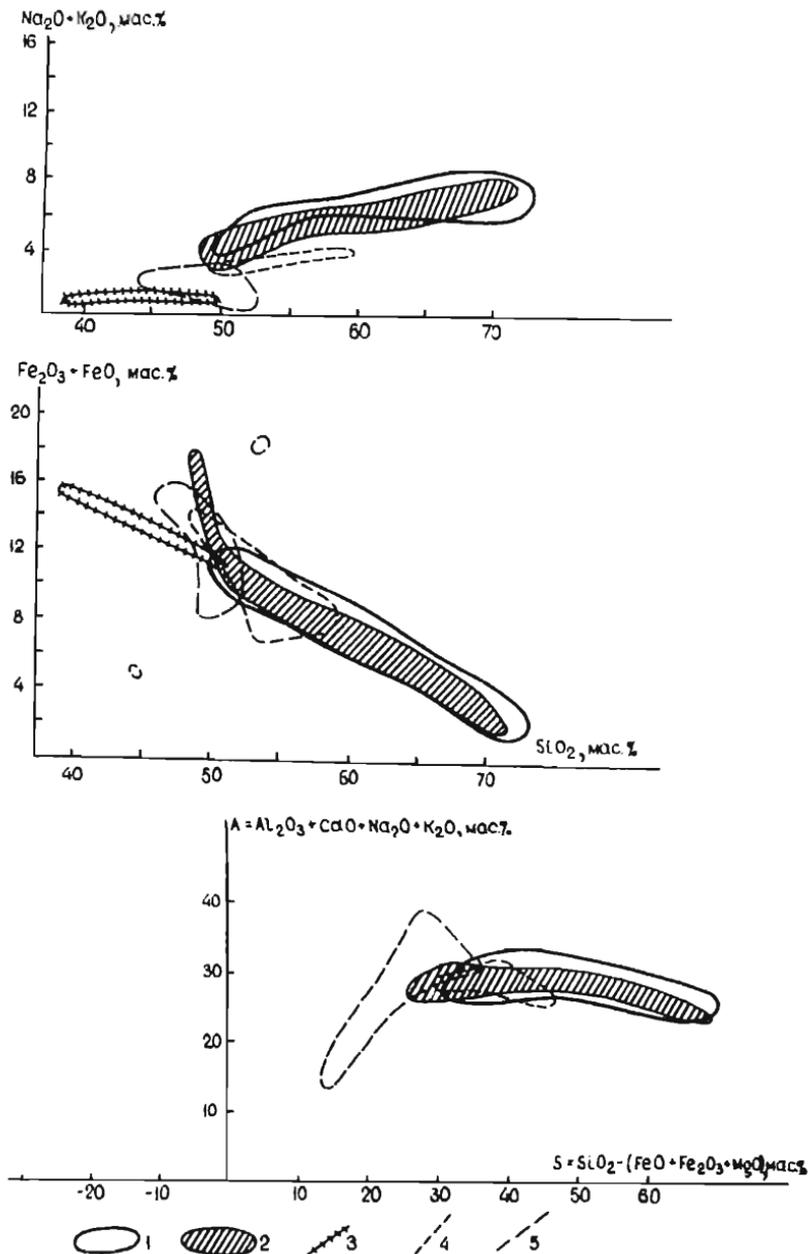


Рис. 9. Петрохимические диаграммы магматитов саамского и кольско-беломорского циклов.

Формации: 1 – тоналитовых гнейсо-плагногранитов; 2 – базальтов-андезитов; базальтов-глиноземистых андезитов-риодацитов; глиноземистых базальтов-андезито-базальтов-дацитов; андезито-базальтов-базальтов; 3 – гипербазитов; 4 – габбро-норит-лерцолит-вебстеритов; 5 – лабрадорит-габбро-норитов.

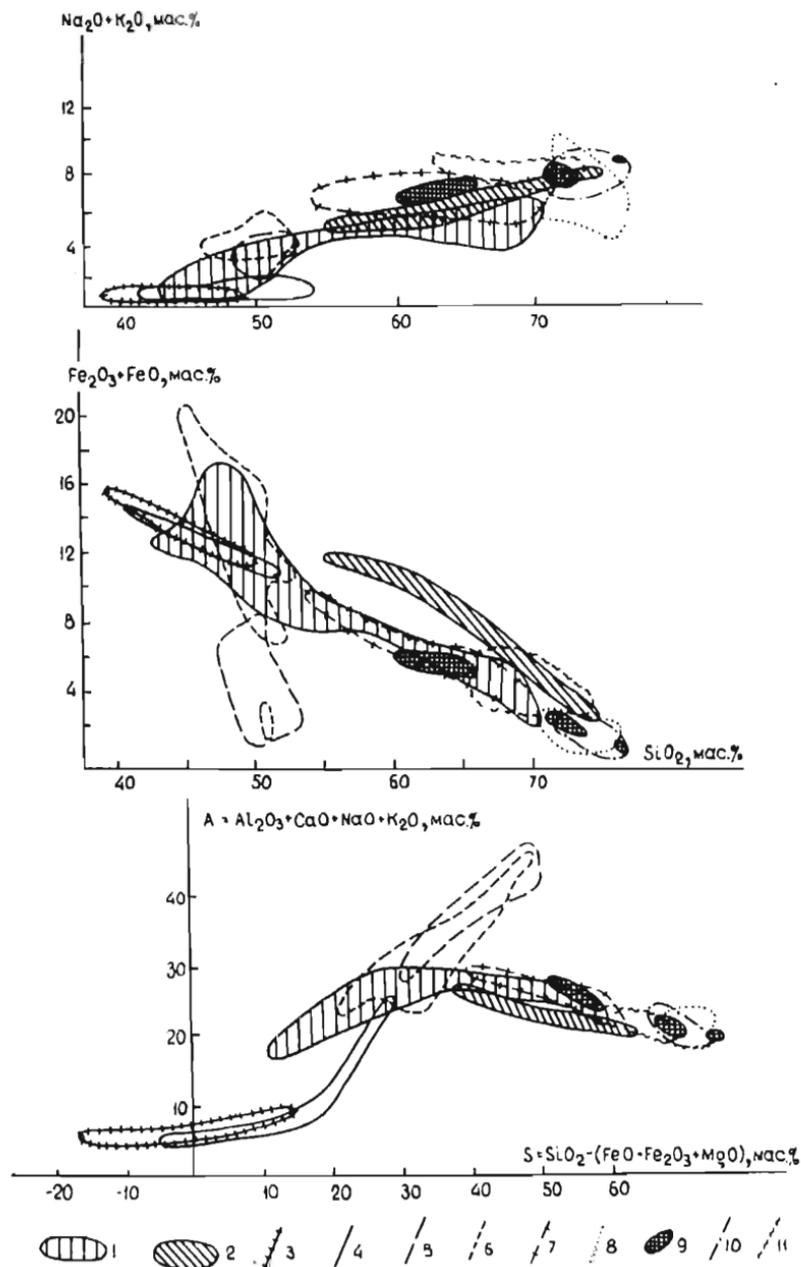


Рис. 10. Петрохимические диаграммы магматитов лопийского цикла.

Формации: 1 — коматитов-базальтов-риодацитов; 2 — андезито-базальтов-риодацитов; 3 — гипербазитов; 4 — габбро-гипербазитов; 5 — габбро-анортозитов; 6 — габбро-лабрадоритов; 7 — диоритов-плаггиогранитов; 8 — анатектит-гранитов; 9 — эндрбит-гранитов; 10 — палингено-метасоматических гранитов; 11 — свщелочных (рапакивиобразных) гранитов.

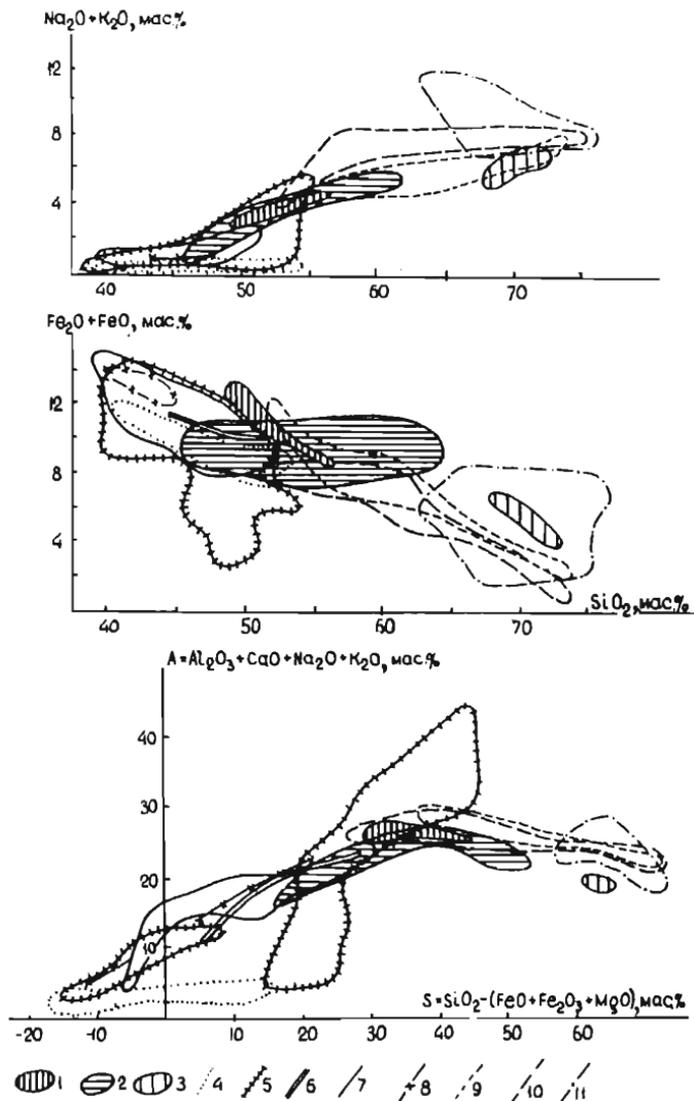


Рис. 11. Петрохимические диаграммы магматитов сумийского цикла.

Формации: 1 – базальтов, 2 – магнезиальных базальтов–андезито-базальтов, 3 – риолитов, 4 – дунит-гарцбургитов, 5 – периодотит-пироксенитов–габброноритов, 6 – перцолит-габбро-норитов, 7 – клинопироксенит-верлитов, 8 – габбро-перцолит-вебстеритов, 9 – чарнокитов–гранитов, 10 – монодиоритов–гранитов, 11 – щелочных гранитов–граносиенитов.

вили формирование зоны смятия в Лапландском гранулитовом поясе, а также появление диорит-гранитных мантийно-коровых и лейкогранитных внутрикоровых гранитов в зонах сквозьструктурных линейаментов северо-восточного простираения (рис. 12, 13).

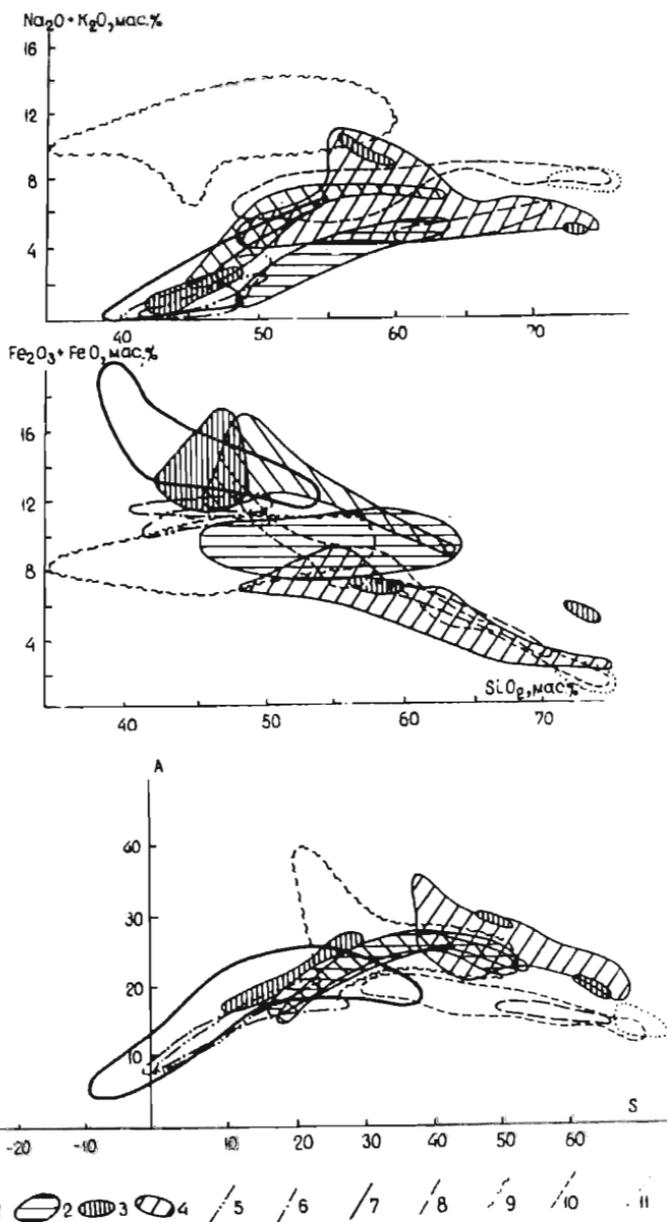


Рис. 12. Петрохимические диаграммы магматитов ятулийско-ливвийского цикла. Формации: 1 — субщелочных базальтов-андезито-базальтов, 2 — магнезиальных базальтов-андезито-базальтов, 3 — базальтов пикрито-базальтов, 4 — порфиритов, 5 — перидотитов-пироксенитов, 6 — габбро-пироксенитов, 7 — габбро-верлитов, 8 — кварцевых диоритов-плаггиогранитов, 9 — щелочных габбро-нефелиновых сиенитов, 10 — гранодиорит-гранитов, 11 — лейкократовых гранитов.

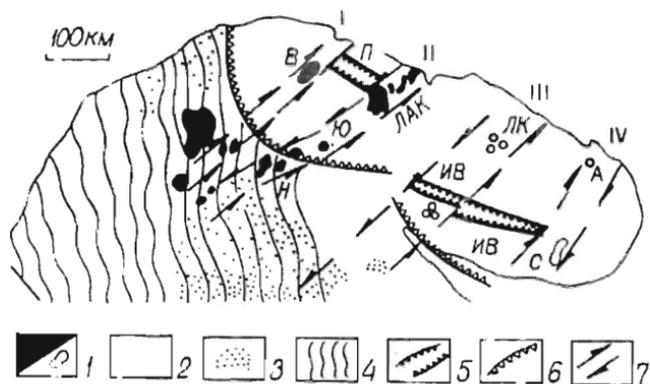


Рис. 13. Схема размещения палеоструктур и интрузивных комплексов для заключительной фазы свеко-карельского тектогенеза.

1 – интрузивные комплексы гранодиорит-гранитной (черное) и лейко-гранитной формации (Ю – юовоайвский, ЛАК – лишко-арагубский, Н – Наттанен, В – Вайнопаа, ЛК – лявозерско-контозерский, С – стрельнинский); 2 – стабильная область элисумийского кратона (Кольско-Беломорский континент); 3 – пассивная окраина континента, осложненная вулканогенно-осадочными прогибами; 4 – ороген кордильерского типа в области столкновения островной дуги с пассивной окраиной континента; 5 – внутриконтинентальные рифтовые трого (II – Печенгский, ИВ – Имандра-Варзугский); 6 – внутриконтинентальная коллизийная зона (Лялланско-Ковльицкий гранулитовый пояс); 7 – зоны трансформных разломов (I – Иннари-Киркенесская, II – Юовоайвско-Урагубская, III – Оулу-Контозерская, IV – Стрельнинско-Святоноская).

В полициклическом ряду режимов раннедокембрийского магматизма последовательно уменьшались его масштабы и сменялись формы магматических провинций – от ареальной до линейно-цепочечной и точечной, что отражает прогрессирующую кратонизацию сиалического слоя коры.

Метаморфические фации и фациальные серии

Метаморфизм, исключая группу процессов, объединяемых понятием „метаморфизм погребения”, а также контактовый метаморфизм, связанный с интрузиями магм, развивается на относительно поздних стадиях развития подвижных зон. Вследствие этого ретроспективная информативность собственно метаморфических критериев тектонических регионов в целом более ограничена, чем осадочных и магматических формаций. Важно и то, что региональный метаморфизм нередко развивается как эндогенный процесс, охватывающий комплексы пород разного возраста, возникшие в разных тектонических обстановках. Их индивидуальность, свойственная дометаморфическим этапам развития, при этом частично затушевывается. Наиболее широко распространенные метаморфические фации (зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, ам-

фиболитовая, гранулитовая), взятые без учета особенностей их термодинамических и геохимических характеристик, развиваются в конвергентных тектонических обстановках. Фация глаукофановых сланцев связана с зонами развития интенсивных тангенциальных напряжений и является типоморфной для деструктивных окраин, зон индукции (Мияси́ро, 1976). Низкотемпературные фации низких давлений – пренит-пумпеллитовая и пренит-актинолитовая – рассматриваются как характерные для конструктивных границ, зон спрединга океанического дна и континентального рифтогенеза (Robinson, 1987).

Относительно большей информативностью, с точки зрения реконструкции тектонических и геодинамических режимов, обладают фациальные типы (Miyashiro, 1961) или серии (Глебовицкий, 1973) метаморфизма, объединяющие пространственно и парагенетически связанные фации определенного термодинамического режима. Низкоградиентные (10–15°/км) глаукофан-жадеитовые фациальные серии фанерозоя формируются в обстановках тектонического сжатия (зоны субдукции). Однако они неизвестны в метаморфических комплексах раннего докембрия. Предполагается, что их высокотемпературными аналогами в раннем докембрии являются некоторые эклогит-гранулитовые и гиперстен-силлиманитовые комплексы (Глебовицкий и др., 1976).

Высокоградиентные андалузит-силлиманитовые фациальные серии метаморфизма (геотермические градиенты $> 30^\circ/\text{км}$) ранее рассматривались как типоморфные для островодужных обстановок (Мияси́ро, 1976). В настоящее время выявлен более широкий спектр их тектонических режимов. Они развиваются в зонах рифтинга как океанического, так и континентального (Глебовицкий и др., 1976; Wickman, Oxburg, 1985), а при определенных условиях – и в зонах мощного (более чем двукратного) коллизионного утолщения земной коры (Thompson, England, 1984). Формирование андалузит-силлиманитовых фациальных серий связывается с ареальным повышением плотности кондуктивно-конвективного теплопотока, вызванного подъемом крупных мантийных астенолитов и формированием сопряженного фронта генерации гранитоналитовых магм. Области развития метаморфических комплексов андалузит-силлиманитового типа характеризуются доминирующей ролью вертикальных тектонических движений.

Умеренно градиентные (геотермический градиент 20–30°/км) кианит-силлиманитовые фациальные серии метаморфизма преимущественно формируются в обстановках нисходящего тектонического потока независимо от того, представляют ли они субдукционные зоны на конвергентных границах океанических и континентальных плит или зоны скучивания в условиях столкновения континентальных плит и блоков. А. Мияси́ро (1976) обращает внимание на двойственную природу метаморфических комплексов кианит-силлиманитового типа, которые нередко парагенетически связаны с комплексами низкого давления, но отличаются более глубоким уровнем расположения фронта гранитоидных магм.

Из всего сказанного выше очевидно, что метаморфические характеристики докембрийских комплексов являются существенными, но не

однозначными критериями для интерпретации тектонических режимов их формирования. Последнее возможно лишь на основе всей совокупности геологической, петрологической и геохимической информации о развитии конкретных структур земной коры.

Архейские комплексы Кольского полуострова, исключая орогенные и протоплатформенные формации, регионально метаморфизованы в диапазоне от низкотемпературной амфиболитовой до гранулитовой фации включительно и относятся к метаморфическим сериям андалузит-силлиманитового типа (серии А₃ – АБ, по В. А. Глебовицкому, 1973). В бедных СаО породах для них характерно широкое развитие андалузитовых и кордиеритовых парагенезисов низкотемпературной амфиболитовой фации и силлиманит-, кордиерит-гранатовых парагенезисов в высокотемпературных фациях. В породах, насыщенных СаО, преимущественно развиты безгранатовые роговообманко-плагноклазовые парагенезисы в амфиболитовой фации и двупироксеновые (гиперстен-моноклиновый пироксен) – гранулитовой фации. Типоморфными для андалузит-силлиманитового типа метаморфизма являются также и некоторые особенности химизма гранатов, амфиболов, пироксенов (Метаморфизм..., 1986). Термодинамические условия регионального метаморфизма оцениваются диапазоном 500–850°С и 4–6 кбар. Для этих комплексов характерны также тесная парагенетическая связь метаморфизма с гранитоидным магматизмом, эволюционирующим от тоналит-плагногранитного до микроклин-гранитного, широкое развитие полевошпатовых пегматитов, аплитов, явлений мигматизации и гранитизации.

Архейские супракрустальные комплексы Беломорской зоны относятся к дистен-силлиманитовому типу. Для них характерны широкая устойчивость кианита в ассоциациях с мусковитом, калиевым полевым шпатом, отсутствие андалузитовых и силлиманитовых парагенезисов, исключая наложенные ассоциации, связанные с контактово-метаморфическими и другими локальными процессами. В метабазитовых породах широко развиты гранат-роговообманковые, гранат-клинопироксеновые (эклогитоподобные) парагенезисы. Термодинамические условия метаморфизма (Т 600–750°С, P_{общ} до 8–10 кбар) соответствуют фаціальным сериям Б₁–Б₂. (Фации..., 1977; Володичев, 1975; Фации..., 1990).

Региональный метаморфизм супракрустальных осадочно-вулканогенных формаций раннего протерозоя Кольской и Северо-Карельской рифтогенных систем карелид, а также протоплатформенных формаций позднего архея (кейвская, песчовотундровая серии) относится к дистен-силлиманитовому фаціальному типу (фаціальные серии Б₁ и Б₁–Б₂, по В. А. Глебовицкому, 1973). Петрологическими особенностями этого комплекса являются устойчивость пумпеллит-актинолитовых ассоциаций в метабазитах в области перехода от пренит-пумпеллитовой к зеленосланцевой фации, широкое развитие в амфиболитовой фации гранат-роговообманковых парагенезисов в метабазитах, кианит-ставролитовых, кианит-мусковитовых ассоциаций в бедных СаО породах. Андалузитовые и кордиеритовые парагенезисы полностью отсутствуют. В прогрессивно метаморфизованных метабазитах амфиболы образуют непрерывный ряд от актинолита до чермакитовой роговой обманки с

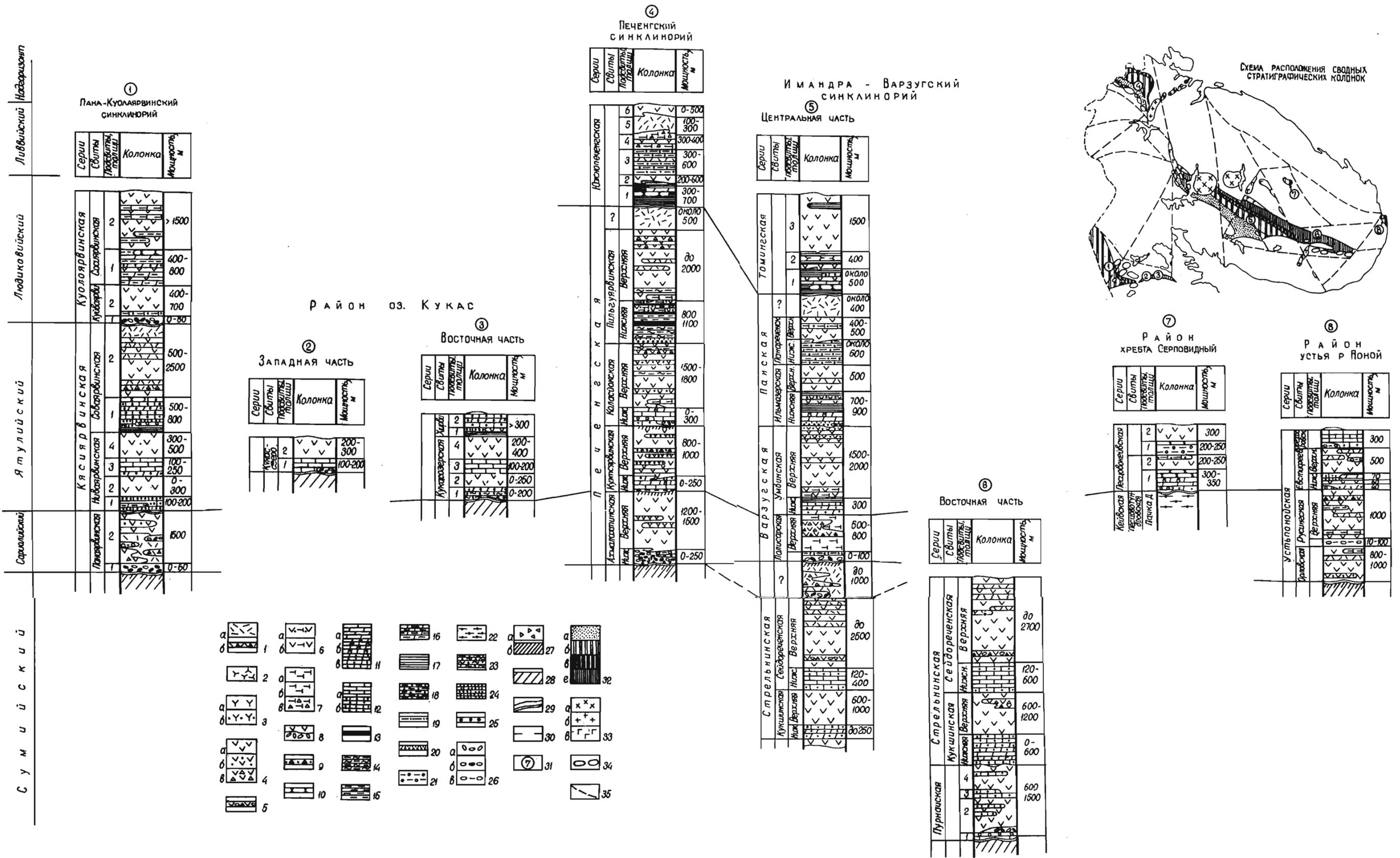


Рис. 5. Сводные стратиграфические колонки карельского комплекса Кольского полуострова и Северной Карелии.

1 - метаэффузивы кислого-среднего состава: а - риолиты, дацитовые, андезитовые порфиры и порфириты, б - их туфы и туфобрекчи; 2 - субщелочные и щелочные метавулканисты: андезиты и трахиандезиты; 3 - метаэффузивы среднего состава: а - андезитовые и андезитово-базальтовые порфиры, б - их туфы и туфобрекчи; 4 - метаэффузивы основного состава: а - диабазовые и базальтовые металпорфириты, метадиабазы, б - их туфы, в - вулканокластические породы - лавобрекчи, кластолавы, туфобрекчи; 5 - горизонт ксенокластолава 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 металпорфириты, б - их туфы, в - туфобрекчи; 8 - переслаивание и постепенный переход между осадочными и вулканогенными толщами; 9 - туфогенно-осадочный горизонт: вулканические бомбы, туфоконгломаты, металсаммиты, метаалевролиты; 10 - метасилисты; 11 - известняки и доломиты, частью красноцветные (а), с остатками биогерма (б),

высококарбонатные металсаммиты, песчаные известняки и доломиты (в); 12 - кварциты, серицитовые кварциты (а), полевощпат-кварцевые и кварцевые метаспесчаники (б); 13 - высокоуглеродистые сульфидные сланцы; 14 - ритмично-слоистые граувакковые метаалевролиты (серицит-хлоритовые сланцы) с углеродистым веществом; 15 - хлоритовые сланцы (металелиты и граувакковые метаалевролиты), иногда слабоуглеродистые; 16 - карбонат-хлоритовые сланцы (граувакковые метаалевролиты и субграувакковые металсаммиты); 17 - алевропелитовые сланцы, песчаные алевропелиты, филлиты, туфосланцы, иногда углеродсодержащие; 18 - кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые сланцы (метаалевропелиты), иногда с маломощными прослоями металесчаников и карбонатных пород; 19 - серицитовые и хлорит-серицитовые сланцы (первично- и хлорит-гидрослюдистые металелиты); 20 - субграувакковые гравелиты, субграувакковые, граувакковые металсаммиты и метаалевролиты; 21 - двуслоядные сланцы со ставролитом и гранатом; 22 - мусковит-кварцевые, двуслоядные сланцы, иногда ставролит-

содержащие; 23 - биотит-амфиболовые сланцы, параамфиболиты, иногда с гранатом, маломощными прослоями доломитов; 24 - аркозовые металсаммиты и метаалевролиты; 25 - грубозернистые псаммиты, гравелиты; 26 - конгломаты: а - полимиктовые, б - олигомиктовые, в - с туфовым цементом; 27 - элювиально-делювиальные брекчи 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 - стратиграфические линии хроностратиграфических уровней; 31 - номера сводных корреляционных линий хроностратиграфических уровней 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.

диапазоном вариаций содержания Al_2O_3 от 2–4 до 15–17%. Термодинамические условия прогрессивного регионального метаморфизма: T от 260–350° до 600–630°С, $P_{общ}$ от 2–3 до 5–5.5 кбар. Эволюция термодинамического режима характеризуется некоторым снижением термодинамических градиентов от ранних к кульминационным стадиям метаморфизма. Мигматизация и гранитизация наблюдаются лишь в зонах контактового влияния гранитов.

Глава 3. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ

Историю тектонического развития региона можно восстановить путем корреляции режимов, последовательно сменяющихся в каждой отдельной зоне. Таким образом, в легенде и на карте можно отразить как стадии развития конкретной зоны, так и региона в целом.

Типовой ряд архейских режимов

Представления о тектоническом режиме формирования и преобразования нижнеархейских пород неразрывно связаны и вытекают из концепции эволюции земной коры в докембрии. В соответствии с различными моделями аккреции Земли как планеты существуют две группы представлений. Одни утверждают, что при дифференциации расплавленной планеты на ядро, мантию и кору первичная кора была базальтоидного или анортозитового состава. Другие предполагают, что за счет дальнейшей дифференциации при охлаждении и дегазации планеты наружная оболочка обогащалась сиалическими компонентами, что привело к формированию первичного сиалического слоя коры. В том или другом случае предполагается полное или частичное расплавление вещества Земли или ее внешней части за счет огромной тепловой энергии, выделяемой при радиоактивном распаде элементов, гравитационном коллапсе, энергии приливов и отливов, отделения ядра Земли или метеоритных бомбардировок и т. д. При этом одни допускают, что оболочка покрывала всю поверхность, другие — частично, прерывисто с размером сиалических участков от микроконтинентов до мегаконтинента. Конкурирующими можно считать концепцию образования сиалической коры за счет вторичного плавления коры океанического (базальтоидного) типа и ее скупивания над нисходящими ветвями конвективных потоков мантии или концепцию формирования сиалической „серогнейсовой” коры в виде многочисленных ядер, разделенных подвижными поясами с последующей консолидацией и укрупнением. Все это пока умозрительные построения, а мы, к сожалению, не имеем убедительных свидетельств о правоте той или иной гипотезы. Но почти все исследователи признают, что наиболее древние геологические образования представлены в архейских гранит-зеленокаменных областях, сформированных в интервале 3800–2600 млн лет назад, а зеленокаменные пояса закладывались на сиалической коре, хотя существуют точки зрения и об островодужной

или океанической природе ряда архейских зеленокаменных поясов (Конди, 1983; Ранняя..., 1980, и др.). Гранитоидная оболочка, как утверждают многие исследователи, уже около 3.5 млрд лет назад по площади и по мощности была близка к современной, но с высокими Т-градиентами, позволяющими обеспечить на малых глубинах метаморфизм амфиболитовой фации. Это допущение позволяет исключить „парадокс больших глубин метаморфизма” и больших масштабов эрозии хотя бы в раннем архее.

На геологических картах и схемах Кольского региона (Гранитоидные формации..., 1978; Геологическая карта-схема..., 1980; Магматические формации..., 1985; Загородный, 1980; Эволюция..., 1987; и др.) отражена латеральная неоднородность вулканоплутонической ассоциации первичнокоровых гранитоидов по вещественному составу и структурно-текстурным признакам. В какой-то мере это может быть проявлением ранней латеральной неоднородности, но вероятнее всего эта ситуация обусловлена вертикальной неоднородностью, выявленной в результате разной глубины эрозии. Но в большей степени латеральная неоднородность гранито-гнейсового фундамента является отражением неоднородности и гетерогенности поздних наложенных эндогенных процессов. Тем не менее эти карты и схемы послужили основой для выделения реликтовых участков раннеархейской коры на тектонической карте. Выявленные элементы неоднородности в составе и размещении раннекорových образований в пределах Кольского региона, который является в раннем архее частью консолидированной коры — литоплинта, позволяют выделить области с тенденцией к воздыманию (протошиты) и к погружению (протоплиты). Предшествующие процессы можно объединить общим понятием „режим становления первичной сиалической коры континентального типа”.

Территорию Кольского полуострова на рубеже раннего и позднего архея можно рассматривать как часть нижнеархейского литоплинта. Наличие в отдельных его участках плитного комплекса, сформировавшегося после кратонизации раннеархейской сиалической протокоры, свидетельствует, вероятно, не только о разных тектонических режимах (плиты и шита) формирования участков коры в пределах Кольского региона, но и о разных свойствах коры этих участков. Последнее обстоятельство важно потому, что влияние этой зональности затем просматривается во всей раннедокембрийской истории региона.

Нарушение первичной структуры литоплинта в позднем архее произошло, вероятно, в процессе сводового поднятия коры (аркогенеза), обусловленного мантийным диапиром, либо за счет разогрева в процессе механизма малых корово-литосферных ячеистых конвективных потоков. Формируется сеть разломов — подвижных зон с размером ячей до 100 км. Одно из известных по литературе названий этого явления — рассеянный рифтинг. В подвижных зонах, разделенных „мироконтинентами”, закладываются мелководные бассейны с компенсированным прогибанием. „Микроконтиненты”, сложенные гранитоидами сиалической протокоры, находятся в режиме сопряженной пары с постоянной тенденцией к воздыманию с небольшим базисом эрозии. Эта ситуация подтвер-

ждается строением разрезов, сформированных в прогибах. Разрезы, особенно нижняя их часть, представлены вулканогенно-осадочными формациями — слоистыми толщами полосчатых пород, образовавшимися в субаквальных условиях. Фактически разрезы представлены циклически устроенными вулканогенными формациями, где чередуются толеитовые (\pm коматиты) и базальт-риодацитовые бимодальные серии (рис. 2, разрезы 16, 17, 23), и похожи на разрезы зеленокаменных поясов барбертонского типа, а из карельских — на волоцкую толщу Водлозерского блока. Отмечены и мультимодальные серии вулканитов. Соотношение кислых и основных пород в частных и опорных разрезах изменчиво, причем явно преобладают андезиты-дациты и дациты, которые имеют геохимическое сходство с аналогичными метавулканитами раннеархейской вулканоплутонической ассоциации. Терригенные формации представлены мелководной фацией псаммитов, а грубообломочные, глубоководные и хемогенные фации отсутствуют почти во всех разрезах, по крайней мере в нижних частях его.

Подобие частных и опорных разрезов, составленных по реликтовым фрагментам переработанных структур зеленокаменных поясов, может служить подтверждением того, что эти разрезы представляют хроностратиграфический латеральный ряд. Чтобы предположить возможность миграции тектонических режимов во времени и по латерали, нет никаких геохронологических и геологических оснований. Исходя из фациально-формационного состава разрезов, можно полагать, что частные разрезы были сформированы в локальных бассейнах в сопряженных структурных парах с микроконтинентами, в условиях интенсивной эндогенной активности как в проницаемых зонах, так и на „микроконтинентах”. Формационные различия в разрезах, вероятно, обусловлены режимом эндогенных процессов, разными свойствами блоков коры (мощностью, жесткостью и, возможно, составом).

По характеру распределения фрагментов зеленокаменных поясов и составу их разрезов построена условная схема палеотектонической зональности в начальный этап развития границ зеленокаменных областей (ГЗО) Кольского региона в позднем архее (рис. 14). На ней наряду со стабильной областью (ныне Мурманский блок) выделены две зоны — Беломорская и Кольская, причем последняя имеет две подзоны — Центральную-Кольскую и Кейвскую. Различия тектонических режимов их формирования обусловили и некоторые особенности в строении разрезов. Основные признаки сходства и различия сводятся к следующему.

В Центрально-Кольской подзоне Кольской ГЗО мало толеитовых базальтоидов и нет коматитов; разрезы маломощные, но к северо-западу мощность разрезов увеличивается, в них появляются железистые кварциты; резкая фациальная изменчивость даже в пределах одной структуры, хотя формационный тип разрезов выдержан в пределах всей подзоны; структурный стиль поясов полигонально-ячеистый кучный.

В Кейвской подзоне Кольской ГЗО разрезы отличаются от кольских отсутствием железистых кварцитов, а от беломорских — отсутствием метакоматитов и меньшим количеством metabазальтоидов, а также

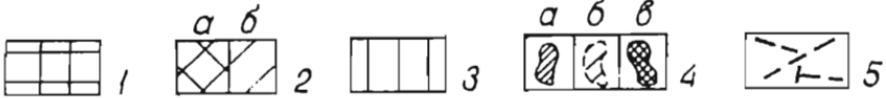
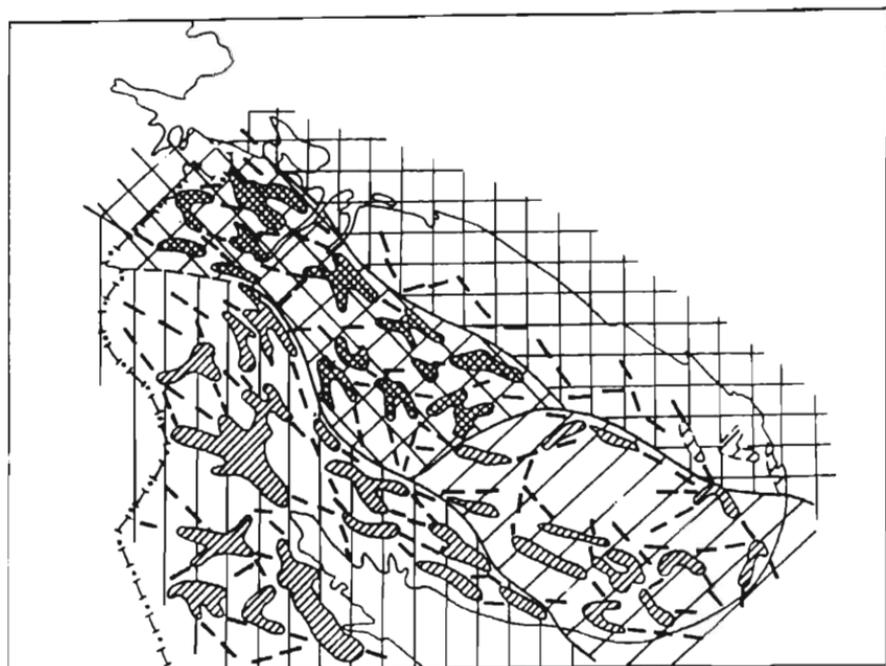


Рис. 14. Условная схема палеотектонической зональности в начальный этап развития зеленокаменных поясов Кольского региона в позднем архее.

1 - относительно стабильная область; 2 - Кольская гранит-зеленокаменная область сильно (а) и слабодифференцированная (б); 3 - слабодифференцированная Беломорская гранит-зеленокаменная область (бассейн на протоплите); 4 - зеленокаменные пояса с установленными (а, в) и предполагаемыми (б) разрезами, сформированными в разных тектонических режимах; 5 - сетчатая система проницаемых зон.

меньшей мощностью; структурный стиль поясов — редкая полигональная сеть; кора более стабильна.

В Беломорской зоне установлены большие мощности разрезов и более мощные толщи толеитовых базальтоидов, наличие метакоматиитов; структурный стиль — более протяженные структуры, приближающиеся по морфологии к линейным; отсутствие однозначных признаков первичной природы пород.

К наиболее общим признакам всех структурных зон необходимо также отнести следующие: сходство формационных типов и наличие редких признаков первичной природы супракрустальных пород нижних частей разрезов: интенсивный и полициклический характер эндогенных преобразований (метаморфизма, мигматизации, гранитизации, складчатости и др.) пород ЗКП и обрамления, обусловивших их превращение в амфиболиты, гнейсы, полимигматиты и гранито-гнейсы; метаморфизм амфиболитовой фации.

Механизм развития в целом системы сопряженных пар „примитивный зеленокаменный пояс - микроконтинент” можно представить следующим образом. В процессе аркогенеза вначале неоднородно воздымалась вся область Кольского региона, затем после растрескивания коры и заложения прогибов – инерционно только микроконтиненты. Дальнейшее воздымание можно рассматривать как изостатический процесс в сопряженной паре. За счет механизма мантийных диапиров и конвективных потоков и свершения массо- и теплообмена пик эндогенной активности в последующем смещается от осевых линий рифтогенных структур в системе рассеянного рифтинга к периферии в сторону максимального корового гранитообразования. В процессе ремобилизации фундамента следом за радиальными движениями проявляются тангенциальные, которые в совокупности приводят к метаморфизму, гранитизации и складчатости пород супракомплекса, к изменению морфологии и уменьшению площади структур.

На последующем этапе развития гранит-зеленокаменных областей Кольского региона продолжается тенденция деструкции. Она также, как и раньше, вероятно, провоцируется эндогенными процессами – мантийными диапирами и конвективными потоками. Новый цикл подъема порций горячей неистощенной мантии и повторное заполнение астеносферы значительным количеством ее достигают апогея около 2.6 млрд лет назад (Пушкарев, 1985). На ранних стадиях этого этапа они обусловили появление в более жесткой и мощной, чем в начале позднего архея, коре протяженных линейных проницаемых зон. В системе Кольской ГЗО зоны затем развились в зеленокаменные пояса рифтогенного типа протяженностью до 500 км (Арагубско-Колмозерский, Терско-Аллареченский и Понойский) с системой диагонально расположенных по отношению к ним проницаемых зон – типа трансформных разломов (рис. 15). Значительная дифференциация тектонического режима как во всей Кольской ГЗО, так и по латерали поясов и во времени подтверждается пестрым в фациальном и формационном отношении строением частных и реперных разрезов, составленных по сохранившимся ныне фрагментам поясов (рис. 2, разрезы 18–22, 26). Наиболее важные их характеристики: присутствие базальных конгломератов в ряде структур, а также субаквальных осадков мелких и средних глубин; вулканогенные формации представлены разными фациями и сериями – от бимодальных коматиит-толеит-базальт-риодацитовых до мультимодальных, причем соотношение разных типов вулканитов в разрезах крайне неоднородно, а роль кислых и средних увеличивается вверх по разрезу.

По смене терригенных фаций вверх по разрезам можно говорить об углублении и расширении бассейнов осадконакопления. Наличие перидотитовых коматиитов указывает на большую глубину проницаемых зон, а мощных толщ толеитовых базальтоидов – на значительную степень „океанизации” этих участков коры, но не дошедшую до стадии формирования офиолитовых разрезов. В метаморфизованных супракрустальных породах, слагающих фрагменты наблюдаемых ныне переработанных структур указанных выше зеленокаменных поясов, довольно часто встречаются реликты микроструктур и текстур вулканогенного и оса-

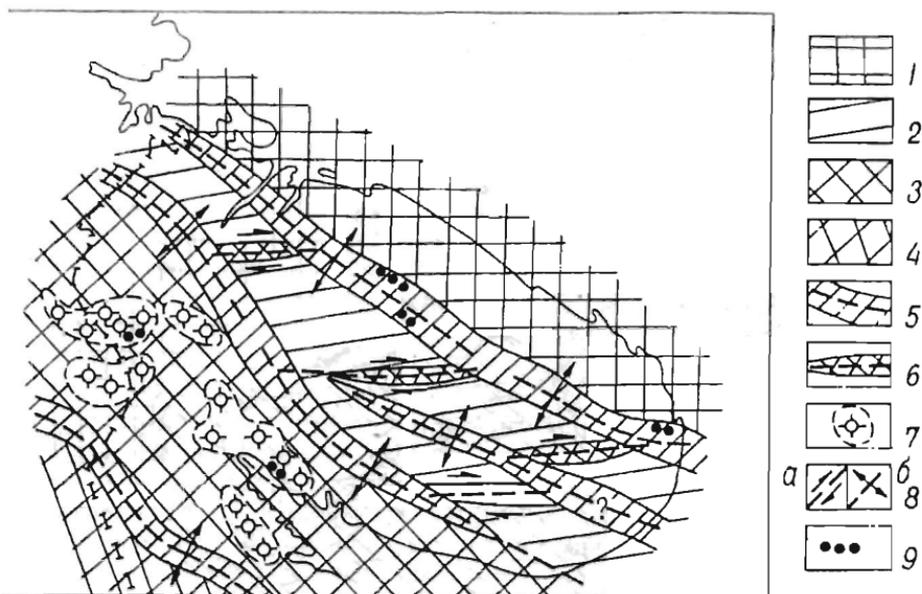


Рис. 15. Условная схема палеотектонической зональности в позднелопийский этап развития зеленокаменных поясов Кольского региона в позднем архее.

Зоны: 1 – Мурманский относительно стабильный массив; 2 – Кольская гранит-зеленокаменная область; 3 – Беломорская зона (бассейн на плите); 4 – Карельская гранит-зеленокаменная область; 5 – линейные рифтогенные структуры; 6 – проницаемые сдвиговые зоны (трансформные? разломы); 7 – нелинейные активные зоны с интенсивным базальтоидным и базальт-андезитовым вулканизмом и подавленным седиментогенезом; 8 – стрелками показано направление движений блоков относительно осевых линий раздвигов (а) и сдвигов (б); 9 – выходы базальных (?) конгломератов.

очного происхождения. Но этих и петрохимических признаков в совокупности с результатами фациально-формационного анализа разрезов пока явно недостаточно для достоверной оценки масштабов растяжения поясов и простираения, размеров и конфигурации палеобассейнов и их фациальной характеристики.

На схеме палеотектонической зональности Кольского региона в позднеархейское время (рис. 15) выделяется Беломорская область бассейнового типа с сосредоточенной проницаемостью коры. Основным признаком ее является формирование в локальных участках бассейна (бассейнах?) вулканогенно-осадочных формаций с угнетенным седиментогенезисом (рис. 2, разрезы 10–14), где осадочные формации сохранились в виде реликтов и фациально гетерогенны как по латерали, так и в разрезах. Мощные толщи (до 1 км) толеитовых базальтоидов, залегающих на конгломератах или содержащих их в базальных частях, в основном слабо дифференцированы по составу и фациям и однообразны в пределах всей Беломорской зоны. В большинстве случаев это лавовые фации и реже туфы с градационной слоистостью. Основанием для данного утверждения служит только грубая и тонкая ритмичная полосчатость, ибо в метабазитах не сохранились однозначные микроструктурные и

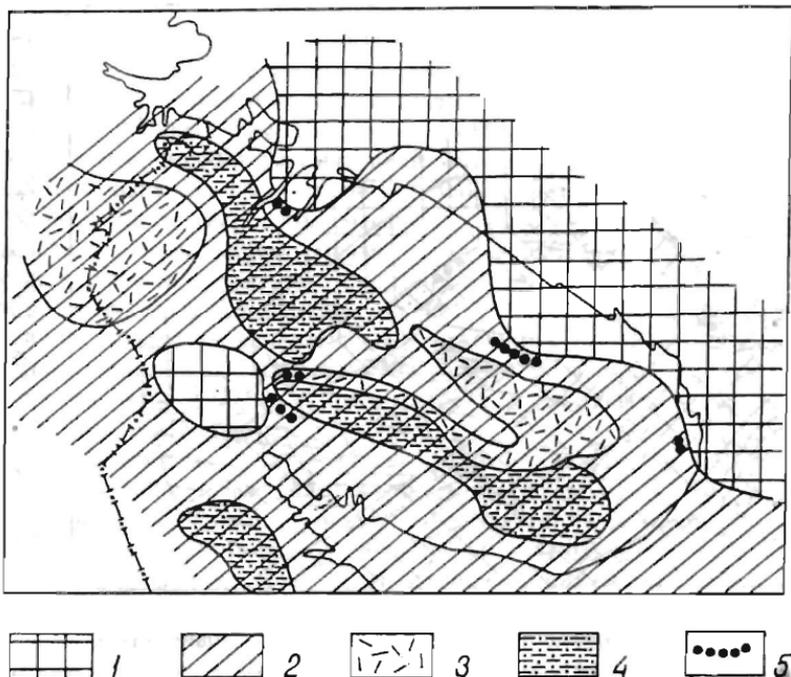


Рис. 16. Условная схема палеотектонической зональности Кольского региона в позднелопийское—сумийское (?) время позднего архея (для орогенного этапа).

1 — Мурманский стабильный массив; 2 — Кольско-Беломорская орогеническая область с зонами интенсивного вулканогенного (3) (экстерниды?) и вулканогенно-осадочного (4) седиментогенеза (краевые впадины?); 5 — внутриформационные конгломераты и конгломерато-брекчии.

текстурные признаки вулканогенной природы. Среди вулканитов пока не выявлены пироксенитовые и перидотитовые метакоматииты, характерные для некоторых зеленокаменных поясов Кольской ГЗО.

Весь комплекс супракраустальных пород Беломорской зоны, сформированный в рассматриваемый этап развития Кольского региона, почти не мигматизирован, дислоцирован менее, чем породы поясов Кольской ГЗО, залегает ныне полого в структурах моноклиального типа либо в виде полого залегающих эрозионных останцев, иногда (как, например, в районе Кандалакшских тундр) перекрытых другими структурно-вещественными комплексами. Если учитывать разную степень дислоцированности структурно-вещественных комплексов этого этапа (а она увеличивается к северо-востоку от Беломорской зоны к Кольской), то надо полагать, что основной фронт тангенциальных напряжений на заключительной стадии был направлен на северо-восток.

Для завершающего (орогенного) этапа развития Кольского региона в позднелопийское время (AR_2^3) составлена условная схема палеотектонической зональности (рис. 16). Накоплению орогенного комплекса

предшествовала перестройка региона, так как есть основания полагать, что орогенный комплекс супракрустальных пород с крупным структурно-стратиграфическим несогласием перекрывает нижележащие структурно-вещественные комплексы. Из анализа разномасштабных геологических карт следует, что он залегает на породах зеленокаменных поясов и фундамента.

Палеотектоническая зональность орогенного этапа не унаследует никаких ранних структурных элементов и базируется на следующих данных. Орогенные комплексы (на рис. 3 – третья часть разрезов) в частных, опорных и типовых разрезах структур представлены: вулканистами в основном андезит-, риолит-дацитовых и дацит-липаритовых серий без градационной слоистости; слоистыми толщами вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенных (флишоидных, псаммитовых, грубообломочных и т. д.) пород. Для орогенного комплекса характерны крайне резкая фациальная изменчивость по латерали и вертикали, вулканизм, синхронный с седиментогенезом, повышенная щелочность вулканистов, а также часто встречающиеся микроструктурные и текстурные признаки вулканогенной и осадочной природы пород.

Не исключено, что весь рельеф региона на этой стадии был сильно расчленен и режим формирования разрезов с флишоидами был близок, вероятно, к интернидам, в то время как разрезы с преобладанием вулканогенных пород формировались в прогибах типа предгорных бассейнов. В целом можно утверждать, что разрезы орогенного этапа формировались в субаквальных и субаэральных условиях.

В масштабах региона, очевидно, надо различать режимы формирования зеленокаменных прогибов и региональные режимы становления гранит-зеленокаменных областей. Режимы прогибов, судя по разрезам, имели единую стадийность для всей области, но отличались интенсивностью и составом вулканогенных извержений, что связано с условиями проницаемости земной коры. По этому признаку Кольская гранит-зеленокаменная область разделяется на две зоны: Кольско-Норвежскую зону сгущения зеленокаменных поясов и Кейвскую зону поясов линейно-полигонального типа. Мы можем только предполагать, что режимы этих зон различались тем, что рассредоточенные прогибы развивались автономно и, возможно, не синхронно, тогда как зоны сгущения зеленокаменных поясов находились под влиянием регионального режима, а различия в разрезах конкретных прогибов отражают региональную зональность в его проявлении.

Режим становления гранит-зеленокаменной области существенно отличается от геосинклинального синхронным развитием блоков фундамента, разобщенного вулканогенными прогибами. При этом блоки представляли собой не просто прототипы срединных массивов геосинклинальных областей, но развивались как сопряженные с прогибами активные структуры на всем протяжении и развитии гранит-зеленокаменной области

В режиме сосредоточенной проницаемости сформировалась обширная зона бассейнового типа, характерная для Беломорской системы. Очевидно, режим формирования вулканогенного бассейна зеленокамен-

ного типа отражает условия более мощной и жесткой земной коры и в этом смысле более приближен к геосинклинальному классу режимов. Если это так, то на примере северо-восточной части Балтийского щита мы имеем раннюю ветвь эволюционного ряда режимов, который завершается в фанерозое геосинклинальным классом. Промежуточным можно считать интрагеосинклинальный режим Свеккофеннской области, который проявился уже в конце раннего протерозоя. При этом очевидно, что весь формационный ряд режимов дифференцирован в соответствии с такими особенностями строения земной коры, как мощность, жесткость и проницаемость, причем в состоянии, еще не достигнувшем первой кратонизации. Действительно, Кольская гранит-зеленокаменная область вступила в кратонное состояние только после завершения свеко-карельского тектогенеза, тогда как Беломорская система достигла вполне кратонного состояния в результате позднеархейской складчатости.¹

Раннепротерозойские режимы

Мы остановимся кратко на анализе латеральных формационных рядов, т. е. работа по выделению и анализу конкретных формаций во всех карельских структурах региона выполнена и опубликована (Загородный, Радченко, 1988)

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 тремя выделенными типами формационных рядов: 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.

Режимы конкретных прогибов

Стрельнинский формационный тип выделяется аллохтонным характером конкретных осадочных формаций и резкой сменой их вулканогенными формациями. Эти ритмично повторяющиеся формации настоль-

¹ Вывод авторов противоречит той сумме фактов, которые заставляют многих исследователей говорить о Беломорском мобильном поясе в раннем протерозое. (Прим. ред.).

ко 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, Радченко, 1983).

Учитывая морфологическое сходство внутрикратонных рифтовых зон и авлакогенов, выраженное в форме грабенов, и конвергентный тип аллохтонных формаций осадочного генезиса, мы условились различать их по характеру магматизма. Для авлакогенов характерен простой спектр магматитов (толеитовый ряд с преобладанием примитивных базальтов). В рифтах наблюдается сочетание толеитовых, субщелочных и щелочных серий. Предполагается, что характер магматизма отражает различное состояние астеносферы, скорость „раскрытия” грабенов и глубину заложения магмовыводящих разломов. Соответственно стрельнинский осадочно-вулканогенный ряд является типовым для авлакогенного режима молодых платформ. Для него характерна обстановка растяжения в условиях коры континентального типа.

Оценка тектонических 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.

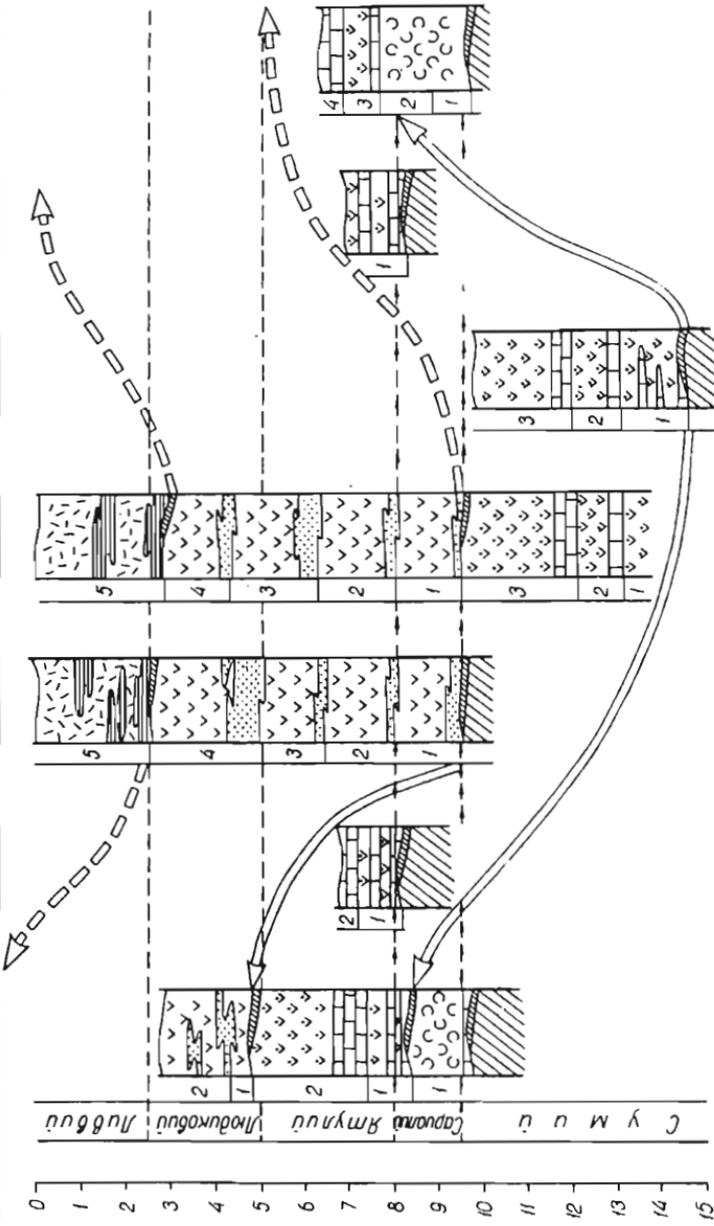
В результате орогенических движений и вулканизма в наземных условиях сформировалась мощная толща грубообломочных вулканогенно-осадочных образований, кислых пирокластов и переслаивающихся с ними лавовых потоков. Итак, панаярвинский формационный тип представляет вулканогенную молассу, характерную для областей орогенных режимов.

Варзугский и ильмозерский формационные ряды вполне соответствуют в общих чертах полному циклу платформенного развития, хорошо выраженному в последовательной смене конкретных осадочных формаций. Увеличилось в сравнении со стрельнинским типом 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 субщелочными сериями пород и автохтонных типично платформенных указывают на интракратонный рифтогенный режим.

Томингский глубоко смешанный осадочно-вулканогенный формационный ряд представляет по существу позднеорогенную вулканогенную молассу, сравнимую с типовым формационным рядом заключительной стадии развития 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

Шкала км 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15

Урочища разрезов Лапа-Куола-ярви Санкус-Лукас-озеро Печенга Имандра - Варзуга - центральная - часть Серлобийный Усть-Лотой



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13

характер орогенного режима: сосредоточенная проницаемость земной коры, локализованная в остаточных приразломных прогибах. Таким образом, условия формирования томингского формационного типа вполне соответствуют обстановке орогенного режима.

Региональные режимы

Если расположить разрезы карелид важнейших зон региона в соответствии с хроностратиграфическими уровнями и представить их в виде типовых формационных рядов, то мы получим формационный профиль, отражающий пространственно-временные взаимоотношения формаций (рис. 17).

Типовые формационные ряды авлакогенного режима молодых платформ размещены на разных уровнях: в Имандра-Варзугской зоне – это сумийский уровень, в остальных структурах – ятулийский. Типовой формационный ряд рифтогенного режима охватывает широкий хроностратиграфический диапазон уровней: в Печенгско-Варзугской зоне – это сариолий, ятулий и людиковый, в Куолаярвинском синклинии – людиковый, калевий. Позднеорогенный формационный ряд, развитый только в Печенгско-Варзугской зоне, судя по корреляционным уровням, изначально был локализован в пределах одной зоны.

Для карельского этапа развития Кольского региона характерно заложение структур в интракратонных условиях, что позволяет характеризовать региональные этапы развития в режимах протоплатформы. При этом выделяются все три стадии, соответствующие по схеме Т. Н. Спижарского (1973) классу платформенного режима: авлакогенная, колюмогенная и эмирсионная. Авлакогенный этап развития характеризовался заложением грабенообразных прогибов на обширной молодой платформе, откуда и поставлялся терригенный материал аллохтонных формаций в прогибы. Колюмогенная стадия характеризует второй этап протоплатформенного режима с охватом обширных территорий условиями прогибания. Это привело к смене аллохтонных формаций автохтонными, сформированными за счет разрушения молодых первичных структур авлакогенного этапа. Эмирсионная стадия характеризует

Рис. 17. 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 туфоогенно-осадочные формации остаточных приразломных прогибов. Корреляционные хроностратиграфические границы: 11 – палеоклиматические, 12 – региональные тектонические, 13 – промежуточные.

ся региональным сокращением прогибов и охватом большей части территории региона поднятиями. В зонах остаточных прогибов сформировались вулканогенные молассы.

Миграция тектонических режимов

Более позднее заложение карельских прогибов Северо-Карельской и Кейвской зон обусловило отставание в их стадийном развитии по сравнению с Печенгско-Варзугской зоной. В то время как последняя переживала авлакогенный режим, обширная область Карело-Кольского региона находилась в режиме, близком к платформенному, о чем свидетельствуют осадочный аллохтонный ряд формаций авлакогенного режима и взаимоотношение карельских и архейских комплексов в других зонах. Так, 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 были целиком эродированы разрезы верхнеархейских комплексов.

После стрельнинской фазы складчатости геодинамическая ситуация в регионе резко изменилась. Печенгско-Варзугская зона вступила в стадию развития прогибов с рифтовым режимом, в то время как на прилегающих территориях проявился раннеорогенный режим, за которым последовал ятулийский авлакогенез. Совершенно очевидно смещение формационных типов с сумия Печенгско-Варзугской зоны на ятулий смежных областей, т. е. миграция тектонических режимов. При этом миграция авлакогенного режима как будто „перескочила“ через орогенный режим, синхронно проявившийся на сариолийском уровне во всем регионе. В Имандра-Варзугской зоне вулканогенные молассы сформировались в ее краевых частях, охваченных орогенным режимом, связанным с миграцией условий прогибания на смежные территории. Региональное положение раннеорогенной молассовой формации, выклинивающейся к Печенгско-Варзугской зоне, указывает на начало миграции тектонических режимов в региональном масштабе на сариолийском этапе. Предъятулийская граница в связи с этим приобрела хроностратиграфическое значение в разрезах карелид.

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 Куоляярви 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.

Таким образом, стадийность проявления перерывов и несогласий, вытекающая из анализа формационных рядов, является определяющей тенденцией их положения.

В связи с миграцией тектонических режимов к северо-востоку и юго-западу от Печенгско-Варзугской зоны время становления конкрет-

ных формаций, в том числе и магматических, значительно различается в сторону запаздывания. Поэтому следует ожидать полного отсутствия позднеорогенного формационного ряда за пределами Печенгско-Варзугской зоны. Из рис. 17 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 соответствующих формаций, а поиск их представляется бесперспективным. Вместе с тем именно в этих структурах создались благоприятные условия для генерации и становления габбро-пироксеновой формации, связанной с варзугским формационным типом, хотя она и оказалась смещенной в сторону омоложения до людиковийско-ливвийского уровня относительно ятулийского уровня проявления этих же событий в Печенгско-Варзугской зоне.

Эволюция тектонических режимов

Ранний архей как протокоровый этап развития характеризуется типичной формацией тоналитовых гнейсов и эндербитов. Выдержанность ее состава в разных зонах указывает на единый механизм формирования коры. Метаморфизм образований раннего архея соответствует амфиболитовой и гранулитовой фациям повышенных и умеренных температурных градиентов с широким развитием наложенных более низкотемпературных метаморфо-метасоматических изменений. До сих пор возраст наиболее древних пород-эндербитов Мурманского массива определен только цифрой 2820 ± 50 млн лет. Он согласуется с возрастом зонального амфиболит-гранулитового метаморфизма кольской серии Кольско-Норвежской зоны (Пушкарев и др., 1978). Древнейшие граниты Финляндии определены в 3130 млн лет (Raavola, 1986). Таким образом, надежные данные о собственно раннеархейском метаморфизме для восточной части Балтийского щита в настоящее время отсутствуют. Отсутствие продуктов гранулитового метаморфизма в древнейших кластогенных образованиях зеленокаменных поясов позднего архея также свидетельствует не в пользу заключения о широком развитии гранулитов в раннем архее.

Начало позднего архея отмечено образованием первой протоплиты, охватившей область будущей Беломорской системы и частично прилегающих с севера участков земной коры. Остальная территория пережила режим протощитов. Протоплитный комплекс вулканитов и глиноземистых гнейсов, судя по имеющимся противоречивым данным, имеет невыдержанное строение.

В латеральном ряду структур раннего лопия можно выделить два типа с различным спектром магматитов. Зона сосредоточенной проницаемости бассейнового типа выполнена толеитовым рядом вулканитов, эволюционирующих во времени от андезито-базальтов до риолитов и

ассоциирующих с крупными телами габбро-анортозитов. Для зеленокаменных поясов линейно-рассредоточенного и полигонально-рассредоточенного типов, связанных с зонами обильной проницаемости глубокого заложения, характерно развитие на ранних стадиях коматитит-базальтовых серий.

Различие тектонических обстановок Кольской и Беломорской структур в лопийское время отражается и в эволюции метаморфических процессов. Термодинамический режим регионального метаморфизма в Кольской системе более высокоградиентен, чем в Беломорской, для юго-восточной части которой (Чупинская зона) установлен метаморфизм дистен-силлиманитового типа (Володичев, 1975).

Позднелопийская эпоха эволюции коры региона соответствует ее кратонному состоянию. В восточной части Кольского полуострова формировался плитный комплекс высокодифференцированных осадочных пород – чехол протоплатформы. К этой стадии приурочено появление комплементарной ассоциации габбро-лабрадоритов и субщелочных гранитов, реперной для условий стабилизации (кратонизации) гранит-зеленокаменных областей. В Кейвской зоне внедрение интрузий этой ассоциации происходило в условиях радиального раздавливания земной коры и связанного с ним рассредоточенного латерального растяжения, в результате которого сформировалась сопряженная система даек габбро-лабрадоритовой формации и структур пластовой отдельности рамы, переходящих с глубиной в кристаллизационную сланцеватость. Краевые зоны развития дайковых полей формации отличались сосредоточенным типом проницаемости, сопоставимым с условиями последовательного расширения трещин растяжения и формированием „даек в дайках” – структур подножья сводового поднятия. Это была ранняя стадия авлакогенного режима. С началом формирования Имандра-Варзугского грабена – второй стадии авлакогенного режима начинается карельская история эволюции тектонических режимов.

Для карельского этапа развития отметим важнейшие закономерности, которые отражены на схеме. Главная из них заключается в несинхронности образования одноименных формационных комплексов, что в латеральной зональности находит отражение в виде миграционного смещения соответствующих стадий развития конкретных прогибов (рис. 17). Из сопоставления колонок ясно, что миграция режимов прогибания началась от Имандра-Варзугской структуры с ее наиболее полными разрезами и древним заложением. Начало условий миграции сопоставляется с проседанием сводового поднятия, затуханием автоколебательного процесса, получившего латеральную направленность, и блоково-глыбовой активизацией региона, с которой связана реперная формация расчлененных массивов позднекумьского этапа. Позднее, в стрельнинскую фазу складчатости, активизация радиальных глыбово-волновых движений приобрела характер регионального процесса, с которым связана единственная синхронно проявленная вулканоплутоническая ассоциация кислых и средних магматических пород, ассоциирующих с грубообломочными осадочными, – вулканогенная моласса сариолия.

Под влиянием ранних карельских событий к ятулийскому этапу вполне определилась зональность, в которой обозначились Беломорская и Мурманская системы, сохранившие кратонное состояние. В связи с миграцией под Беломорской зоной тепло- и массопотоков, связанных с латеральным растеканием возбужденной астеносферы, она пережила тектоно-термальную переработку в условиях слабой проницаемости земной коры и рассредоточенную базификацию в виде становления большого числа мелких тел раннекарельских друзитов. Частично этим процессом охвачен и Мурманский массив. Кольско-Норвежскую зону можно рассматривать как термальноактивный щитовой массив, который к концу карельского периода приобрел высокую пластичность в связи с длительным прогревом в условиях слабой проницаемости земной коры.

Охват обширных территорий преимущественным прогибанием характеризует колюмогенный этап в региональной эволюции режимов. Для Печенгско-Варзугской зоны это был рифтовый режим, следовавший после авлакогенного и раннеорогенного, а в других структурах региона — авлакогенный, наступивший после отчетливо проявленного раннеорогенного.

Заключительная складчатость, связанная с завершением геосинклинального развития Свекофеннской области, ее значительным расширением под влиянием массовой гранитизации, охватила весь щит, в пределах которого карельские прогибы оказались на разных этапах развития. Естественное завершение в виде вулканоплутонической ассоциации кислых и субщелочных изверженных пород в формационном ряду глубоко смешанных осадочно-вулканогенных образований наблюдается только в Печенгско-Варзугской зоне. Эта формация развита в приразломных остаточных прогибах и сопоставима с позднеорогенным комплексом активных зон. С ней связана и рудоносная габбро-верлитовая формация Печенги.

Сокращение общих площадей прогибов и их локализации в приразломных структурах свидетельствуют о начале заключительного эмерсионного этапа протоплатформенного развития.

Завершающая карельская складчатость впервые в истории развития земной коры региона приобрела характер латерального структурообразующего процесса. Вергентность крупных масс земной коры, дифференцированная по секторам, реализована не в механизме субдукции, а в складчатости смятия термально активных щитовых массивов, терригенно-вулканогенных прогибов, краевых зон слабой проницаемости, в сколах и надвигах более жестких и слабо прогретых сегментов земной коры. С проявлением тангенциального сжатия на этом этапе связаны закрытие и деформация рифтов, появление нетипичных для данного класса режимов вулканитов и диорит-плагиогранитных интрузий известково-щелочной серии (южная подзона Печенгской структуры), формирование внутриконтинентального метаморфического пояса гранулитов высокого давления, возникновение поперечных сдвигов, контролирующих посткинematicкие серии гранитоидов.

Процессы регионального метаморфизма завершающей фазы карельского тектогенеза относятся к кианит-силлиманитовому фациальному

гипу, который рассматривается как типоморфный для подобных обстановок тектонического утолщения коры (Миясиро, 1976; Thompson, England, 1984, и др.). Наиболее низкоградиентный метаморфизм серии B_1 – B_2 приурочен к зонам надвигов и тектонического раздавливания (Лапландско-Колвицкий пояс гранулитов высокого давления и Кукасозерская зона). Кольско-Беломорская метаморфическая провинция раннего протерозоя в этом отношении принципиально отличается от Свеккофеннской провинции, для которой характерен высокоградиентный термодинамический режим андалузит-силлиманитового типа.

Глава 4. ЭВОЛЮЦИОННЫЙ РЯД ТИПОВЫХ СТРУКТУР

Краткая характеристика современной тектонической зональности завершает по существу эволюционную схему, которую имеет смысл рассмотреть для всего Балтийского щита, чтобы иметь возможность показать полный латеральный ряд разновозрастных типовых структур. Особенности строения крупных элементов современной тектонической зональности Балтийского щита отражены в таблице, где обозначены и типовые ряды структур для архейского и протерозойского уровней. Для более полной их характеристики показаны некоторые элементы палеодинамических реконструкций и типовые фации метаморфизма.

Первичные, вторичные и переработанные структуры

Представление о первичных структурах в условиях кольского докембрия можно получить только в результате палеотектонических реконструкций. Действительно, чтобы получить форму и размеры первичного тектонического тела, мало „распрямить” складчатую структуру. Надо реконструировать положение береговой фации осадочных тел, границы вулканогенных бассейнов, ненарушенные мощности тел в разных его частях, конседиментационные разломы, взаимоотношение с другими геологическими телами и др. Главная особенность докембрийских разрезов – глубокая эрозия – низводит работу по реконструкции первичных тектонических тел к уровню частично обоснованных предположений. Даже если мы имеем в разрезе береговые фации, например конгломератов с подстилающей корой элювиального типа, то этот факт обозначает только границу бассейна на регрессивной стадии, чаще всего начальной стадии прогибания, за которой следует трансгрессивная, так как эта фация оказалась перекрытой последующими, а потому сохранилась в разрезе. Границ трансгрессивной стадии развития бассейнов мы обычно не имеем, и можем ориентироваться только на коррелятивные признаки в разобренных структурах и на литологические сведения об особенностях латерального изменения фаций и соотношениях прогибания и компенсации его продуктами осадочно-вулканогенного литогенеза.

Структурным методом можно получить ретроспективный ряд деформаций, характеризующих вторичные и переработанные структуры. При этом в эволюционном ряду деформационных циклов надо наметить рубежи, которые разделяют первичные, вторичные и переработанные структуры. Очевидно, граничным фактором, отделяющим первичную и вторичную структуры, можно считать несогласное залегание тел, т. е. полагать, что первичные тела разделялись границами структурных этажей. Но в таком случае формирование каждого нового структурного этажа означает усложнение первичной структуры подстилающего. Означает ли это, что подстилающее тектоническое тело приобрело вторичную структуру? Строго говоря – да, означает. Но если мы пойдем по этому пути, то на карте мы должны будем показать по меньшей мере восемь гипов переработанных структур и определить характер и степень переработки. Понятно, что уровень изученности региона не оставляет никаких надежд на реализацию этого положения. Поэтому мы будем иметь в виду главные рубежи, разделяющие комплексы как границы вторичных и переработанных структур, а фазы складчатости рассматривать как факторы, усложняющие первичные структуры. Переработанные структуры мы обозначили только там, где определенно установлен тип и характер переработки, особенно в зонах, где можно ожидать значительного усложнения структур. При этом надо иметь в виду, что если переработка не показана, то ее надо подразумевать по меньшей мере там, где структурные этажи разделены фазой складчатости, как, например, стрельнинский и варзугский этажи, разделенные стрельнинской фазой складчатости.

Параллельно с выделением в докембрии Кольского региона и Северной Карелии крупных тектонических элементов с позиций классической геологии, которые нашли отражение на составленной тектонической карте, сейчас на рассматриваемой территории можно наметить отдельные структурные зоны на основе анализа ориентировки, морфологии и возраста мелких структурных форм – складок, минеральной или иной линейности, будинаж-структур и т. п., а также последовательности их формирования. Такие данные имеются в настоящее время практически для всех докембрийских комплексов региона, причем они получены при исследованиях разных районов развития этих комплексов. Наиболее детально в этом отношении изучены кристаллические толщи Северной Карелии, Северо-Западного Беломорья и прилегающей территории юго-западной части Кольского полуострова, включая район Воче-Ламбина. При анализе особенностей строения Кольско-Норвежской зоны использованы литературные данные (Добржинецкая, 1978, 1989).

Сразу же отметим, что эти данные освещают историю структурно-метаморфической переработки докембрийских супракрустальных толщ, следовательно, они характеризуют только вторичные и переработанные структуры. Последние как элементы региональной структурной зональности можно выделять на основе не только перечисленных выше характеристик мелких структурных форм, но и их роли в определении главных особенностей строения той или иной территории.

Эволюционный ряд типовых структур Балтийского щита

Отражаемые элементы	Структурные зоны и их палеотектоническая типизация										
	Свекофенская система			Карельско-Лепландская система			Беломорская система	Кольская система карелид			Мурманский массив
Современная структурная зональность	Зона Смоланд-Верmland	Область Свекофеннид	Ладожско-Ботническая зона	Лепландская зона	Центрально-Карельская зона	Северо-Карельская зона		Печенгско-Варзугская зона	Кольско-Норвежская зона	Кейвская зона	
Структурные особенности	Структурная зональность			Структурная зональность			Слабая дифференциация на блоки, глубокая эрозия	Структурная зональность			Однородное строение; глубокая эрозия
	Антиклинорий (а); позднекинematические свекофенские гранитоиды	Синклиниорий (s); „петельчатая“ складчатость	Моноклинали	Антиклинорий; поздне-средне-свекофенно-карельские гранитоиды	Блоково-складчатое строение	Синклиниорий асимметричного строения		Синклиниорий асимметричного строения	Антиклинорий, блоково-складчатое строение	Синклиниорий, зональное блоково-складчатое строение	
Тип строения и возраст заложения	a PR ₁	s PR ₁	s PR ₁	a PR ₁	a-s PR ₁	s PR ₁ -2	AR ₂	s PR ₁	a PR ₁	a-s PR ₁	a AR ₁
Протерозойский тип структур	Интрагеосинклиналь		Область активизированной протоплатформы			Проторифт	Протоплатформа	Проторифт	Область активизированной протоплатформы		Кратон
Подтип			Перикратонный прогиб	Щитовой массив	Протоавлакоген	Проторифт Протоавлакоген Сводовое поднятие	Щитовой массив	Приразломный прогиб Проторифт Протоавлакоген Сводовое поднятие	Щитовой массив	Протоавлакоген	Щитовой массив
Геодинамический процесс	Растяжение, утонение без разрыва сплошности; интенсивный тепловой поток при низком давлении; реформизм силического основания, гранитоиды		Рассредоточенная проницаемость, растяжение, прогибы терригенного типа	Слабая проницаемость, прогрев, формирование гранитоидов	Рассредоточенная проницаемость, растяжение, прогибы вулканогенно-терригенного типа	Сосредоточенная проницаемость, разрыв сплошности коры, вулканогенные прогибы на сводовом поднятии	Слабая проницаемость, прогрев, тектонотермальная переработка	Сводообразование, осредоточенная проницаемость, разрыв сплошности коры, сложные вулканогенные прогибы	Слабая проницаемость; складчатые деформации	Растяжение в условиях слабой проницаемости; вулканогенно-терригенные прогибы	Слабая проницаемость, прогрев, зональная магматическая активизация

Метаморфизм: фациальные серии, гвостермы, фации		$A_2 - A_3$ 40	$B_1 - B_2$ < 20-25	A B 30-35	$B_1 - B_2$ < 20-25	$B_1 - B_2$ 20-25	A B - B_1 25-30	B_1 25-28	B_1 (?) 25-30
		Амфиболитовая, гранулитовая; гранитизация, мигматизация	Гранулитовая	Зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая	Зеленосланцевая, амфиболитовая	Амфиболитовая; мигматизация	Пренил-пумеллитовая, амфиболитовая	Низкотемпературная амфиболитовая	Зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая
Архейский тип структур	Талассократон	Гранит-зеленокаменная область на протоштите			Бассейн на протоплите	Гранит-зеленокаменная область на протоплите		Протоштит	
Подтип		Зеленокаменные пояса линейно-рассредоточенные	Области сгущения зеленокаменных поясов оленегорского типа	Зеленокаменные пояса линейно-рассредоточенные		Линейно-полигональные	Области сгущения зеленокаменных поясов	Линейно-полигональные	
Геодинамический процесс	Термиассивный кратон	Растрескивание протоманти-протокоры, вращательное растрескивание возбужденной астеносферы, подъем теплового фронта и уровней плавления, эпоклитизация гранулитовой коры, формирование остаточных прогибов вулканогенно-терригенного типа			Сосредоточенная проницаемость, нагнетание материала астеносферы из-под плит	Рассредоточенная проницаемость, растрескивание протоманти-протокоры, миграция возбужденной астеносферы в сторону бассейна, подъем теплового фронта и уровней плавления, эпоклитизация коры, формирование прогибов орогенного типа		Термопассивный кратон	
Метаморфизм: фациальные серии, гвостермы, фации		A 30-50			A B - B_1 25-30	$A_2 - A B$ 35-40	$A_2 - A_3$ 35-50	$A_2 - A B$ 35-40	
		Амфиболитовая, гранулитовая; мигматизация, гранитизация			Амфиболитовая, гранулитовая мигматизация	Амфиболитовая	Амфиболитовая, гранулитовая; мигматизация	Зеленосланцевая, амфиболитовая, гранулитовая	
Раннеархейский		Литоплит							

Архейский тип структур

Современное структурное состояние Кольского полуострова отражает интегральный эффект разных и многократно проявившихся эндогенных и экзогенных процессов. Ретроспективный анализ производных этих процессов проводился многими исследователями и позволил в какой-то мере воссоздать и взаимосвязанно отобразить структурные элементы разного ранга. К настоящему времени опубликовано огромное количество разнообразных схем Кольского региона – структурных, тектонических, историко-генетических, метаморфических и т. д. Еще больше схем по частным структурам. Делать обзор и анализ их в этой работе не имеет смысла. Следует отметить только, что почти на всех региональных схемах, начиная с 50-х годов, наблюдается преемственность в выделении основных структурных элементов при всем многообразии их тектонической типизации (например, Мурманский, Кольский и Беломорский структурные элементы назывались зонами, блоками мегаблоками, тектоническими или геотектоническими районами, мегасинклинориями и мегаантиклинориями, структурами первого порядка, складчатыми системами и т. д.). Надо полагать, что отмеченная преемственность обусловлена не следованием общепринятым традициям или гипотезам, а тем, что ряд структурных элементов объективно существует. К ним можно отнести ряд крупных структурных элементов разного ранга: блоков (мегаблоков), блок-антиклинориев, антиклинориев и синклинориев (рис. 18). Границы этих структур условны либо проведены по зонам разрывных нарушений. Внутреннее строение каждой из них имеет много особенностей.

Изложенный в гл. I методологический подход к структурному районированию предполагает отображение на схеме первичных, вторичных и переработанных структур. Выявление архейских первичных структур мало реально, ибо они все многократно преобразованы. Это возможно было бы, если бы в процессе ретроспективного анализа удалось определить количественную и кинематическую оценку всех структурообразующих процессов и, поэтапно реконструируя, построить палинпастические схемы по временным срезам. Рисунки 4, 14–16 только условно могут называться схемами палеотектонической зональности, поскольку не являются палинпастическими, так как не учитывают влияния многократных деформаций. Они отражают распространение супракрустальных комплексов определенного возраста по расположению их на эрозионном срезе и некоторые элементы реконструкции, базирующиеся на результатах фациального анализа разрезов, толщ и горизонтов этих комплексов.

С некоторой долей условности мы можем выделить только фрагменты вторичных структур, которые сохранились лучше на Мурманском и Беломорском блоках и в Центрально-Кейвском блок-антиклинории. Фактически все архейские структурно-вещественные комплексы (раннеархейские саамиды и позднеархейские лопиды), пережившие собственную складчатость, в разной степени переработаны в протерозойское время, и структуры надо считать слабо-, средне- и сильнопереработанными, раннепротерозойскими (по последней складчатости). Все последующие

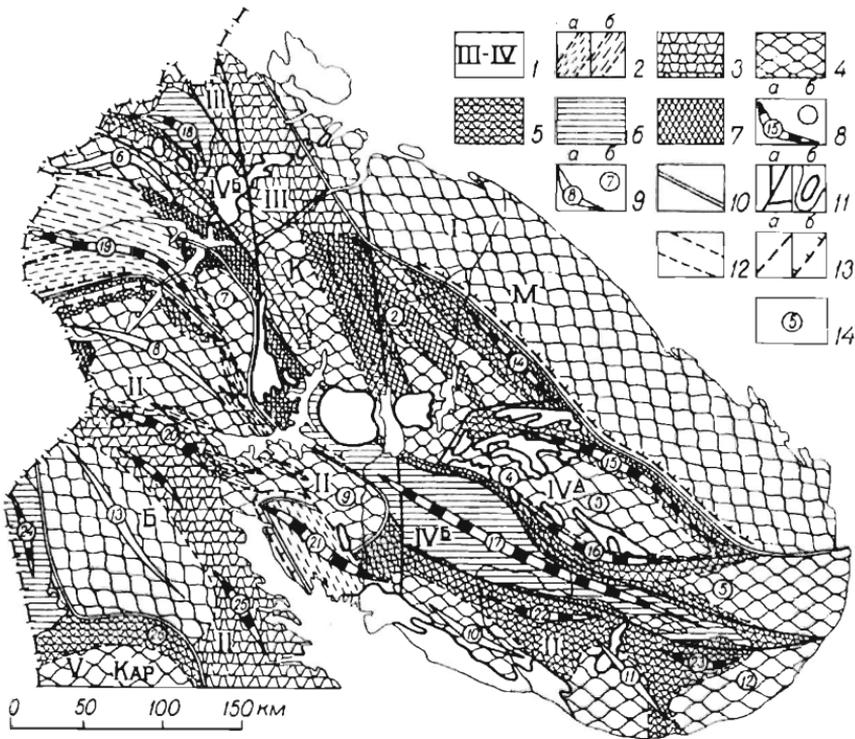


Рис. 18. Схема основных структурных элементов раннего докембрия Кольского полуострова.

1 – область интенсивной карельской переработки (зоны III, IVa, IVb, V); 2 – зоны раннепротерозойской линейаризации: а – интенсивной, б – слабой. Вторичные структуры архейских комплексов – зоны: 3 – сложноскладчатого, 4 – купольноскладчатого, 5 – линейноскладчатого, 6 – линейномоноклинального строения; 7 – чешуйчато-надвигового строения; 8 – синклиорий (а) и блок-синклиории (б); 9 – антиклинории (а) и блок-антиклинории (б); 10 – границы блоков I порядка (М – Мурманский, К – Кольский, Б – Беломорский, Кар – Карельский); 11 – границы карельских структурных зон (а), крупных интрузий и позднепротерозойских образований (б); 12 – границы архейских и протерозойских вторичных структурных зон; 13 – разломы: а – крутые, б – пологие (надвиги или сдвиги-надвиги); 14 – цифры в кружках – названия блок-антиклинорий и антиклинорий (Загородный, Радченко, 1988): 2 – Центрально-Кольский, 3 – Центрально-Кейвский, 4 – Верхне-Понойский, 5 – Пурначский, 6 – Южно-Печенгский, 7 – Нотозерский, 8 – Кандавакшский, 9 – Ингозерский, 10 – Варзугский, 11 – Ондомозерский, 12 – Терский, 13 – Керетский; синклиорий и блок-синклиорий: 14 – Колмозеро-Вороньинский, 15 – Кейвский, 16 – Малокейвский, 17 – Имандра-Варзугский, 18 – Печенгский, 19 – Сальютундровский, 20 – Енский, 21 – Колвицкий, 22 – Сегозерский, 23 – Стрельнинский, 24 – Куолаярвинский, 25 – Лоухский, 26 – Кукаозерский. Римскими цифрами обозначены крупные структурные зоны: I – Мурманский массив, II – Беломорская складчатая система, III – Кольско-Норвежская зона, IV – Кольская складчатая система карелид (IVa – Кейвская зона, IVb – Печенгско-Варзугская зона), V – Северо-Карельская зона карелид.

позднепротерозойские, палеозойские, мезо- и кайнозойские процессы не перестроили структурный план региона, а в сумме сформировали современный эрозионный срез вследствие генденционного воздымания при неравномерных (по латерали) колебательных движениях блоков (например, от + 1500 до – 300 м в новейшее время).

Вторичные и переработанные структуры

Основные структурообразующие процессы – метаморфизм, ультраметаморфизм, мигматизация, плутонизм и складчатость (пликативные и разрывные деформации) в архее и протерозое сформировали все наблюдаемое многообразие структурных форм и элементов в саамском комплексе. По отношению к этим процессам можно выделить: зоны полиметаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации без реликтов и с реликтами гранулитогнейсовых комплексов: гранулитогнейсовые области, слабо измененные и частично переработанные наложенными процессами (Позднеархейские..., 1987). Саамиды слагают Мурманский блок и широко развиты в блок-антиклинорных и антиклинорных структурах (рис. 18). Морфология и границы крупных структур позднеархейские или раннепротерозойские.

Мурманский блок с юга ограничен разломом с возрастом заложения не менее 2.7 млрд. лет назад и прослеживаемым на глубину до 35–40 км. Блок зонален. Титовская, Териберская, Йоканьгская и Качковская зоны различаются по составу пород (Ветрин, 1984), глубинным строением и положением в них граничных поверхностей М и К (Мохоровичича и Конрада). Наиболее крупные структурные формы – плутонические, брахиформные и линейные. Плутонические структуры представлены в основном сложно устроенными массивами разновозрастных формаций – диорит-плагиогранитов, анатектит-гранитов, эндербит-гранитов, палингенно-метасоматических и субщелочных гранитов, которые сформировались в абиссальных условиях при P_{H_2O} от 0.5 до 4 кбар и T кристаллизации 700–800°C (Ветрин, 1984). Они занимают около 30 % площади. Интенсивная сиализация раннеархейской коры в позднем архее и в раннем протерозое обусловила устойчивую тенденцию к воздыманию Мурманского блока. Дешифрируемые и картируемые по отдельности брахиструктуры (купола и мульды) размером от сотен метров до 20 км, вероятно, одни из поздних структур, которые возникли при резком остывании неоднородно воздымаемых участков коры и понижении геотермических градиентов.

Линейные структуры: прямолинейные или полукольцевые разноориентированные и разновозрастные зоны гранитизации, метасоматоза, рассланцевания и т. д. Мощность их – от метров до сотен метров и более при протяженности до десятков километров. Приурочены они в основном к крутоориентированным разрывам или к пологим сдвигонадвигам.

В раннеархейском комплексе Мурманского блока тоналиты, плагиограниты и гранодиориты абсолютно преобладают над эндербитами.

Слабая гетерогенность обусловила нечеткую, трудно картируемую зональность с затушеванными границами. Структурная организация этих зон – мелкие складчато-мигматитовые структурные формы и структурные линии по сланцеватости. В южной части блока они субширотны, а к северу ориентированы более разнообразно. К ранним структурным элементам можно отнести реконструированную полосчатость как реликт дифференциации первично-корового комплекса типа гиперстенных диоритов (Добржинецкая, 1989).

Аналогичная структурная организация саамского комплекса характерна и для блок-антиклинорных структур Кольского и Беломорского блоков. Отличаются они только составом, соотношением и размерами линейных, брахиформных и плутонических структур и в большей степени – малыми структурными формами и элементами, возникшими в процессе полициклических преобразований. Например, в Нотозерском блок-антиклинории (Пожиленко, 1978) и в Южно-Печенгском антиклинории (Беляев, Загородный, 1974; Загородный, Радченко, 1983). Расшифровка мелких структурных форм возможна при детальнейших структурных исследованиях. Таким примером могут служить результаты, полученные по изучению инфракомплекса на полигоне Воче-Ламбина (Воче-ламбинский архейский..., 1991), Вежетундре Кольского блока и Мурманском блоке (Добржинецкая, 1989).

Плитный комплекс раннего архея также слагает вторичные и переработанные структуры – реликты сложнослоистых пластовых тел и толщ, пачки изоклинальных складок, килевые части сложнослоистых синформ, гирлянды реликтов синформ и т. д., размер которых от метров до десятков километров. Чаще всего эти структуры не имеют четких границ – как бы „тают в море” мигматитов и гранитизированных пород (рис. 19).

Лопийский (позднеархейский) комплекс слагает фрагменты вторичных и переработанных структур. Он приурочен в основном к синклинориям (рис. 18). По сути дела синклинории – это сложнослоистые синформы, группы реликтов килевых частей синклиналей или синформ и крылья синклиналей. Основные типы структур, характеризующие региональный план строения лопид, отображены на рис. 1 и 18. Различаются они по структурной организации в блоках, морфологии и границам фрагментов структур, внутреннему строению и степени преобразования архейскими и протерозойскими процессами. Наилучшая сохранность вторичных структур наблюдается в Беломорском блоке и в Кейвском районе Кольского блока (в Кейвской зоне карелид).

Беломорский блок представлен в основном переработанными структурами купольно-складчатого и сложнослоистого строения (рис. 18). В качестве реликта вторичной структуры, закартированной в зоне сложнослоистого строения, можно привести Енскую синформу. Строение ее описано в ряде работ (Пожиленко, 1984а, 1987; Позднеархейские..., 1987; Балаганский, Пожиленко, 1990). В данном случае отметим только четыре особенности (рис. 20). Во-первых, структура имеет две зоны: в юго-западной преобладают северо-восточные структуры, а в северо-восточной – структуры северо-западного простирания. Во-вторых,

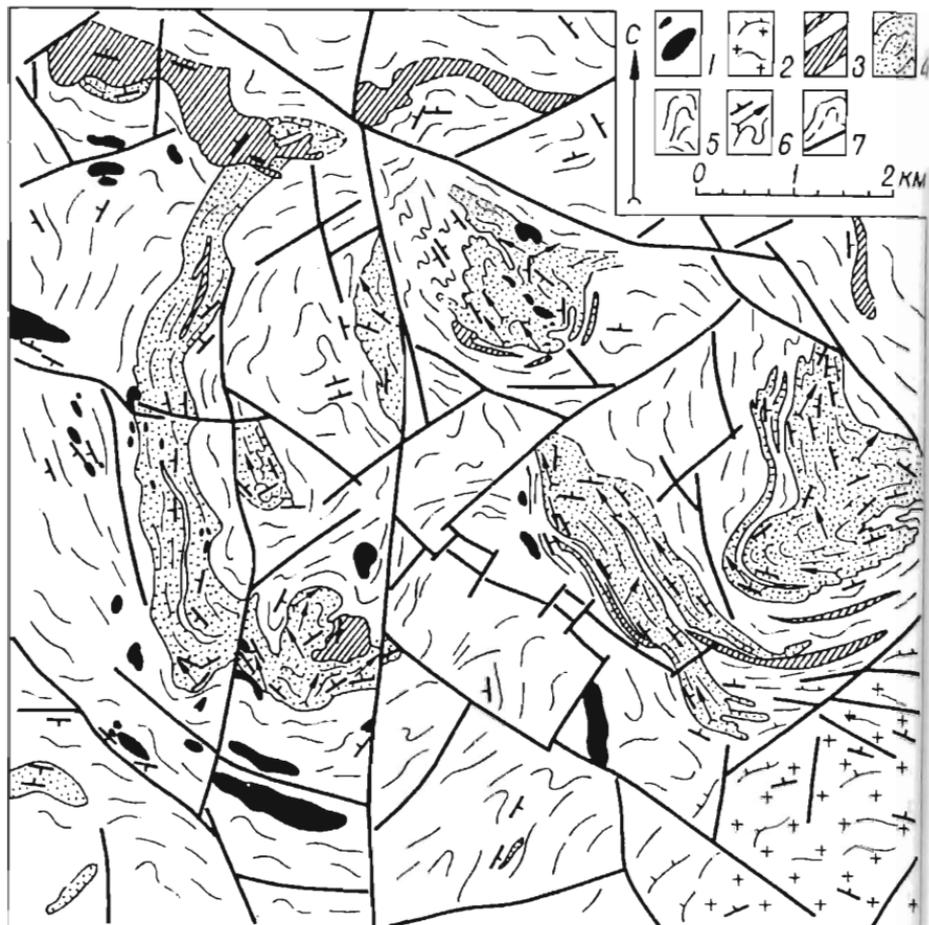


Рис. 19. Схема строения саамского раннекорового и плитного комплексов в районе верховьев р. Ены Северо-Западного Беломорья (район гор Нора, Гроб-тундра, Келес-уйв, Румми-Муриста, Сантавара, Пайойва). Составлена по материалам В. И. Пожиленко, Е. А. Кожина, С. И. Макиевского, Н. В. Горлова, Г. Ф. Симонова и Р. З. Левковского.

1 — мелкие тела ортоамфиболитов в глиноземистых гнейсах и массивы метагаббро, габбро и пироксенитов позднеархейского-раннепротерозойского возраста; 2 — куполовидная структура гранитизированных пород; 3 — мелкие и крупные пластобразные тела гранатовых амфиболитов полосчатых и сланцеватых (полиды?); 4 — кианит-гранат-биотитовые (+ кордиерит) гнейсы мигматизированные и сложно-дислоцированные (плитный комплекс? саамид); 5 — биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы участками полосчатые, мигматизированные и гранитизированные с редкими обособлениями и линзами амфиболитов неясного генезиса (саамский комплекс); 6 — сланцеватость, полосчатость, шарниры складок и структурные линии; 7 — геологические границы, прослеженные, предполагаемые и разрывные нарушения.



Рис. 20. Формализованная структурная схема Енского зеленокаменного пояса и его обрамления.

1 — купольные структуры, обусловленные интенсивными процессами плагио-микроклиновой гранитизации; 2 — купольные структуры в савамском комплексе; 3 — савамский комплекс; 4 — енский амфиболито-гнейсовый комплекс зеленокаменного пояса; 5 — сланцеватость, полосчатость и структурные линии; 6 — надвиги и субвертикальные разрывные нарушения; 7 — следы осевых поверхностей складок позднеархейского возраста; 8 — условные направления позднеархейских разновозрастных тангенциальных напряжений.

структурные формы образовались в процессе проявления радиальных и тангенциальных напряжений. Общий северо-восточный план структур, сформированный к концу позднего архея, был осложнен позднее северо-западными структурами. Третья особенность: в пределах Енской синформы нет „сквозьструктурных” складок. Даже самые крупные северо-

восточные складки с частотой в 10–15 км и амплитудой 1–2 км „гаснут“ по простиранию, т. е. картируются только на протяжении не более 25 км. Подобная же ситуация отмечается и для складок северо-западного простирания, и для субширотных зон вязких разрывов раннепротерозойского возраста, проявившихся в абиссальных условиях и широко проявленных в северной части района. И четвертое: устанавливается прямопропорциональная зависимость ширины и амплитуды складок, мощности и протяженности зон вязких разрывов.

В северо-восточной части Беломорского блока фрагменты сложно-складчатых лопид (участки Малых Сальных тундр, Корватундры, Кацкимозера) примыкают к образованиям Сальнотундровского синклиниория. Граница эта рассматривается как полого падающая на север, северо-восток эшелонированная зона надвигов. Структура синклиниория чешуйчато-надвиговая с мощной зоной раннепротерозойской линейаризации в южной части. Однозначно принимается почти всеми исследователями, что амфиболиты, подстилающие основные гранулиты и сланцы по метанортозитам, являются слабодислоцированной линейной структурой — фрагментом вторичной структуры зеленокаменного пояса. Структурные формы только малые. Принадлежность основных гранулитов к зеленокаменному поясу проблематична, ибо их субстрат в южной части в полосе шириной от 10 до 40 км был превращен в раннем протерозое в ультрабластомилониты гранулитовой фации, в то время как к северу степень рассланцевания уменьшается и в породах отмечается большое количество реликтовых признаков принадлежности их к метагаббродиоритам и метадiorитам. Внутренняя структура широких полей кислых гранулитов (орогенный комплекс) неопределенна. Породы довольно однообразны, поэтому в них отмечаются только малые структурные формы и элементы. Границы между линейными телами кислых и основных гранулитов в большинстве случаев тектонические.

В северо-восточной части Беломорского блока к нему примыкает Колвицкий синклиниорий. Лопиды слагают моноклиальную толщу, которая в районе Кандалакшских тундр залегает почти горизонтально, а в районе Колвицких тундр полого падает на северо-восток—восток. В том и другом случае она перекрывается полого залегающими аллохтонными пластинами метагаббро-анортозитов и основных гранулитов с автономным и дискордантным по отношению к границам тел внутренним строением. В них широко развиты мелкие складки с пологими субширотными шарнирами и линейностью. Широкая полоса раннепротерозойской линейаризации и чешуирования отмечается в зоне Порьегубского надвига кислых гранулитов на основные.

Кольский блок по строению более разнообразен (рис. 18). В юго-восточной части его выделены Варзугский и Ондомозерский антиклинии, Сегозерский и Стрельнинский синклинии, в которых в сложно-складчатых, линейно-складчатых и линейных сочетаниях находятся орогенный и зеленокаменный комплексы. Широко развиты переработанные в протерозое структуры. Преобладает отраженный тип структур с купольно-блоковым строением в глубокоэродированных подзонах карельских структур, переходящий в блоково-глыбовый в направлении к югу от Имандра-Варзугской зоны.

В Кейвской зоне наиболее крупные структуры – Кейвский синклиниорий, Верхне-Попойский и Пурначский блок-антиклинории. Их строение рассмотрено в ряду структурной зональности карелид (см. рис. 25).

В Центрально-Кольском районе Кольско-Норвежской зоны лопиды наблюдаются в линейных северо-западных структурах, северо-западный план которых был сформирован в позднем архее (Добржинецкая, 1989). Тип структурной организации – чешуйчато-надвиговой, линзовый с элементами складчатых структур, с зонами ярко проявленных пластических сдвигов и надвигов. В юго-западной части блока широко проявлена разномасштабная блокировка вторичных структур в раннем протерозое на пластинообразные тела с соотношением ширины к длине до 1 : 20, в которых хорошо сохраняются ранние структуры средних и мелких масштабов. Зоны расланцевания, ограничивающие эти пластины, крутые или падают на восток, северо-восток и маломощные – не более сотен метров. Наличие большого количества ранне- и постпротерозойских даек и линейных средне- и низкотемпературных зон расланцевания свидетельствует о частичной перестройке структур в раннепротерозойское время в гипабиссальных условиях.

В Лицко-Урагубском районе Кольско-Норвежской зоны вторичные структуры лопид – полициклические сложноскладчатые структуры с широко развитыми складчатыми, переработанными в раннем протерозое структурными формами разных масштабов. Примером строения могут быть результаты, изложенные в работе „Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии” (Добржинецкая, 1978). Структура лопид определяется северо-западными складками, сформированными в эпоху раннепротерозойской карельской складчатости.

Наиболее полно изучены структурные формы разных масштабов в Колмозерско-Вороньинском синклинории. Структура лопид рассматривается как вторичная, переработанная, линейного типа с тектоническими в основном ограничениями и с элементами автономных складчатых структур: представлена рядом фрагментов мелких синклиналей и моноклиналей и Полмос-Поросозерской структурой с широким развитием мелких структурных форм и элементов. Вкрест простираения структуры установлена зональность по структурным формам и РТ-режиму метаморфизма.

Схематизированный обзор вторичных и переработанных структур саамид и лопид позволяет сделать ряд выводов.

1. Условность деления на вторичные и переработанные структуры. Практически все структуры переработанные, только в разной степени. Естественно, что полностью линеаризированные структуры надо считать переработанными.

2. На всем Кольском регионе имеются разнообразные сочетания элементов вторичных и переработанных структур (например, граница структуры вторичная, а субстрат переработан и наоборот – граница является элементом переработанной структуры, а внутреннее строение обусловлено вторичной структурой).

3. По структурным элементам переработанных структур выявлена зональность – формирование их в раннем протерозое в абиссальных

условиях на территории Беломорского блока и в гипабиссальных в Кольском блоке. Зональность вызвана разным уровнем эрозионного среза.

Вторичные структуры в мелких структурных формах

Наибольший интерес могли бы представить данные о нижнеархейских структурах, однако до сих пор раннеархейские кристаллические породы в северо-восточной части Балтийского щита, как и на сопредельной территории Финляндии, надежно не установлены, а возраст широко развитых здесь серогнейсовых образований саамского возраста по последним данным не превышает 3100 млн лет (Митрофанов и др., 1990; Kröner, Compston, 1990). Поэтому рассмотрение наиболее древних мелких структурных форм в древнейших серогнейсовых образованиях кольского докембрия в качестве раннеархейских структур пока представляется необоснованным. Учитывая, что граница между нижним и верхним археем, согласно решениям II Уфимского совещания по стратиграфическому расчленению докембрия, проводится на рубеже 3150 ± 50 млн лет, все докарельские супракrustальные отложения рассматриваемой территории следует включать в состав позднего архея.

Верхнеархейские вторичные структуры с максимальной достоверностью можно выделить в районах, не затронутых или слабо переработанных протерозойскими деформациями. По нашим данным, именно такая ситуация имеет место в центре юго-восточной части Кольско-Норвежской зоны (рис. 21). По результатам структурно-петрологических исследований гранат- и силлиманитсодержащих гнейсов, кристаллических сланцев кольской серии, выполненных совместно с О. А. Беляевым на полигоне Пятньярв (западное побережье оз. Чудзьярв), а также по определениям изотопного возраста структурно-метаморфические преобразования, которые определили структурный план этой территории, произошли в позднеархейское время. История этих верхнеархейских преобразований включает всего два этапа деформаций, каждый из которых протекал в условиях гранулитовой фации.

Наибольшее воздействие на строение этого полигона оказал второй этап, включающий несколько стадий коаксиальных деформаций, во время которых были сформированы резко асимметричные, сжатые до изоклиналиных складки с субвертикальными шарнирами, параллельная им минеральная и агрегатная линейность (главным образом по силлиманиту в гнейсах и амфиболу в сланцах), сланцеватость и полосчатость в многочисленных зонах рассланцевания (сдвиговых зонах), а также мигматитовая полосчатость. После завершения данного этапа кристаллические толщи кольской серии приобрели здесь субвертикальное залегание при северо-восточном их простирании, причем все более ранние структурные формы, исключая отдельные реликты ранних сланцеватости и мигматитовой плоскостности в ряде обнажений, были полностью уничтожены.

На полигоне Пятньярв широко развиты гиперстенсодержащие гранитоиды, внедрение которых произошло на рубеже между первым и

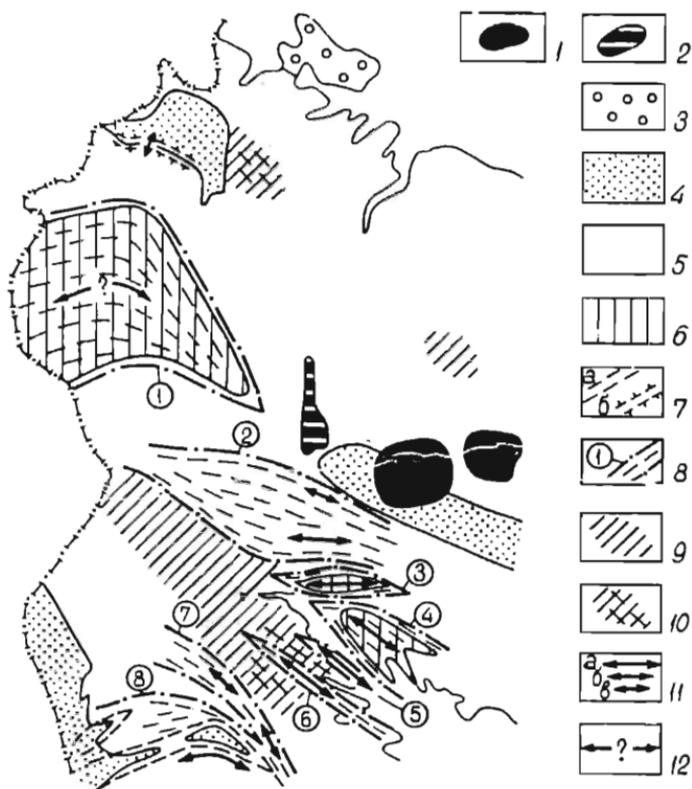


Рис. 21. Элементы структурно-деформационной зональности в докембрии западной части Кольского региона и Северной Карелии.

1 — палеозойские щелочные сиениты; 2 — нижнепротерозойские габбронортозиты; 3 — рифейские отложения; 4 — нижнепротерозойские супракристалльные породы; 5 — верхнеархейские супра- и инфракристалльные породы; 6 — лапландские гранулиты; 7 — нижнепротерозойские вторичные структуры: а — линейные зоны сжатых до изоклиналиных складок с субгоризонтальными шарнирами и параллельной им минеральной линейностью, б — линейные зоны бластомилонитов с субвертикальной минеральной линейностью; 8 — архейские переработанные структуры — северо-западные и широтные высокотемпературные сдвиговые зоны с широким развитием сжатых до изоклиналиных складок с выдержанным пологим или наклонным положением шарниров и параллельной им минеральной линейностью (цифры в кружках): 1 — Сальютундровская, 2 — Енско-Имандровская, 3 — Кандавакшская, 4 — Колвицкая, 5 — Верхненавлокская, 6 — Серьякская, 7 — Кичанская, 8 — Кукас-Челозарская зоны); 9 — области непереработанных архейских вторичных структур северо-восточного плавна; 10 — области переработанных архейских вторичных структур с сохранением элементов северо-восточного плавна; 11 — простиравние оси растяжения при пологом (а), наклонном (б) и крутом (в) ее положениях; 12 — предполагаемое положение оси растяжения.

вторым этапами деформаций, т. е. они являются здесь синдеформационными образованиями. Такое определение возраста гранитоидов основывается на косвенных геологических и структурных данных и подтверждено изотопными датировками. В целом региональная структура центральной части юго-восточной подзоны обусловлена подобными крупны-

ми гранитоидными массивами, интрузирующими супракрустальные образования кольской серии. Последние после завершения главной деформации, охватившей и гранитоиды, приобрели крутые залегания, заполняя пространство между массивами. Минеральная линейность в зонах бластомилонитов обычно принадлежит к типу *a*-линейности и отражает вертикальные движения, характерные для районов с широким развитием гранитоидных массивов. Причины совпадения ориентировок *a*-линейности и шарниров складок, обычно рассматриваемых как *b*-линейность, будут обсуждены ниже.

По данным Н. Е. Козловой, интенсивная протерозойская переработка как гранитоидов, так и пород кольской серии, наложенная на архейские структуры в районе горы Чокквара (зона Колмозеро-Воронья), привела к северо-западному простиранию пород, типичному, как известно, для структур карельского (протерозойского) возраста (Загородный, Радченко, 1983).

Северо-восточное простирание кристаллических толщ, приобретенное ими в результате деформаций архейского возраста, установлено в северо-западном Беломорье (рис. 21). Отличительными чертами этих пород, помимо их простирания, являются наклонное положение шарниров наиболее древних мелких складок, принимающих иногда субвертикальную ориентировку, и рассеивание полюсов плоскостных текстур по всему полю стереографической диаграммы при преимущественном падении этих текстур под углом около 30° в северных румбах.

К выводу о северо-восточном простирании архейских складчатых структур в породах беломорской серии, развитых в Енском районе, пришел В. И. Пожиленко (1987). Здесь архейский возраст этих структур сомнений не вызывает, а наложение на них северо-западных структур отчетливо устанавливается при анализе практически всех геологических карт этой территории, составленных различными исследователями.

Аналогичное заключение о сходном простирании архейских пород кольской серии сделано нами после детальных структурных исследований в районе оз. Карикъявр (восточное обрамление Печенгской структуры, рис. 21). В блоках, наименее переработанных протерозойскими деформациями, толщи кольской серии имеют устойчивое восток-северо-восточное простирание, тогда как в участках с интенсивно проявленными протерозойскими деформациями как толщи, так и складчатые структуры имеют, по нашим и литературным данным (Добержинская, 1978), северо-западные простирания. Различный план архейских и протерозойских структур (соответственно восток-северо-восточный и северо-западный) достоверно установлен при составлении геологической карты Печенгской структуры и ее восточного обрамления.

Таким образом, имеющиеся в нашем распоряжении материалы говорят о том, что достоверные верхнеархейские вторичные структуры Кольского региона и сопредельной территории Северной Карелии характеризуются северо-восточным или близким к нему простиранием. Интересно, что архейские породы центральной Финляндии в районе Иисалми, которые имеют возраст около 3100 млн лет и очень слабо затронуты протерозойскими деформациями, также характеризуются северо-восточ-

ным простираем, которое устанавливается как в крупных, так и в мелких реликтовых блоках (Paavola, 1986). Аналогичная ситуация наблюдается и в Северной Финляндии, как следует из геологических карт этой территории (Ward e. a., 1989; и др.).

В то же время для архейских комплексов Кольского региона и Северной Карелии многими исследователями (А. Б. Вревский, В. Л. Дук, Л. Ф. Добржинская, В. Н. Кожевников, И. В. Никитин, В. И. Пожиленко и др.) неоднократно отмечалось северо-западное их простираем, которое рассматривалось как результат архейских деформаций. Аналогичные выводы делались и нами (Балаганский и др., 1986). Наблюдения над ориентировкой мелких структурных форм в верхнеархейских и нижнепротерозойских толщах района озер Кукас-Челозеро позволяли говорить о практически строгой коаксиальности лопийских и карельских складчатых структур и о наследовании северо-западного архейского плана в протерозое (Балаганский, 1987). Однако находки в докембрийских породах Кольского полуострова таких специфических структур, как колчановидные складки (Балаганский, Козлова, 1990), привели к выводу о реальности полной структурной перестройки всех ранних мелких складок при формировании северо-западных протерозойских наложенных структур, представляющих собой мощные высокотемпературные сдвиговые зоны (более подробно эти зоны будут рассмотрены ниже). В настоящее время выделение архейских вторичных структур северо-западного плана представляется достаточно проблематичным. Тем не менее полностью исключить наличие подобных зон нельзя. Так, Л. Ф. Добржинская (1989) приводит убедительные данные по району Вежетундры о том, что там северо-западное простираем пород обусловлено архейскими деформациями. В определенной мере эти данные подтверждаются и нашими материалами по району Кировогорского железнорудного месторождения. Однозначные выводы можно будет сделать только после определения возраста этих как будто бы архейских деформаций изотопными методами.

Переработанные структуры в мелких структурных формах

Архейские структуры, интенсивно переработанные протерозойскими деформациями, изучены нами к настоящему времени в нескольких участках. Наибольший интерес среди них представляют те, на которых можно наблюдать непосредственные соотношения верхнеархейских и нижнепротерозойских супракрустальных толщ и надежно диагностировать в архейских породах протерозойские мелкие структурные формы. Именно такая ситуация наблюдается в Северной Карелии в районе озер Кукас -Челозеро. Рассмотрим ее с позиций выделения архейских переработанных структур.

Определяющими в строении центральной и восточной частей Кукасозерской нижнепротерозойской структуры являются сжатые до изоклинальных складки с субгоризонтальными шарнирами. Простираем крутых осевых поверхностей этих складок плавно изменяется от широт-

ного в центральной части структуры до северо-западного в восточной. Параллельно шарнирам обычно расположена минеральная и (или) агрегатная линейность. Полюсы первичной полосчатости и наложенной сланцеватости рассеиваются на стереографических диаграммах по дугам большого круга при параллельности „ли“-оси шарнирам складок и линейности. Для западной части Кукаозерской структуры, по данным Ю. Й. Сыстры, устанавливаются более длительная история деформаций и более сложный узор ориентировок линейных и плоскостных элементов строения горных пород.

Кристаллические образования ириногорской свиты верхнего архея, являющиеся в северо-восточной части рассматриваемой территории фундаментом нижнепротерозойских отложений, характеризуются теми же структурными особенностями, что и карельские толщи, т. е. сжатыми до изоклиналиных складками с крутыми осевыми поверхностями северо-западного простирания и субгоризонтальными или полого погружающимися к северо-западу шарнирами. В этих верхнеархейских породах полюсы всех плоскостных текстур также рассеиваются по дугам большого круга при параллельности „ли“-оси шарнирам складок и минеральной линейности. Существенное отличие верхнеархейских толщ заключается в том, что они к моменту отложения протерозойских пород уже были смяты в изоклиналиные складки со сланцеватостью, параллельной осевой плоскости, что устанавливается непосредственно в обнажениях (Балаганский, 1987). А затем они были повторно смяты совместно с протерозойскими породами в северо-западные уже упоминавшиеся складки, причем собственно верхнеархейские и наложенные нижнепротерозойские складки идентичны друг другу по ориентировке. Такое совпадение ориентировок позволяло высказываться о наследовании в протерозое архейского плана. Однако существует и иная возможность интерпретации этой ситуации. Предпосылки к этому следующие.

В основных метавулканитах нижней части разреза Кукаозерской структуры протерозоя В. И. Коросовым при совместных маршрутах были продемонстрированы интенсивно деформированные миндалины, обнаруженные нами позднее во многих обнажениях. Такие миндалины являются естественными надежными индикаторами величины деформации породы. В приводимых нами примерах деформированных миндалинок соотношения их длинных и коротких осей достигали 10 : 1, а в отдельных случаях превышали эту величину. При этом длинные оси деформированных миндалинок располагаются параллельно шарнирам складок и минеральной линейности по амфиболу. Таким образом, налицо парадоксальная ситуация: удлиненные деформированные миндалины и минеральная линейность принадлежат к α -линейности и маркируют оси растяжения, которые при высоких степенях деформации почти совпадают с направлением движений, тогда как шарниры складок должны рассматриваться как β -линейность, перпендикулярно которой происходили движения. По литературным данным, параллельность минеральной линейности шарнирам складок в метаморфических комплексах является обычным явлением, причем и линейность, и складки, как правило, принимаются в качестве одновозрастных структурных форм.

Данное противоречие подробно рассмотрено в разделе „Кинематический план движений в некоторых структурных зонах кольского докембрия”, откуда следует вывод, что северо-западная ориентировка изоклинальных складок несомненно позднеархейского возраста, наблюдаемых в лопийских отложениях Северной Карелии (Балаганский, 1987), является результатом интенсивной структурной перестройки в раннепротерозойское время, а не совпадения структурного плана позднеархейских и раннепротерозойских деформаций. При этом особо следует подчеркнуть, что подобные деформации не привели здесь к существенному перемещению вышележающих карельских толщ по верхнеархейскому основанию; более того, имеющиеся наблюдения говорят об отсутствии разрывных нарушений, совпадающих со стратиграфическим контактом между карельским и лопийскими толщами.

На этом основании можно наметить следующие структурные признаки для выделения архейских структур, переработанных нижнепротерозойскими движениями (рис. 21): 1) расщепление полюсов всех плоскостных текстур по дугам большого круга; 2) широкое развитие сжатых до изоклинальных складок и минеральной и (или) агрегатной линейности, параллельной их шарнирам; 3) совпадение ориентировок „ли”-осей, шарниров и линейности; 4) ориентировка шарниров складок вдоль оси растяжения; 5) сравнительно простая история деформаций при коаксиальности наложенных деформаций.

Этим признакам в полной мере отвечают кристаллические толщи архея Колвицкой зоны. Ось растяжения здесь реконструируется по деформированной гальке конгломератов, которые во многих обнажениях интенсивно деформированы, резко вытянуты и ориентированы параллельно горизонтальным северо-западным шарнирам складок и минеральной линейности. В гранулитах Порьей губы, совместно деформированных с конгломератами и перекрывающими их основными метавулканиками кандалакшской толщи, аналогичным образом ориентированы шарниры складок и минеральная линейность по силлиманиту и гиперстену, принадлежащим к единому структурному парагенезису. Микроструктурные исследования Н. Е. Козловой показали, что эта минеральная линейность является *a*-линейностью, а ее совпадение с осью растяжения в гранулитах устанавливается по характерному петроструктурному узору осей „с” кварца в сочетании с ориентировкой сланцеватости по биотиту: оси „с” образуют конус рассеивания (лежат на дуге малого круга на стереографической диаграмме), причем ось конуса находится в плоскости сланцеватости (Казakov, 1987; Nicolas, Poirnir, 1976). Возраст гранулитового метаморфизма (следовательно, и структурных форм, возникших синхронно с ним) отечественными и зарубежными геохронологами определяется как раннепротерозойский (1900–2100 млн лет), единый же структурный план Колвицкой зоны сомнений не вызывает. Таким образом, Колвицкая зона по структурным ее характеристикам идентична верхнеархейским и протерозойским комплексам Северной Карелии и рассматривается нами как переработанная архейская структура, строение которой определено наложенными протерозойскими деформациями. Интересно, что детальное изучение в этой зоне

стратиграфического контакта верхнеархейских супракрустальных толщ с их фундаментом показало, как и в Северной Карелии, отсутствие разрывных нарушений, осложняющих этот контакт в изученных нами местах его выхода на дневную поверхность.

Отдельные зоны линейных северо-западных и запад-северо-западных структур выделены и в Северо-Западном Беломорье (т. е. на территории, расположенной между Колвицкой зоной и Кукаозерской структурой), где они отчетливо наложены на более ранние архейские структуры северо-восточного простирания (Балаганский и др., 1986). По характеру строения и выше названным структурным признакам эти зоны идентичны Колвицкой зоне и переработанным архейским структурам Северной Карелии, соответственно они также отнесены к переработанным архейским структурам.

Идентичная структурная ситуация установлена на полигоне Вочеламбина, сложенном верхнеархейскими инфра- и супракрустальными образованиями. Все развитые здесь кристаллические толщи характеризуются рассеиванием полюсов плоскостных текстур по дугам большого круга, параллельностью „пи“-осей шарнирам складок и минеральной линейности, относительной простотой истории наложенных деформаций при их коаксиальности, а также расположением указанных выше линейных элементов параллельно оси растяжения. Последняя определена в супракрустальных образованиях по деформированной гальке конгломератов, а в инфракрустальных — по результатам микроструктурного анализа гранитоидов, выполненного Л. Н. Королевой. Протерозойский возраст наблюдаемого структурного плана полигона определен по геохронологическим данным. Только здесь по структурным данным удалось определить направление сдвиговых движений, происходивших в отличие от других районов вдоль наклонной линии, погружающейся под углом 30–40° к востоку. Среднемасштабные структуры типа „с-с плоскости“ (Ramsay, Huber, 1987) и признаки вращения относительно крупных жестких тел ультрабазитов в пластичной гнейсовой матрице позволили определить сдвиговые движения как левосторонние при падении плоскостей сдвига к север-северо-востоку, т. е. каждая вышележащая толща смещалась в западном направлении, при этом оси вращения достаточно круто погружаются к северу.

Наибольший интерес представляет участок Широкая Салма, изученный Н. Е. Козловой. Он характеризуется всеми перечисленными выше структурными признаками, а также статистически строго горизонтальной ориентировкой шарниров изоклиналиных складок, минеральной линейности и „пи“-осей, а также длинных осей будин амфиболитов, имеющих здесь форму резко удлиненных сигар. Именно на этом участке была обнаружена колчановидная складка, представляющая собой в обнажении силуснутую трубообразную структуру с незначительной степенью ее конусности. Ось этой „трубы“ оказалась горизонтальной, т. е. параллельной шарнирам складок и линейности. Данный участок неоднократно был объектом международных экскурсий, и в результате плодотворных обсуждений строения этого участка было достигнуто единое мнение о наличии в его пределах сдвиговых зон с крайне высокой сте-

пению деформации пород, движения в которых осуществлялись не перпендикулярно шарнирам складок и линейности, а вдоль них. Решающим аргументом в пользу такой интерпретации явилась для автора находка колчановидной складки. Протерозойский возраст этих сдвиговых деформаций, обусловивших такую коренную перестройку пород, установлен по косвенным признакам, в частности по аналогии со структурной ситуацией на полигоне Воче-Ламбина и в Колвицкой зоне.

Подобные архейские переработанные структуры выявляются при анализе характера рассеивания на стереографических диаграммах полюсов плоскостных текстур в беломорских и лопийских кристаллических толщах Терского района (Иванов, 1986). Здесь достаточно уверенно выделяются зоны линейной складчатости, по структурным особенностям идентичные архейским переработанным структурам Северо-Западного Беломорья. Возраст этих зон (верхнеархейских или нижнепротерозойских) остается неясным. Также устанавливаются участки с сохранением элементов строения архейских вторичных структур.

Интересный структурный материал по породам Кейвского блока получен А. Н. Глазунковым (Петров, Глазунков, 1987). Основной структурный план блока определяется линейными северо-западными складками карельского возраста, которые развиты во всех верхнеархейских породах. Примечательно, что линейность по кианиту на крыльях складок расположена перпендикулярно их шарнирам и относится к более древним структурным формам, чем складки. Такая ориентировка линейности при любом ее возрасте исключает возможность говорить о каких-либо сдвиговых движениях вдоль простирания складок (суб) параллельно их шарнирам. Следовательно, эти складки образовались в результате продольного изгиба слоев, а не сдвиговых деформаций. Отсюда следует вывод, что архейские переработанные структуры Кольского региона представлены двумя типами: 1) зонами линейной складчатости при параллельности минеральной линейности (оси растяжения) шарнирами складок; 2) зонами линейной складчатости при перпендикулярности минеральной линейности (оси растяжения) шарнирам складок. Развитие того или иного типа структур, очевидно, связано с ТР-параметрами метаморфизма, при котором эти структуры формировались: кейвские структуры отвечают менее глубинным условиям, а беломорские — более глубинным (Эндогенные..., 1990).

Метаморфическая зональность

Региональная метаморфическая зональность архейских структур, исключая зоны наложенных преобразований раннего протерозоя, в основных своих чертах оформилась на заключительных этапах позднеархейского тектогенеза (ребольская фаза складчатости 2800–2700 млн лет назад). Размещение фаций метаморфизма раннего архея практически не изучено. Гнейсо-тоналитовый комплекс раннего архея метаморфизован в высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фациях повышенных и умеренных термодинамических градиентов (андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма).

В пределах Мурманского массива гранулитовые парагенезисы в породах гнейсо-тоналитового комплекса являются наиболее древними в общей регрессивной эволюции структурно-метаморфических парагенезисов. Их возраст определяется в 2800 млн лет (Пушкарев и др., 1978). В Кольско-Норвежской зоне гранулитовый метаморфизм древнейшего комплекса по структурным термодинамическим и петрологическим характеристикам, возрастным определениям неразрывно связан с метаморфизмом супракрустального комплекса позднего архея. В Беломорской зоне реликтовые гранулитовые парагенезисы отмечаются в гранито-гнейсовом комплексе в районах озер Керчуг, Нотозеро и Ковдозеро (Фации..., 1990). Их возраст не определен, однако, судя по отсутствию аналогичных гранулитовых парагенезисов в перекрывающих супракомплексах, можно предполагать, что они образованы в раннем архее. По данным О. И. Володичева и др. (1982), на гранулиты накладывается метаморфизм кианит-ортоклазовой субфации с Rb-Sr возрастом 2790 ± 120 млн лет. Возраст гранулитов района горы Куопио (Финляндия) оценивается в 3.13 млрд лет (Raavola, 1986). Наиболее древние датировки гнейсо-тоналитового комплекса (3.5–3.6 млрд лет) Юго-Восточной Карелии получены для амфиболитовой фации (Сергеев и др., 1985), что в целом может свидетельствовать об изначальной латеральной однородности метаморфизма раннего архея. Метаморфическая зональность позднего архея представлена диапазоном фаций от низкотемпературной до гранулитовой. В пределах всей северо-восточной части Балтийского щита она характеризуется малыми латеральными градиентами термодинамических условий ($2-5^\circ/\text{км}$); границы метаморфических зон имеют секущее положение по отношению к крупным стратиграфическим и структурным элементам лопийского комплекса либо являются тектоническими (рис. 22).

В Кольско-Норвежской зоне наиболее слабо метаморфизованные образования ставролит-андалузит-двуслюдяной субфации приурочены к ее сочленению с Мурманским массивом (Колмозеро-Воронинская структура, район между Кольским заливом и оз. Кядельъявр). К юго-западу зона ставролит-андалузитовой субфации сменяется силлиманит-мусковитовой и силлиманит-калишпатовой субфациями. Наиболее глубокие уровни метаморфической зональности, представленные гранулитовой фацией, вскрыты в центральной части Кольско-Норвежской зоны в полосе северо-западного простираения от района оз. Чудзъявр на юго-востоке до Кольского залива. Далее на северо-запад она трассируется фрагментарно. Узкой полосой гранулитовая фация картируется также вдоль восточного края хр. Волчьих тундр. К северо-западу эта полоса гранулитов соединяется с гранулитами центральной части Кольско-Норвежской зоны. В Примандровском районе развита среднетемпературная амфиболитовая фация с широким наложением метаморфических преобразований раннего протерозоя.

В северо-западной части Кольско-Норвежской зоны (Титовский блок) развиты образования силлиманит-калишпатовой, силлиманит-мусковитовой и силлиманит-ставролитовой субфаций с постепенным уменьшением степени метаморфизма в южном и юго-западном направле-

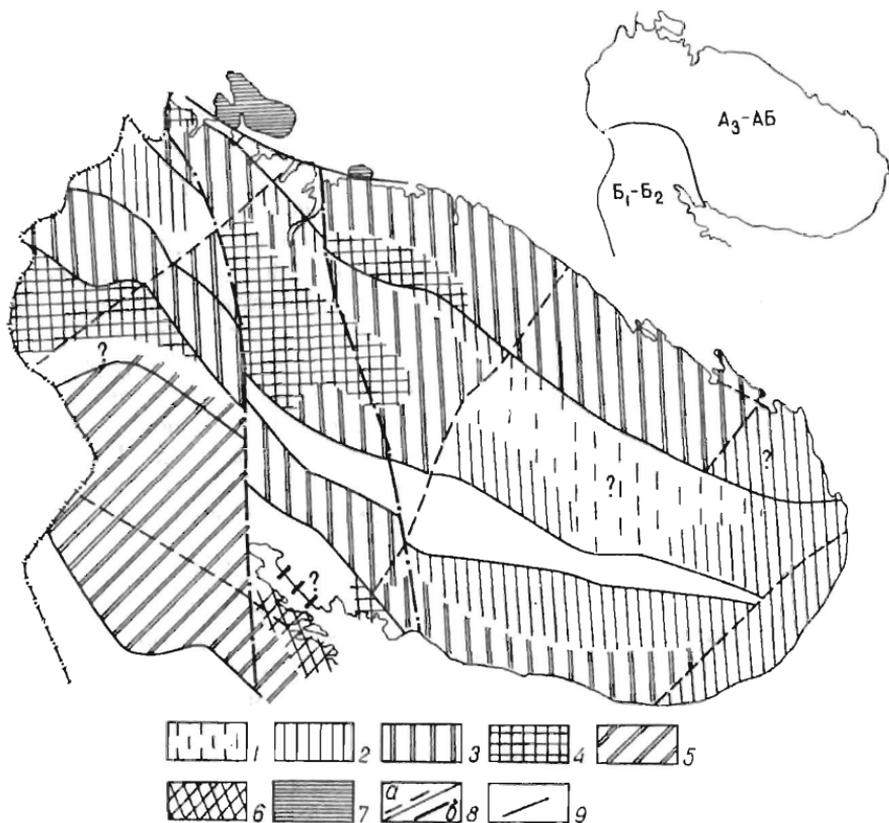


Рис. 22. Схема размещения метаморфических фаций позднего архея.

Фации андалузит-силлиманитового типа: 1 -- зеленосланцевая, эпидот-амфиболовая; 2 — андалузит-ставролитовая, низкотемпературная амфиболовая; 3 — высокотемпературные субфации амфиболовой фации; 4 — гранулитовая фация низких и умеренных давлений. 5 — высокотемпературные субфации (гранат-кианит-мусковитовая, киванит-микроклинобая) дистенового типа; 6 — гранулитовая, кианит-ортоклазовые фации высоких давлений; 7 — рифейский комплекс; 8 — тектонические разломы (а) и сдвиги (б); 9 — границы структурных зон.

ниях, к Печенгской структуре карелид. К югу от нее в пределах Аннамско-Хихнаярвинского блока откартирована метаморфическая зональность, включающая ставролит-силлиманитовую, силлиманит-мусковитовую, силлиманит-калишпатовую субфации и гранулитовую фацию. Степень метаморфизма в этой зональности постепенно возрастает в юго-западном и южном направлениях.

В Терском блоке, как и в Аннамско-Хихнаярвинском блоке, метаморфическая зональность позднего архея также характеризуется увеличением степени метаморфизма с севера на юг от ставролит-андалузитовой субфации, развитой в южном обрамлении Имандра-Варзугской зоны, до гранулитовая фации района горы Умбы. В Кейвской зоне позднеархейский метаморфизм орогенной андезит-дацит-риолитовой формации

позднего архея практически не проявлялся или не превышал зеленосланцевой ступени (Фации..., 1977; Петров, 1980).

В Беломорской зоне, в ее северо-западных районах, супракрустальные и интрузивные образования позднего архея в основном метаморфизованы в дистен-мусковитовой субфации амфиболитовой фации без сколь-либо четких латеральных вариаций в степени архейского метаморфизма. Дистен-ставролитовая субфация картируется в районе Корватундры, но ее возраст не определен. В юго-восточной части Беломорской зоны также преобладающим развитием пользуется дистен-мусковитовая субфация. В ряде районов сочленения Беломорской и Северокарельской зон распространены образования дистен-ставролитовой субфации. В узкой полосе северо-западного простираания к западу от линии оз. Кичаны—оз. Еловое, по данным О. И. Володичева (Фации..., 1990), развита метаморфическая зональность с участием субфации кианит-эклогитоподобных пород, дистен-ортоклазовой, дистен-микроклиновой субфаций. Степень метаморфизма понижается с востока на запад. Предполагается, что данная зональность неодновременна и формировалась в три этапа с последовательным наложением более низкотемпературных фаций на более высокотемпературные.

Анализ данных о термодинамических режимах регионального метаморфизма позднего архея показывает, что в пределах северо-восточной части Балтийского щита для этого периода могут быть выделены два метаморфических пояса (рис. 22). Кольский метаморфический пояс характеризуется андалузит-силлиманитовым типом метаморфизма с термодинамическими градиентами $140\text{--}150^\circ/\text{кбар}$, условными геотермическими градиентами $30\text{--}40^\circ/\text{км}$. Беломорский метаморфический пояс отличается кианит-силлиманитовым типом фаций и более низкими термодинамическими градиентами (до $90\text{--}95^\circ/\text{кбар}$) и условными геотермическими градиентами (до $20\text{--}25^\circ/\text{км}$). Важно отметить, что Терский и Енский блоки, представляющие северные краевые районы Беломорской зоны, характеризуются переходными термодинамическими режимами.

Геодинамические процессы

О раннедокембрийском типе структур мы можем судить на основании весьма ограниченного набора данных, характеризующих древнейший комплекс тоналитовых гнейсов и эндрбитов. Состав комплекса, его вулканоплутоническая природа (Батиева, Бельков, 1968), строение и распространение (Бельков, Загородный, 1974) дают возможность в самых общих чертах охарактеризовать условия становления сиалической коры, образовавшей обширный литоплнт. Вероятно, он возник над расширяющейся областью интенсивных радиальных конвекционных потоков с усложняющейся структурой остывающих элементов, эродруемых снизу мантийными потоками, а на поверхности — экзогенными факторами. Оценивая продолжительность становления земной коры в 1500 млн лет (Борукаев, 1985; Грикуров и др., 1980), многие исследо-

ватели отмечают сложный характер процессов ее преобразования путем многократной тектоно-магматической дифференциации, селективного плавления, реоморфизма. Такие процессы способствовали перераспределению вещества земной коры и могли создать не только существенно-структурные неоднородности, но и зоны разной мощности и зрелости коры. Латеральная неоднородность строения литосферы на ранних этапах ее становления (мощность, жесткость, степень гетерогенности и т. д.) послужила, очевидно, причиной последующих неравномерных преобразований в теле литоплинта.

Об архейском типе структур можно судить на примере областей, имеющих древнейший фундамент. Большая часть Свекофеннской системы архейских формаций не имеет, поэтому можно предположить протоокеанический тип строения до конца архея и отсутствие эндогенных процессов корообразования сиалического типа, что и определяет термопассивность талассократона.

Латеральный ряд структур археид, заложенных на литоплинте, не отличается большим разнообразием. Тем не менее к моменту становления гранит-зеленокаменных областей уже существовали обширная протоплита и древнейший протоцит, охвативший северо-восточную часть Кольского региона. Об этом можно судить на основании положения протопитного комплекса глиноземистых гнейсов.

Гранит-зеленокаменные области разделялись крупной структурой, занимавшей большую часть Беломорской системы, которую мы определили как „бассейн на протоплите”, имея в виду более обширный и однородный характер синхронного прогиба. Геодинамические процессы, сформировавшие позднеархейский ряд типовых структур, представляются в виде синхронного подъема двух тепловых фронтов под гранит-зеленокаменными областями и последующей встречной миграции возбужденной астеносферы в сторону „бассейна”. Этот процесс должен был привести к разогреву, растяжению и прогибанию коры Беломорской системы, ее разрыву и формированию в приосевой части обширного прогиба зон сосредоточенной проницаемости. В тыловых частях гранит-зеленокаменных областей происходили разные процессы. На окраине литоплинта в Ладожско-Ботнической зоне, очевидно, формировалась сиалическая кора, а в остальной части Свекофеннской области — кора переходного типа. за счет которой впоследствии произошла массовая генерация карельских формаций гранитоидов. Мурманский массив, вероятно, представлял внутреннюю часть литоплинта, так как испытал только магматическую активизацию интрузивного характера, которая проявилась в протоплатформенных условиях.

Протерозойский тип структур

Карельский осадочно-вулканогенный комплекс Кольского региона неоднократно и неоднородно деформирован. Конкретные структуры имеют разную морфологию, размеры и генезис, а их сочетания представляют латеральную структурную зональность. Для зон с сохранившимися

частями карельского разреза составлены структурные схемы (Загородный, Радченко, 1988), наиболее важные из которых мы сочли возможным воспроизвести здесь как материал первичных обобщений, детализирующий структурную нагрузку карты. Это предоставляет возможность максимально сократить описательную характеристику структур.

Первичные структуры

В протерозойском типе первичные структуры не сохранились. Материалом для реконструкций первичных структур могут служить данные о бассейнах седиментации и элементах палеодинамики ландшафтов, которые мы заимствуем из работы В. А. Мележика (1988), а также палеотектонические реконструкции (Загородный, Радченко, 1983, 1988).

Первичные бассейны карелид характеризуются связью с конседиментационными разломами, которые являются границами современных структурных зон. В динамике бассейнов реконструирована миграция каждого более молодого бассейна в пределах зоны на юго-запад и северо-запад, а в пределах Балтийского щита – на юго-запад. В палеогеографическом плане доминируют ограниченные по размерам мелководные бассейны озероподобного типа. Раннекарельские депрессии в обрамлении Беломорского мегаблока – это крупные резко вытянутые и мелководные озероподобные бассейны. На рубеже 2.2 млрд лет обособилась вторая разновидность озероподобных систем с характерной изометрической конфигурацией и чрезвычайной мелководностью. После 2.0 млрд лет в пределах Кольского региона формируется новый тип континентальных бассейнов – линейные относительно более глубоководные депрессии, которые можно рассматривать как остаточные приразломные прогибы (Загородный, Радченко, 1988) или эмбриональные прогибы красноморского типа (Мележик, 1988).

Фациальная зональность бассейнов указывает на консервативность положения конседиментационных структур и отсутствие сколько-нибудь существенных латеральных перемещений вдоль границ осадочных и вулканогенных толщ. Для первичных структур карелид компенсированный характер прогибания является уникальной особенностью осадочно-вулканогенных прогибов.

Главным элементом динамики палеоландшафтов является смена обширных выровненных пространств суши с единичными озероподобными бассейнами, занимавшими около 10% площади, последовательным и незначительным ростом их числа и общей площади. На рубеже около 2.0 млрд лет отмечается резкое изменение ландшафтной ситуации в связи с формированием крупного морского бассейна, охватившего юго-западную часть щита и покрывавшего совместно с озерными системами около 40% суши.

Палеотектонические реконструкции позволяют рассматривать карелиды в эволюционном ряду структур молодых протоплатформ. Это установившаяся стадийность развития начинается с крупных авлакогенов на сводовых поднятиях, за которыми следуют рифты, а завершают ряд

приразломные линейные прогибы. При этом образуются первичные тектонические тела довольно сложного строения. Специфика авлакогенного режима заключалась в том, что за пределы первичного грабена вулканогенные покровы не проникали. В то же время терригенные аллохтонные формации, несмотря на неизменно компенсированный характер прогибания, в трансгрессивную стадию перекрывали плечи грабена. На строении первичных тел сказалась также ранняя тенденция к миграции режима, что нашло отражение не только в структурных несогласиях между этажами, но и в миграционных несогласиях внутри этажей, которые можно разделить на ярусы. Примером может служить стрельнинский этаж, в котором пурначский ярус в северной части перекрывает романовский ярус, а в южной — архейские разрезы фундамента карелид (Радченко, 1972). Почти все случаи миграционного залегания характеризуются значительным изменением мощностей за пределами краевых разломов более ранних стадий развития прогибов. Строение первичных тел, сформированных при рифтовом и особенно позднеорогенном режиме, значительно усложняется за счет прогрессирующего смещения осадочного и вулканогенного типов литогенеза и не всегда компенсированного прогибания. Тем не менее первичные структуры карелид сложены крупными линзовидными телами переменной мощности и сложного внутреннего строения с длиной в сотни и шириной в десятки километров. Они были сформированы преимущественно в вулканотектонических прогибах линейного типа.

Вторичные структуры и латеральная структурная зональность

С уже упоминавшимися оговорками приближенно можно считать современную структуру карелид вторичной, памятуя о том, что к моменту Свеко-Карельской складчатости три нижние структурные этажа претерпели усложнение первичных структур. При этом в Имандра-Варзугской зоне после стрельнинской фазы складчатости образовалась структурная зональность в карелидах. В то же время распалась структура единой протоплатформы и определились карельские зоны сариолийско-ятулийского заложения. Радиальные структуры фундамента карелид после стрельнинской фазы складчатости приобрели характер конседиментационных и развивались консервативно. Тангенциальный план заключительной складчатости наложился на раннюю структурную зональность неравномерно. Так сформировалась региональная структурная зональность карелид в самых общих чертах.

Прокомментируем кратко строение главных карельских зон региона. Печенгско-Варзугская зона состоит из двух крупных синклиниориев и разделяющего их поперечного антиклинорного поднятия с реликтами карельских вулканогенных покровов и телами вскрытых эрозией интрузивных формаций.

Имандра-Варзугский синклиниорий включает три структурные подзоны: Прихибинско-Томингская подзона наложенных складок, Чапомс-

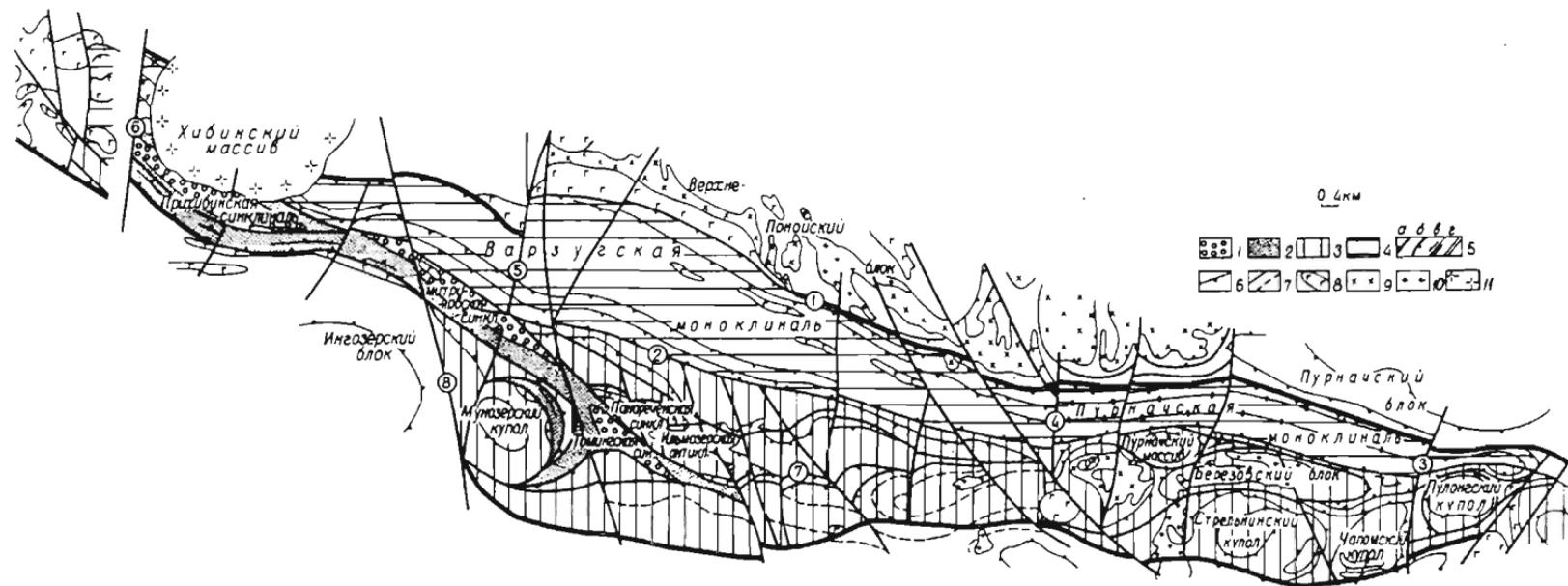


Рис. 23. Схема структурного районирования Имандра-Варзугского синклиория.

Прихибинско-Томингская подзона наложенных складок: 1 — ядерные части синклиналей; 2 — крылья складок и их моноклиальные фрагменты; 3 — Варзугско-Чапомская подзона отраженных складчатых структур карелид с блоково-глыбовым строением фундамента; 4 — Пурначско-Варзугская подзона моноклиального строения с фрагментами центрально-клинальных замыканий на фланговых участках; 5 — главные разрывные нарушения (а — сбросы, взбросы и наклоны плоскостей сместителей,

б — взбросо-надвигов и надвигов, 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.

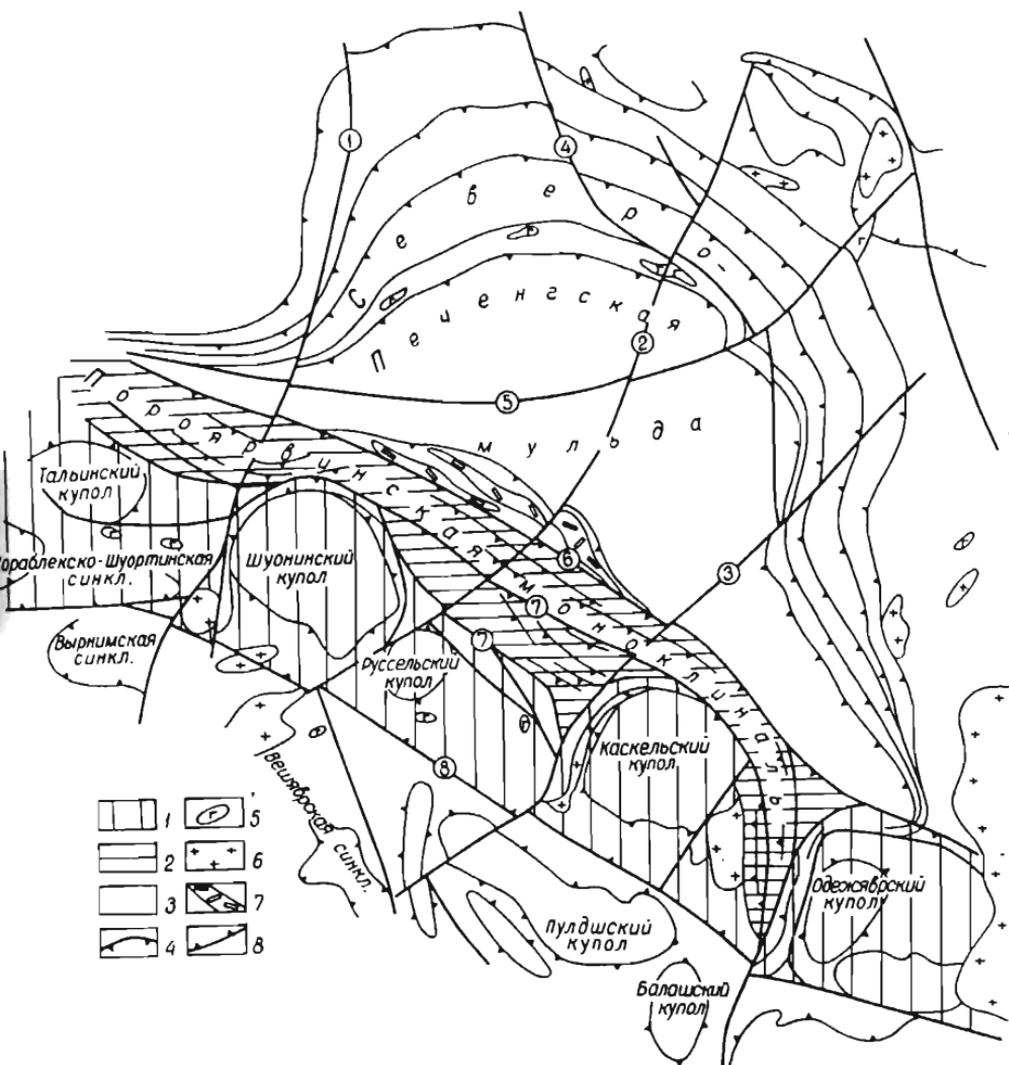
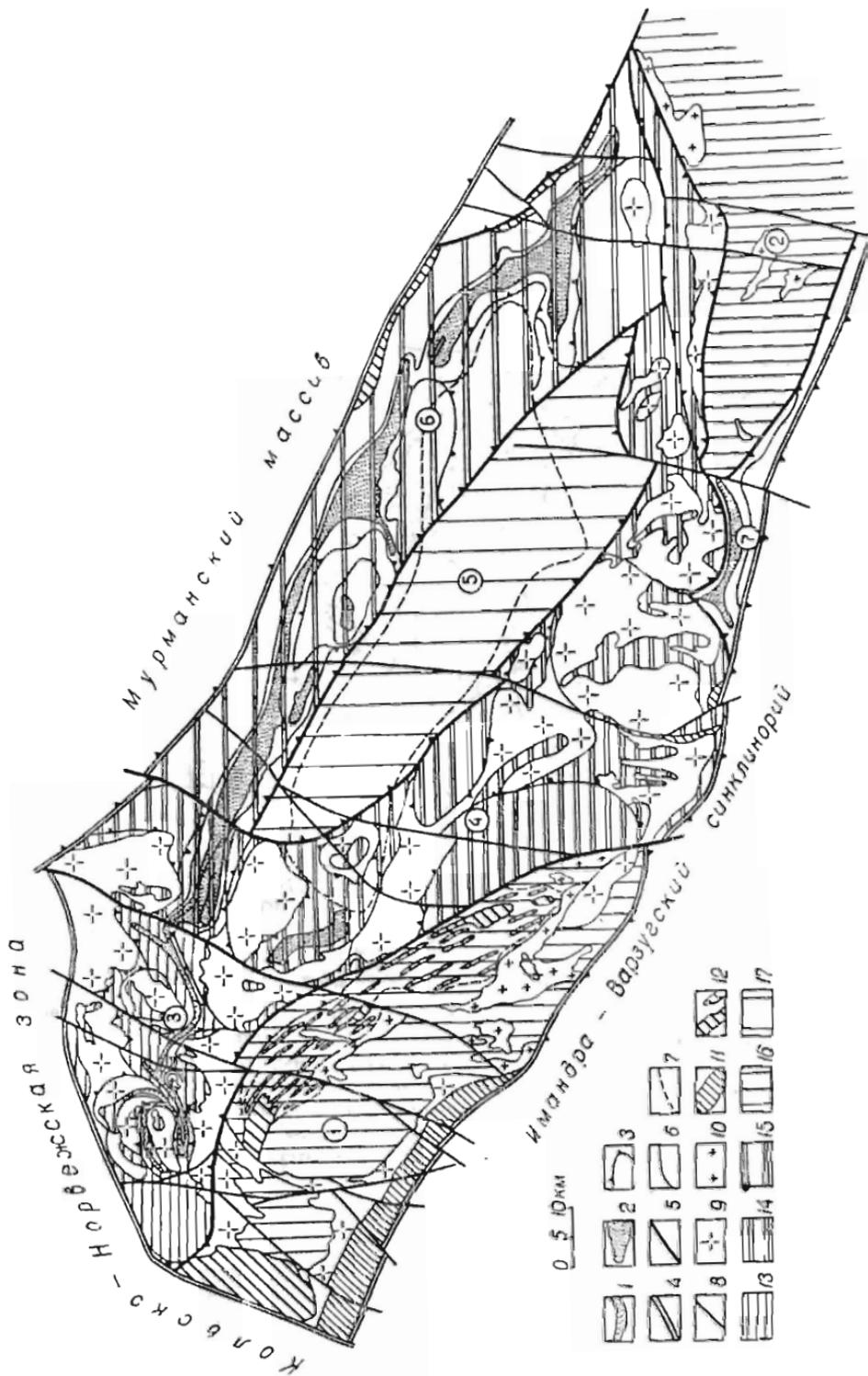


Рис. 24. Схема структурного районирования Печенгского синклинария.

1 — подзона отраженных складчатых структур карелид с купольно-блоковым строением фундамента; 2 — подзона моноклиального строения; 3 — подзона глыбово-блокового строения фундамента с брахиформным характером карельских структур; 4 — положение геологических границ и маркирующих уровней. Разно-возрастные тела и массивы: 5 — базит-гипербазитов, 6 — гранитоидов, 7 — порфири-тов порывашского комплекса, 8 — главные разломы и положение плоскостей сместителей. Разломы (цифры в кружках): 1 — Куэтсьярвинский, 2 — Западно-ждановский, 3 — Ламмаский, 4 — Киерджипорский, 5 — Луотнинский, 6 — Порь-тившский, 7 — система Кассэйюкского надвига, 8 — Русельский.

ко-Варзугская подзона отраженных складчатых структур карелид с бло-ково-глыбовым строением фундамента и Пурначско-Варзугская подзона моноклиального строения с фрагментами центриклинальных замыка-ний на фланговых участках (рис. 23). Значительную роль играют крупные сбросо-сдвиговые нарушения и связанные с ними надвиговые структуры.



Печенгский синклиниорий также имеет хорошо выраженные структурные подзоны (рис. 24). Северопеченгская мульда расположена в подзоне глыбово-блоковой структуры фундамента и отличается моноклинально-брахиформным характером строения. С юга выделяется подзона отраженных складчатых структур карелид с купольно-блоковым строением фундамента, отделенная надвигами от Порыташской подзоны моноклинального строения. 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 продольному разлому, разделившему архейский фундамент на участки земной коры с разной реакцией на карельские деформации. Южная часть фундамента отличалась большей раздробленностью, испытывая затухающую к югу блокировку, а северная сохранила способность к более равномерному прогибанию, как и более равномерную реакцию на условия сжатия в последующие фазы складчатости. В общем структурном плане надо отметить: решающую роль продольных срединных разломов в формировании ранней структурной зональности; раннюю поперечную блокировку на секторы: наложенный характер сбросо-сдвиговых нарушений и связанных с ними надвиговых зон.

К ей в с к а я зона включает Кейвский синклиниорий и два блока антиклинория: Верхне-Понойский и Пурначский (Харитонов, 1966). В пределах синклинория можно выделить ряд структурных подзон (рис. 25), 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 относятся расслоенные массивы основных пород, щелочные граниты и граносиениты. Дайковое поле преимущественно карельских базитов расположено в центральном блоке слабодифференцированных структур. Само положение даек соответствует главным направлениям карельских разрывных структур, совпадающих и с ограничениями Верхнепонойского и Пурначского блоков. Карельские интрузии занимают краевое положение по от-

Рис. 25. 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-гипербазитовых 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 — синклиниорная зона Больших Кейв, 7 — Малокейвская зона чешуйчато-блокового строения.

ношению к блокам, как бы „одевая их в рубашку” интрузивных масс. Такое же положение занимают массивы и дайковые поля архейских интрузий габбро-лабрадоритовой формации.

Как структурное положение, так и конкретные наблюдения структуры интрузивных тел габбро-лабрадоритовой формации (Радченко, Радченко, 1984) указывают на причинно-следственную связь предкарельского сводообразования с радиальным раздавливанием сводовых частей коры и генерацией первых основных магм, которые приобрели характер магматического репера геодинамического режима сводообразования.

В западнокейвской подзоне конфигурация синклинали складок, простирающие, ундуляция и виргация шарниров зависят от размеров, формы и взаимного расположения купольно-блоковых структур. Эти структуры сложены породами архейского комплекса с большой массой щелочных гранитов. Ядерные части синклинали складок образуют в плане средние линии между краевыми частями тел щелочных гранитов. Это обстоятельство заставляет предположить пластовую форму последних и их внедрение до начала формирования складок отраженного типа.

Складчатые подзоны Кейвского блока примыкают внешней частью к жестким однородным блокам фундамента и образуют широкий овал, внутри которого расположена Центральноекейвская подзона слабодифференцированных структур.

Усть-Понойский синклинали представлен фрагментами купольных структур с эрозионными останцами карельских разрезов и ядерной частью Трехостровской синклинали (рис. 26). Группа складок мыса Корабельного указывает на наличие структурной зональности, при формировании которой имели место радиальные и тангенциальные движения.

Северо-Карельская зона также структурно неоднородна (рис. 27). Купольно-блоковое строение характерно для северной подзоны. При этом отмечается затухание степени дифференцированности блоков по направлению к Беломорской системе, граница с которой определена условно. На схеме показано продолжение Соваярвинской подзоны на запад, в район Рукатунтури. Но складчатый рисунок этого района (Silvennoinen, 1972) больше напоминает план строения подзоны Панаярви-Кукаозеро. Вместе с тем не исключается трактовка и отраженного типа складчатости района Рукатунтури, если учесть тенденцию погружения структур фундамента в юго-западном направлении под чехол ятулийских образований. Панаярви-Кукаозерская группа складок не образует явно выраженного структурного шва, а распадается на две ветви, примыкающие с юга к Пяозерскому и Тикшозерскому блокам, фронтальные части которых надвинуты на северную подзону. В краевых частях этих блоков располагаются расслоенные массивы основных пород, которые образуют цепочку тел субширотного простираения.

В районе Кукас-Ханкус озер наблюдается сочетание структур отраженного типа и сжатия (рис. 28). Кукаозерская синклиналь сформировалась под влиянием Ханкусозерского купола. Карельские толщи в контакте с куполом обнаруживают опрокинутые в стороны от купола залегания. Вместе с тем в этих же толщах отчетливо проявлены сжатые,

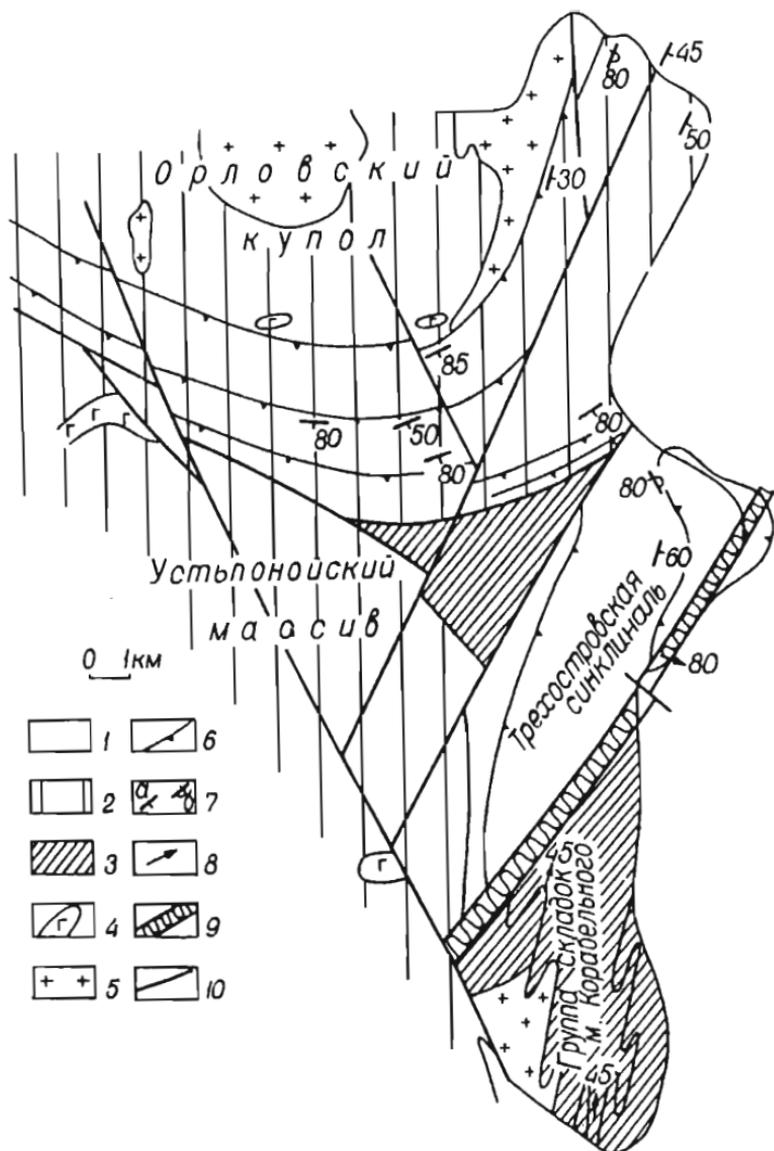
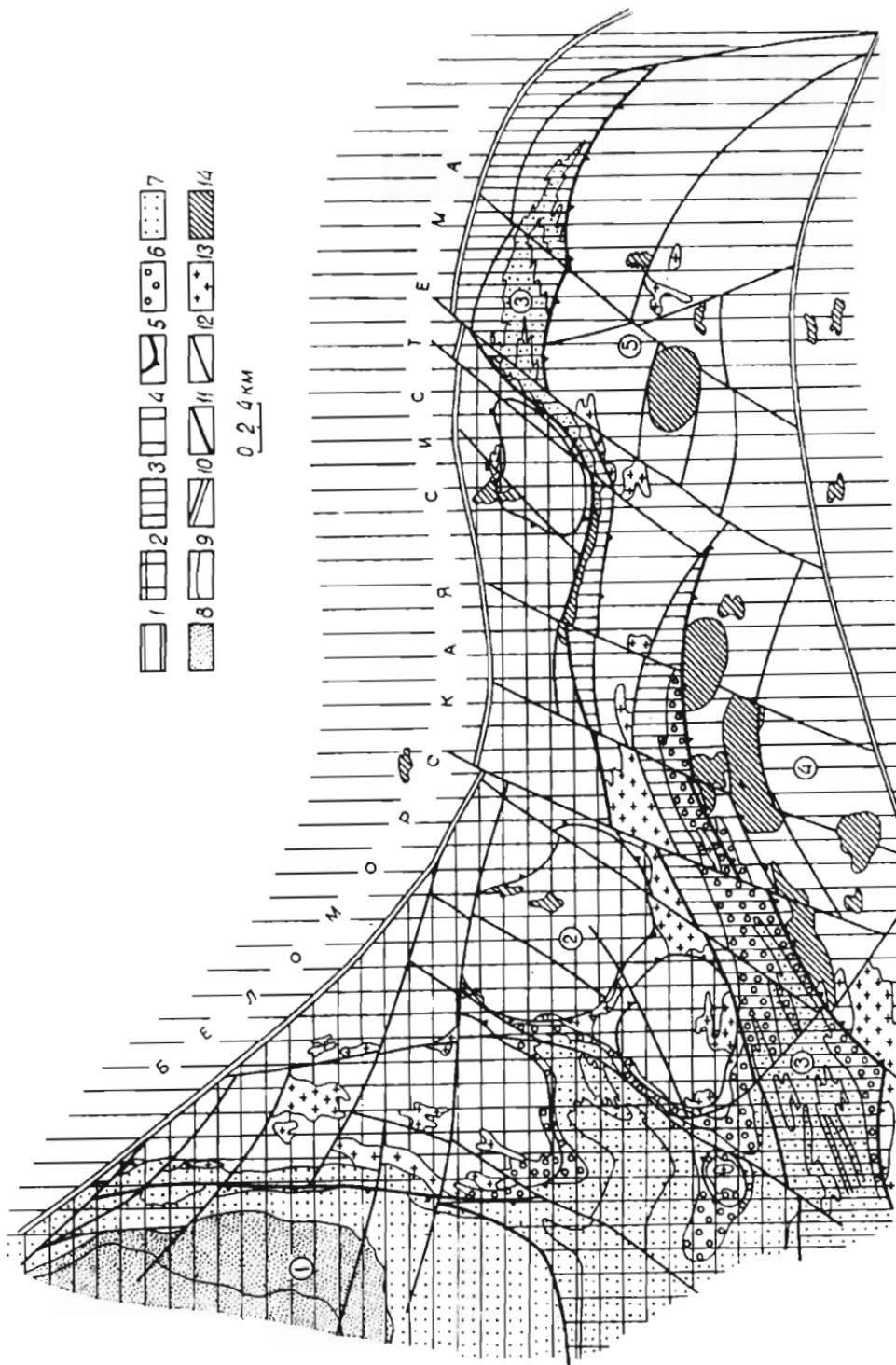


Рис. 26. Схема структурного районирования Усть-Понойского синклинория.

1 — подзона синклинального строения; 2 — купольные структуры и блоки архейского фундамента с фрагментами карельских разрезов; 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 взбросо-надвига; 10 — главные разломы.



0 2 4 KM



опрокинутые и лежащие складки, которые составляют основу строения Хирвинаволоксской и Челозерской групп складок, как и всей зоны, расположенной севернее Тикшозерского надвига. Пологое положение шарниров и пилообразные в плане очертания маркирующих уровней отражают в целом пологое плащеобразно-складчатое положение карельских формаций с пологим погружением к западу, а также формирование структуры под влиянием тангенциальных напряжений. Разломы северо-восточного простирания были заложены как конседиментационные.

Детали структурной неоднородности Куоляярвинского синклинория характеризуются ступенчатым или флексурно-террасовым типом зональности. На общем фоне однообразного строения выделяется Онтоньекская группа складок, в строении которой угадывается план деформаций, характерных для прилегающей зоны отраженного типа складок.

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 структурного районирования (рис. 29).

Характерной особенностью карельских структур является северо-западное простирание с северо-восточной блокировкой конседиментационными разломами. В качестве региональной закономерности надо отметить подзоны купольно-блокового строения, типичные для границ карельских зон с Беломорской складчатой системой; этот тип структур широкой полосой окаймляет 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 сбросово-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 земной коры 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 Кукаозера. Под

Рис. 27. Схема структурного районирования Северо-Карельской зоны (Пана-Куоляярви, 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 — Куоляярви, 2 — Совьярви, 3 — Панаярви-Кукаозеро, 4 — Пяозерская, 5 — Тикшозерская.

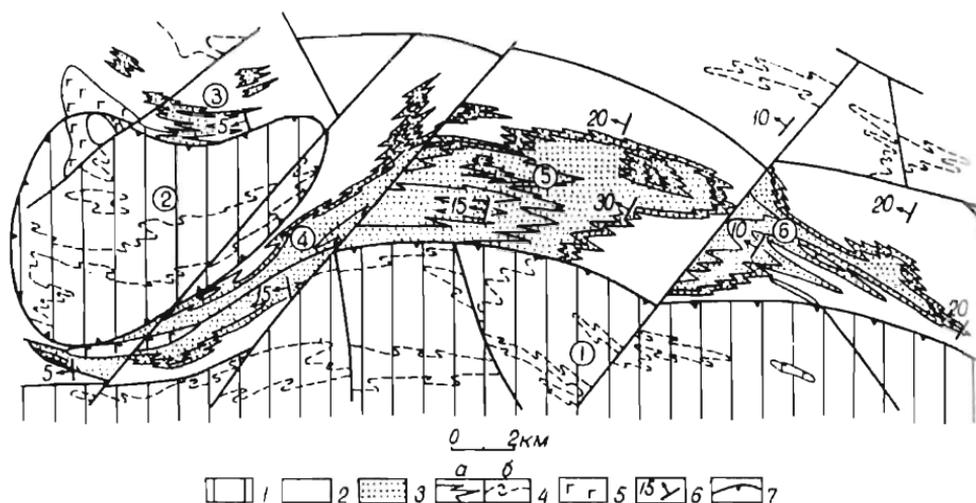


Рис. 28. Схема структурного районирования синклиория Ханкус-Кукас озер. 1 — купола и блоки архейского фундамента; 2 — архейские комплексы с интенсивной карельской перестройкой складчатых структур; 3 — сложные синклинальные структуры (группы складок), их моноклинальные фрагменты, полого залегающие останцы 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 — Хирванаволокская синклиноральная группа складок, 6 — Челозерская центриклинальная группа складок.

влиянием тангенциальных напряжений формировались структуры синклинорной подзоны Больших Кейв и Малокейвская зона чешуйчато-блокового строения.

Вторичные структуры в мелких структурных формах

Очевидно, что структурные характеристики протерозойских образований, полученные на основе современных методов структурной геологии и структурного анализа, являются важным дополнением к выделению архейских переработанных структур, что и было продемонстрировано выше. С другой стороны, эти же структурные характеристики могут указать на специфику строения протерозойских толщ, которая не может быть диагностирована другими методами.

В настоящее время подобная структурная информация имеется у нас только по Кукасозерской и Печенгской структурам нижнего протерозоя (соответственно участки Кукас-Челозеро и Пороярви).

Основные структурные характеристики Кукасозерской структуры уже были названы выше. Напомним их: 1) рассеивание полюсов всех

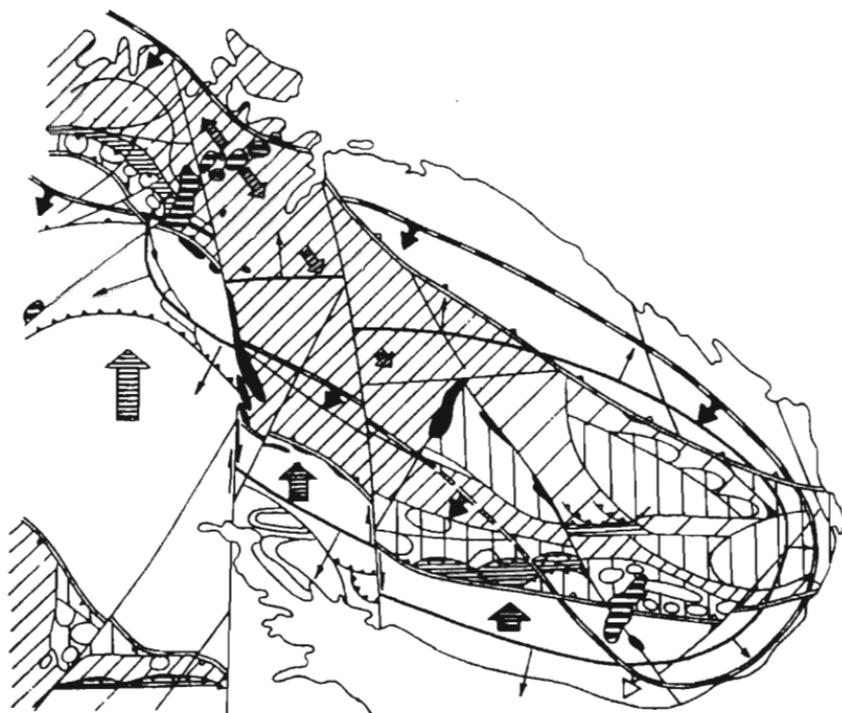


Рис. 29. Схема основных типов карельских структур и элементы палеодинамики.

Структуры: 1 — радиального типа; 2 — тангенциального типа: а — сжатия (сдавливания), б — рассредоточенного сжатия (зональный тип), в — приразломные в аллохтонных пластинах надвиговых зон. Интрузивные массивы: 3 — габбро-лабрадоритовой формации предрифтогенного сводообразования, 4 — гранодиорит-граниты этапа главной карельской складчатости. Разломы: 5 — сдвиги (а), сбросы и взбросы (б); 6 — надвиги; 7 — краевые разломы. Элементы палеодинамики: 8 — относительные векторы сдвиговых перемещений крупных секторов земной коры; 9 — зоны растяжения, сопряженные с областями экстремального латерального сжатия; 10 — предполагаемое положение подошвы предрифтогенного сводового поднятия к моменту становления интрузий габбро-лабрадоритовой формации; 11 — относительные векторы миграции автоколебательного процесса земной коры в системе карелид; 12 — предполагаемые архейские мантийные ловушки под термально активными кратонами и направление растекания возбужденной астеносферы к зонам сосредоточенной проницаемости.

плоскостных текстур по дугам большого круга; 2) широкое развитие сжатых до изоклинальных складок и минеральной и (или) агрегатной линейности, параллельной их шарнирам; 3) совпадение ориентировок „ли”-осей, шарниров и линейности; 4) ориентировка шарниров складок и линейности вдоль оси растяжения; 5) коаксиальность деформаций при относительно простой их истории. По этим признакам вся Кукасозерская структура должна рассматриваться как очевидная вторичная структура, которая, судя по характеру стратиграфических контактов и формационному составу, в определенной мере наследует первичную структуру (рис. 21).

В основных метавулканитах нижней части протерозойского разреза, относимых В. И. Коросовым к сумию, возможно наличие собственно сумийских структурных форм, что может рассматриваться как указание на существование углового несогласия между этими маломощными отложениями и перекрывающими их толщами ятулия, людиковия и калевия. Следовательно, в рамках этой структуры высшего порядка можно выделять и вторичные (ятулийско-калевийские) и переработанные (сумийские) структуры.

Структурный парагенезис нижепротерозойских толщ южнопеченгской серии, изученных в районе оз. Пороярви совместно с Н. Е. Козловой, в отличие от Кукасозерской структуры включает крутую минеральную и агрегатную линейность, параллельную шарнирам сжатых до изоклинальных складок, и мощные зоны интенсивной бластомилонитизации пород в условиях амфиболитовой фации. Простираение осевых поверхностей складок совпадает с запад-северо-западным простираением зон бластомилонитов, маркирующих здесь южную границу Печенгской структуры. Обращает на себя внимание снижение интенсивности структурно-метаморфической переработки пород южнопеченгской серии в северном направлении. В том же направлении устанавливается уменьшение углов наклона, шарниров складок и линейности. В метавулканитах с шаровой отдельностью и подушечными структурами четвертого вулканогенного покрова Печенги, на границе с южнопеченгской серией наблюдаются эти же складки и линейность, причем деформированные и удлинённые подушки, а также резко удлинённые газовые пузырьки, изобилующие в верхних частях подушек, располагаются параллельно шарнирам складок. Таким образом, эта часть Печенгской структуры, по нашим наблюдениям, должна быть отнесена ко вторичным структурам, внутри которых наблюдается отчетливая структурная зональность -- уменьшение степени деформации пород в северном направлении, сопровождающееся плавным выполаживанием шарниров складок и линейности. Тем самым намечаются структурные различия в строении нижепротерозойских вторичных структур Северной Карелии и Печенги, о причинах которых будет сказано при попытках реконструкции плана движений в процессе формирования этих вторичных структур.

Метаморфическая зональность

В раннем протерозое, как уже отмечалось, в пределах всей северо-восточной части Балтийского щита широко и неоднородно развивались метаморфические процессы умеренных и низкоградиентных термодинамических режимов. Наиболее интенсивно эти процессы проявились в свекофенский этап (2000–1800 млн лет назад). Их воздействию в различной мере подвергались как собственно раннепротерозойские осадочные и вулканогенные формации, так и комплексы докарельского фундамента. Вследствие этого вся северо-восточная часть Балтийского щита может рассматриваться как единая раннепротерозойская метаморфическая провинция дистен-силлиманитового типа, характеризующаяся сложным блоково-зональным строением. В ее структуре различаются три метаморфических пояса, отличающихся длительностью и спецификой развития, особенностями внутреннего строения и эволюции термодинамических условий (рис. 30).

Кольский метаморфический пояс в основном соответствует Кольской рифтогенной системе карелид (Загородный, Радченко, 1988), но имеются данные о том, что частично он распространяется и на Мурманский массив, в частности на его юго-восточную часть. Для Кольского пояса наиболее характерно сложное сочетание блокового и зонального мотивов структуры.

В грабен-синклинорных структурах, сложенных осадочно-вулканогенными толщами раннего протерозоя, регионально-метаморфическая зональность представлена низкотемпературными и отчасти среднетемпературными фациями. В печенгской структуре степень регионального метаморфизма варьирует от пренит-пумпеллиитовой до среднетемпературной амфиболитовой фации. Метаморфические зоны грубо повторяют современные очертания структуры с повышением степени метаморфизма к ее фланговым частям. В северной брахиформной подзоне устанавливается вертикальная зональность с возрастанием степени метаморфизма вниз по стратиграфическому разрезу (Кольская сверхглубокая, 1984). Метаморфические зоны полого наклонены к юго-западу; их границы не совпадают со стратиграфическими границами. На юго-восточном и юго-западном флангах Печенгской зоны метаморфическая зональность резко трансгрессивна по отношению к литолого-стратиграфическим границам и осевым поверхностям, сланцеватости субширотных и северо-западных складок. В Южно-Печенгской подзоне метаморфические зоны тесно сближены и субпараллельны фронтальной части взбросо-надвига Аннамско-Хихнаярвинского блока.

В Имандра-Варзугской зоне метаморфическая зональность сильно нарушена тектонической блокировкой. В центральном Варзугском секторе этой зоны наблюдается фрагмент зональности, включающий биотит-актинолитовую, хлорит-биотит-актинолитовую и хлорит-актинолитовую субфации metabазитов зеленосланцевого метаморфизма. Метаморфические зоны имеют северо-западное простирание, косо пересекают стратиграфические границы с пологим падением к юго-западу. Степень метаморфизма уменьшается с севера на юг. В области развития надвига-

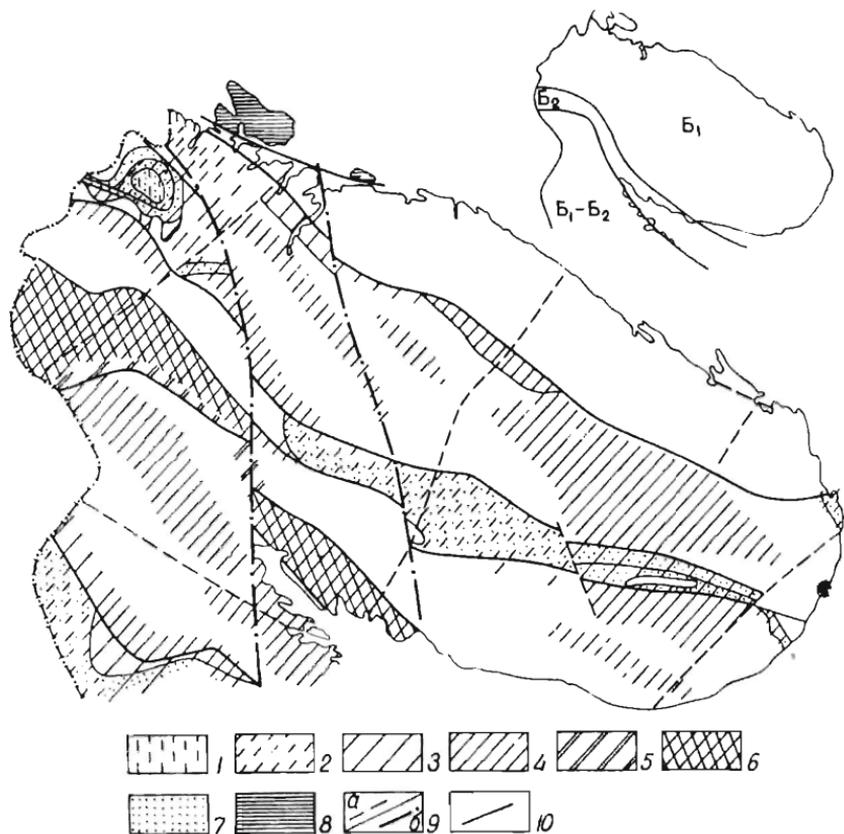


Рис. 30. Схема размещения метаморфических фаций раннего протерозоя.

Фации метаморфизма: 1 — пренит-пумпеллиитовая, 2 — зеленосланцевая, 3 — эпидот-амфиболитовая, 4 — дистен-ставролитовая, киванит-мусковитовая, 5 — высокотемпературные субфации амфиболитовой фации дистен-силлиманитового типа; 6 — гранулитовая фация высоких давлений, 7 — супракрустальные комплексы раннего протерозоя, 8 — рифейский неметаморфизованный комплекс; 9 — тектонические разломы (а) и сдвиги (б); 10 — тектонические границы структурных зон.

вых структур южного ограничения Имандра-Варзугской зоны картируется полоса филлонитов, включающая как протерозойские, так и архейские образования. Восточный Стрельнинско-Бабьеозерский сектор Имандра-Варзугской зоны характеризуется метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации. Зона эпидот-амфиболитовой фации поперечными разломами делится на серию блоков с некоторыми вариациями условий метаморфизма толщ раннего протерозоя и понойско-лебяжинского комплекса. Так, в Романовско-Березовском блоке степень метаморфизма достигает границы амфиболитовой фации; в восточном Бабьеозерском блоке она, наоборот, снижается до уровня, переходного к зеленосланцевой фации. Увеличение степени метаморфизма до амфиболитовой

фации наблюдается в обрамлении выступов гранито-гнейсов, интрузивов щелочных гранитов южного обрамления Имандра-Варзугской зоны.

На западном фланге Имандра-Варзугской зоны, в Мончегорском районе, картируется метаморфическая зональность от биотит-хлоритовой субфации до низкотемпературной амфиболитовой фации с увеличением степени метаморфизма от ядерной части структуры к флангам и в южном направлении.

Метаморфическая зональность Усть-Понойской структуры в принципиальных чертах обнаруживает сходство с зональностью Печенгской структуры. Отличие между ними заключается в том, что Усть-Понойская структура представлена на современном срезе в основном своим северным крылом, открытым к востоку. Степень регионального метаморфизма карельских толщ в этой структуре возрастает к северу и западу от зеленосланцевой до низкотемпературной амфиболитовой фации. В Кейвской зоне раннепротерозойский метаморфизм представлен дистенставролит-двуслюдяной субфацией амфиболитовой фации, в которой метаморфизованы не только карельские осадочно-вулканогенные толщи, но и верхнеархейские орогенные и протоплатформенные формации. Существенное контактово-метаморфическое влияние в этом блоке оказали массивы щелочных гранитов, в экзоконтактах которых степень преобразования вмещающих пород достигает силлиманит-мусковитовой и силлиманит-калишпатовой ступеней, с широким развитием процессов гранитизации и мигматитообразования.

Регионально-метаморфическая зональность карельских структур Печенгско-Варзугского пояса и Кейвского блока осложняется тектоно-метаморфическими процессами, связанными с развитием глубинных сдвиго-надвиговых деформаций на поздних этапах раннепротерозойского тектогенеза. В областях низкотемпературных фаций эти процессы выражены вторичным рассланцеванием, явлениями окварцевания, хлоритизации, карбонатизации. В эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях с ними связано развитие явлений порфиробластеза, образование бластомилонитов с минеральными парагенезисами, изофациальными по температурным параметрам парагенезисам регионального метаморфизма, но отличающимися более высокими барическими характеристиками. Наиболее интенсивно тектоно-метаморфические процессы проявлены в сдвиго- и взбросо-надвиговых зонах северо-западного и субширотного простиранья, ограничивающих Кейвский блок с севера и юга. Протяженность этих зон, например зоны Панско-Бабьеозерского разлома, иногда измеряется десятками и сотнями километров при ширине до нескольких километров.

В Кольско-Норвежской зоне, в Аннамско-Хихнаярвинском и Терском блоках развития сложнодислоцированных высокометаморфизованных комплексов архея метаморфические преобразования раннепротерозойского времени проявляются в виде наложенного диафтореза дистенставролитовой и более низкотемпературной фаций. Наложенный метаморфизм контролируется северо-западными и субмеридиональными системами зон рассланцевания и милонитизации. В Титовском блоке Кольско-Норвежской зоны устанавливается зональность метаморфизма

базитовых даек раннего протерозоя. Она характеризуется уменьшением степени метаморфизма этих образований с юга на север, от эпидот-амфиболитовой фации, развитой в непосредственном обрамлении Печенгской структуры, до пренит-пумпеллитовой фации района побережья Баренцева моря (Волошина, Петров, 1989). Эта зональность может характеризовать мотив строения палеозональности регионального метаморфизма Кольского метаморфического пояса.

Беломорский метаморфический пояс раннего протерозоя включает собственно Беломорскую зону и Северо-Карельский пояс карелид. В Беломорской зоне, на ее современном эрозионном срезе, раннепротерозойские супракрустальные образования отсутствуют. По распределению наложенных минеральных парагенезисов Ю. Б. Богданов, А. С. Воинов (1971) выявили увеличение степени раннепротерозойского метаморфизма в Беломорской зоне в направлении с юга на север, от Северо-Карельского пояса карелид к гранулитовому поясу. Среднетемпературная амфиболитовая фация наложенного раннепротерозойского метаморфизма в Енском районе, а также в районе Ковдозера подтверждена последними исследованиями В. И. Пожиленко и В. В. Балаганского (Эндогенные..., 1990). В Пана-Куолаярвинской зоне Северо-Карельского пояса карелид метаморфизм осадочно-вулканогенных толщ раннего протерозоя варьирует от зелено-сланцевой до начальных ступеней амфиболитовой фации. В Куолаярвинской структуре степень метаморфизма возрастает с запада на восток, от осевой части структуры к ее сочленению с докарельским гранито-гнейсовым фундаментом. Метаморфическая зональность трансгрессивна по отношению к литолого-стратиграфическим границам и складчатым структурам субширотного простираения. В Панаярвинской подзоне распространены в основном образования эпидот-амфиболитовой фации, и лишь в северном ее крыле, в районе сочленения с фундаментом, местами картируется амфиболитовая фация. В Кукасозерской структуре развита амфиболитовая фация, представленная ставролит-дистеновой и гранат-дистен-мусковитовой субфациями. Более низкотемпературные фации регионального метаморфизма здесь отсутствуют. Для этой структуры и ее тектонического обрамления, как и для Кейвского блока, характерно широкое развитие субширотных локальных зон бластомилонитов и порфиробластеза, связанных с надвиговыми деформациями.

Лапландский гранулитовый пояс, который ранее включался в Беломорский пояс (Глебовицкий, 1973), рассматривается в качестве самостоятельной структуры на следующих основаниях. Во-первых, раннепротерозойская тектоно-метаморфическая эволюция этого пояса в соответствии с имеющимися геохронологическими материалами ограничивается свекофеннским этапом (2000—1800 млн лет назад, — Тугаринов, Бибилова, 1980; Högmann e. a., 1980). Более ранние тектонические и метаморфические процессы в пределах этого пояса достоверно не установлены. Во-вторых, метаморфизм этого пояса отличается по термодинамическому режиму от режимов смежных Кольского и Беломорского поясов раннего протерозоя (Метаморфизм..., 1986). В-третьих, имеются прямые указания на то, что метаморфическая зо-

нальность Лапландского пояса накладывается на метаморфическую зональность Северо-Карельской и Беломорской структурных зон либо между ними наблюдается метаморфическое несогласие. Это устанавливается, в частности, в районе Корва-тундры и в Карасьекском поясе, представляющем продолжение Северо-Карельской зоны в Норвегии (Krill, 1985). В Кандалакшском, Колвицком и Сальнотундровском районах гранулитовый пояс в целом имеет структуру опрокинутой на юг линейной „термодинамической синклинали”, включающей гранулитовую фацию в своей осевой части с постепенным, но контрастным переходом к амфиболитовой фации в ее „крыльях”. В лапландско-сальнотундровской части этого пояса относительно полно представлена нижняя часть зональности, которая является инвертированной, с возрастанием степени метаморфизма с юга на север. В Кандалакшко-Колвицкой зоне более хорошо развит „висячий” край зональности. В целом Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс представляет собой крупную тектоно-метаморфическую зону, которая в принципе аналогична упоминавшимся выше зонам бластомилонитов в Кольском и Беломорском метаморфических поясах, но отличается большей масштабностью и большей интенсивностью развития тектоно метаморфических процессов.

Метаморфические пояса раннего протерозоя, выделенные в пределах северо-восточной части Балтийского щита, отражают существовавшую в это время неоднородность термодинамических режимов земной коры, обусловленную спецификой тектонического развития ее структурных зон. Кульминация регионального метаморфизма в Кольском поясе характеризовалась термодинамическим режимом фациальной серии B_1 , в Беломорском поясе – серий B_1 - B_2 , а в Лапландском гранулитовом поясе – серии B_2 . Термодинамические градиенты варьировали соответственно от 110–115 до 70–75°/кбар, условные геотермические градиенты – от 30 до 15–20°/км. Для рифтогенных зон раннего протерозоя намечаются латеральные вариации термодинамических режимов метаморфизма в разных структурах.

Геодинамические процессы

К началу протерозоя на Балтийском щите оформились два типа тектонических провинций: Свекофеннская интрагеосинклиналь и обширная Карельско-Лапландско-Кольская протоплатформа. Затем в молодой платформе образовалась сеть протоавлакогенов, позднее трансформированная в две рифтовые зоны: Печенгско-Варзугскую и Северо-Карельскую. Они разделили протоплатформу на области активизированной платформы и щитовые массивы, сохранившие структурную однородность стабильных областей.

Общая направленность геодинамических процессов, сформировавших протерозойский ряд типовых структур Балтийского щита, определяется возросшими размерами молодой платформы и мощностью гранитизированной коры в Кольской системе, под которой унаследованно располагалась „мантийная ловушка” для возбужденной астеносферы.

Под влиянием аномально горячей мантии в кратонизированной земной коре формируется сводовое поднятие, на котором возникает система вулканогенных грабенов авлакогенной стадии. Затем, при оседании свода начинает действовать механизм затухающих автоколебательных процессов с латеральной миграцией тектонических режимов к краям платформы, вызванный растеканием аномальной мантии в поперечном направлении от протяженной ловушки вдоль подошвы литосферы под соседние стабильные области. Периодичность карельских событий вызвана, очевидно, особенностями динамики нижней мантии, которые определяют подъем легкого материала только после его накопления в достаточно большом количестве (Артюшков, 1979). Миграция тектонических режимов к краям протоплатформы вызывает разную реакцию коры в соответствии с ее мощностью и строением. Так, формирование интрагеосинклинали (на месте будущей Свекофеннской области) можно объяснить иным строением земной коры, возникшей на талассократоне в позднем архее, а ее существенно более позднее заложение можно рассматривать как подтверждение модели миграционного развития динамосферы Балтийского щита от единого источника мантийного возбуждения.

В заключительную фазу свеко-карельского тектогенеза большой размах приобрели тангенциальные движения крупных блоков земной коры. Общая тенденция структурообразования достаточно отчетливо определяется соотношением двух ведущих геодинамических обстановок: затухающими радиальными движениями фундамента и впервые мощно проявленными процессами латеральных структурообразующих движений. 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 надвиговых зонах образуют группы складок разной морфологии, но всегда с пологим положением шарниров.

Интенсивность структур сжатия в карельской системе находится в зависимости от векторов сдвиговых перемещений крупных блоков земной коры (рис. 29). В северо-западной части региона обращает внимание линейный характер структур архейских комплексов Кольско-Норвежской зоны, не свойственный структурам архейд примыкающих систем. Очевидно, это и есть карельские структуры сжатия. 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.

Выявление тангенциальных структурообразующих элементов в позднекарельской истории указывает на принципиально изменившиеся условия тектогенеза, связанные с карельской эволюцией земной коры. Вместе с тем тангенциальные движения реализованы в складчатых деформациях, а не в механизме субдукции. На примере карельских деформаций 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 свеко-карельской складчатости.

Юго-восточная часть региона, 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: сильно сжатые линейные и опрокинутые складки краевых зон: моноклинальные фрагменты карелид, зажатые между крупными блоками фундамента в виде крутопадающих 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.

Завершение свеко-карельского тектогенеза связано с проявлением складкообразования, метаморфизма, гранитизации и соответствует в общих чертах геодинамической обстановке завершения геосинклинального режима – инверсионной стадии (Белоусов, 1989), для которой характерно „горячее” состояние коры и „холодное” – мантии. Судя по наличию на Балтийском щите вепсийских платформенных формаций (Галдобина, Михайлюк, 1966), начавшееся остывание тектоносферы к концу раннего протерозоя привело к господству платформенного режима.

Кинематический план движений в некоторых структурных зонах кольского докембрия

Особенности ориентировки, залегания и морфологии складок являются решающими при восстановлении плана движений, которые происходили при деформации пород и обусловили их строение в региональном масштабе. Как известно, при складчатости общего смятия (складчатости продольного изгиба), направление перемещения в региональном масштабе расположено перпендикулярно шарнирам крупных складок и (суб) перпендикулярно их круто ориентированным осевым поверхностям, т. е. близко положению оси латерального сжатия. При развитии надвигов и сопряженных с ними складок, осевые поверхности которых сильно наклонены и (суб)параллельны поверхностям надвигов, направление движений реконструируется опять же как перпендикуляр к шарнирам складок, но в отличие от первого случая линия движений располагается примерно вдоль осевых поверхностей, а не субперпендикулярно им. Именно такие принципы были использованы при восстановлении кинематики движений, отраженных на составленной тектонической карте и учтенных при анализе структурообразующих процессов в докембрии Кольского региона.

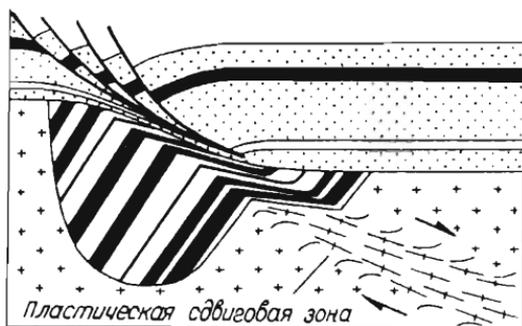


Рис. 31. Схематическое строение сдвиговой зоны.

Развитие структурной геологии, особенно при изучении глубококоматоморфизованных пород, расширило наши представления о механизмах их деформации, образовании складок и т. п. Оказалось, что в высокотемпературных условиях (например, при метаморфизме амфиболитовой фации) широким развитием пользуются так называемые пластические сдвиговые зоны, в которых происходят очень интенсивные деформации (рис. 31). Механизм сдвига, приводящий к развитию складок в этих зонах, принципиально отличается от механизма формирования складок продольного изгиба, тем не менее направление сдвиговых движений определялось как перпендикуляр к шарнирам сдвиговых складок, расположенный субпараллельно их осевым поверхностям. Однако экспериментальные работы по моделированию сдвиговых деформаций (Cobbold, Quinquins, 1980) и исследования природных сдвиговых зон (Ramsay, Huber, 1983, 1987) показали, что когда соотношения длинной и короткой осей эллипсоида деформации превышают 10 : 1, все линейные элементы, включая шарниры складок, переориентируются вдоль направления сдвиговых движений. Одновременно формируются специфические структуры – колчановидные складки, механизм образования которых показан на рис. 32. При указанных величинах деформации в сдвиговых зонах направление сдвиговых движений в конечном итоге оказывается близким шарнирам складок. Такая неожиданность и абсурдная на первый взгляд реконструкция плана движений в значительной мере опирается на факт существования колчановидных складок, почти неизвестный в отечественной литературе. Тем самым объясняется давно известный парадокс – широкое развитие в метаморфических породах минеральной линейности, рассматриваемой как *a*-линейность, которая параллельна шарнирам складок, т. е. *b*-линейности. Колчановидные складки на срезах, косых по отношению к их длинным осям (осям „колчана”), абсолютно не отличимы от обычных сжатых до изоклинальных складок, шарнирам которых параллельна минеральная линейность; в то же время в замыкании „колчана” линейность ориентирована косо по отношению к изогнутому шарниру и как бы протыкает полосчатость насквозь (рис. 33).

С этих позиций нам представляется возможным рассматривать протерозойские вторичные структуры и идентичные им по особенностям

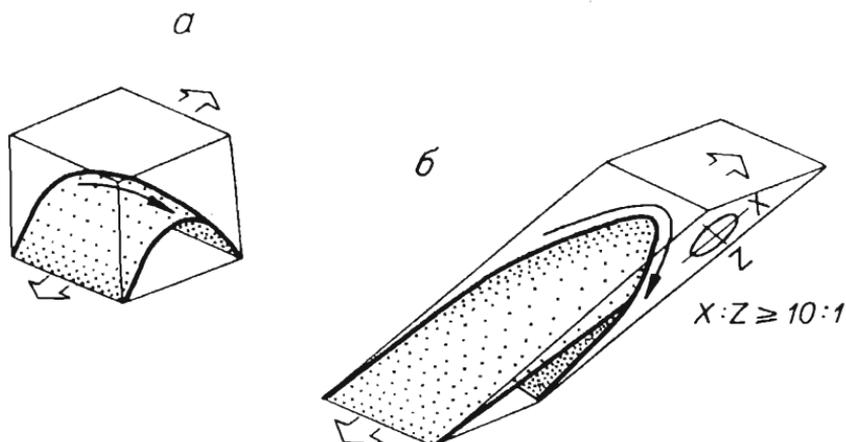


Рис. 32. Схема образования колчановидных складок (Ramsay, Huber, 1987).

а — до сдвиговой деформации, б — после сдвиговой деформации.

строения архейские переработанные структуры как крупномасштабные сдвиговые зоны, план движений внутри которых следует восстанавливать в свете изложенных выше особенностей сдвиговых деформаций. Главная цель такой реконструкции заключается сейчас в привлечении внимания геологов к возможности по иному взглянуть на давно известные факты, в переосмыслении интерпретации этих фактов и создании новых карт, схем и т. п., более адекватно отражающих геологические процессы.

Кинематические реконструкции требуют гораздо большего структурного материала, чем имеется у нас, а также подкрепления определенными геометрическими построениями (Ramsay, Huber, 1983, 1987). Однако учитывая региональное распространение минеральной линейности, параллельной шарнирам складок при выдержанной их ориентировке, и совпадение с ними положения оси растяжения эллипсоида деформации, надежно устанавливаемой в ряде структурных зон, можно предпринять попытку кинематических построений.

Одной из таких структурных зон является Кукаозерская структура. Маркерами для определения ориентировки осей эллипсоида деформации здесь являются деформированные миндалины в основных метавулканитах. Близкое к горизонтальному положение шарниров, сжатых до изоклиналиных складок, которым параллельны минеральная линейность и резко удлинённые в результате деформации миндалины, в пределах всей структуры свидетельствует об интенсивных сдвиговых деформациях при расположении направления субгоризонтальных движений вдоль простирания структуры. Такая интерпретация на первый взгляд представляется неприемлемой, но, с одной стороны, наличие деформированных миндалинов и отмеченных структурных особенностей данной структуры можно объяснить только субгоризонтальными движениями вдоль

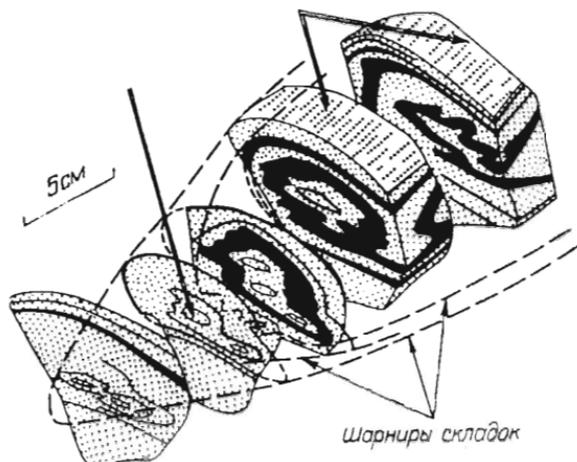


Рис. 33. Колчановидная складка в железистых кварцитах (Кировогорское железорудное месторождение) .

Двойными стрелками указана линейность (бороздчатость) на отпрепарированной плоскостности полосчатости. Здесь линейность „протыкает“ полосчатость.

простираения структуры, а с другой стороны, это совершенно не исключает рассмотрения Кукаозерской структуры как синклиория, возникшего в результате латерального субмеридионального сжатия и осложненного надвигами. Учитывая неоднократность деформаций, вполне реален вариант, когда на ранних стадиях развития этого синклиория происходила складчатость продольного изгиба, сопровождавшаяся надвигами, а позднее при изменении плана движений в региональном масштабе (как, например, предполагается некоторыми исследователями для всего Балтийского щита, Berthelsen, Marker, 1986), имели место и субширотные, и северо-западные движения, как бы реактивирующие уже заложенные структуры северо-западного простираения. Сходная последовательность деформаций (вначале формирование линейных субширотных складок, а затем развитие правосторонних сдвиговых зон) установлена в северном обрамлении Кукаозерской структуры (Пржиялговский, Баканин, 1989). Такие сдвиговые деформации должны быть проявлены в пределах всей зоны субширотной линейной складчатости, которую образуют структуры района озер Кукас, Панаярви (Загородный, Радченко, 1988) и, вероятно, юго-западной части района Куусамо, т. е. во всей южной части Северо-Карельской зоны карелид.

Как уже отмечалось ранее, на территории между Северо-Карельской и Имандра-Варзугской зонами карелид выделены архейские переработанные структуры, идентичные по характеру их строения Кукаозерской структуре, причем согласное расположение этих структур друг другу очевидно (рис. 21). На основании ориентировки минеральной линейности, с которой совпадают шарниры складок, ось колчановидной структуры, обнаруженной на участке Широкая Салма, длинные оси деформированной гальки конгломератов, а также оси растяжения, установленные

по данным микроструктурного анализа, мы предполагаем, как и в Кукасозерской структуре, проявления горизонтальных движений вдоль линии северо-западного простирания. Плоскости сдвиговых движений при этом ориентированы в разных зонах различным образом — от крутых до вертикальных в Енисо-Имандровской структуре до пологих в Кандалакшской и Колвицкой.

Реконструкция характера движений в каждой отдельной зоне и построение единой кинематической модели для всего региона требуют отдельного рассмотрения и выходят за рамки настоящей работы, представляющей всего лишь развернутую объяснительную записку к тектонической карте. Здесь лишь уместно отметить, что при рассмотрении схемы правосторонних сдвигов, являющихся сквозными структурами (рис. 29), совместно со схемой структурно-деформационной зональности (рис. 21), бросается в глаза их взаимосвязь. Она выражена в том, что самый главный правосторонний сдвиг, ярко проявленный на Кольском полуострове и в Карелии, совершенно не смещает надежно установленные геологические границы в Северо-Западном Беломорье. В то же время именно здесь и развиты архейские переработанные структуры. Создается впечатление, что мы имеем дело с комплементарными структурами, имеющими в зависимости от уровня глубинности различное выражение: в более глубоко эродированном Беломорском блоке мы наблюдаем высокотемпературные сдвиговые зоны без разрыва сплошности пород, тогда как в более верхних уровнях коры Кольского полуострова и Карелии развиты круто ориентированные меридиональные разломы.

Кинематический план сдвиговых движений, установленный нами в юго-западной части Печенгской структуры, реконструируется достаточно надежно и согласуется с ранее высказывавшимися разными исследователями выводами. Круто ориентированные зоны бластомилонитов вдоль южной границы Печенгской структуры отражают горизонтальное сжатие в север-северо-восточном направлении, причем оси растяжения, маркируемые минеральной линейностью и параллельными им деформированными и резко удлинненными газовыми пустотами в метавулканитах, вблизи границы занимают субвертикальное положение и постепенно выполаживаются в северном направлении. Источниками сжатия является жесткий блок верхнеархейских пород свиты талья, как бы вдавленный в Печенгскую структуру с юг-юго-запада. Вместе с выполаживанием линейных элементов отмечается и уменьшение величины деформации пород в северном направлении. Отсутствие существенных разрывных и прочих нарушений в северной части Печенгской структуры вытекает из тождества ее разрезов, построенных при геологическом картировании и по данным бурения Кольской сверхглубокой скважины.

В заключение подчеркнем дискуссионность выделения в докембрии Кольского региона и Северной Карелии элементов структурной зональности на основе результатов изучения мелких структурных форм и особенно предположений о кинематике движений в подобных структурных зонах. Однако уже накоплен значительный структурный материал, который необходимо привлекать для решения крупных тектонических

задач. В любом случае критическое рассмотрение этого материала с позиций последних достижений структурной геологии метаморфических толщ приводит к выводу, что северо-западные простирания кристаллических толщ докембрия рассмотренной территории в подавляющем своем большинстве отражают не архейские, а раннепротерозойские деформации, что обсуждалось кольскими геологами на протяжении многих лет.

В свете этих же реконструкций представляется очевидным, что в юго-восточной части Кольско-Норвежской зоны крутая и широко развитая минеральная линейность должна отражать радиальные движения архейского возраста. В таком случае в истории структурно-деформационных преобразований в раннем докембрии Кольского региона происходила эволюция от радиальных движений в архее (возможно, в сочетании с латеральными) к широкому развитию латеральных в нижнем протерозое, особенно в интервале 1900–2100 млн лет назад.

Тектоническая зональность и геофизические поля

По карте аномалий магнитного поля Кольского региона мы выполнили мелкомасштабное районирование по структуре и морфологии полей (мозаичные поля и линейные зоны), а также по интенсивности и дифференцированности намагниченности. Основные тектонические элементы выделяются в магнитном поле вполне надежно и определенно. Их границы соответствуют линейным региональным зонам, зонам высоких значений горизонтального градиента ΔT_a и торцовым сочленениям аномалий. Вместе с тем схема зональности магнитного поля имеет ряд особенностей, позволяющих детализировать схему тектонического районирования элементами, не столь очевидными по геологическим данным или по условиям обнаженности. Большей частью они изображены на схеме специальными условными обозначениями. Наиболее важным несоответствием двух схем надо считать иные ограничения Кейвской зоны по восточной и южной границам.

Кейвский блок имеет интенсивное положительное мозаичное поле, осложненное линейными аномалиями, наложенный характер которых хорошо подтверждается геологическими данными. Такая конфигурация Кейвской зоны отражает, вероятно, палеотектоническую границу позднеархейской плиты, в пределах которой сохранился верхнелопийский комплекс чехла, а позднее проявился щелочной интрузивный магматизм. Восточная часть Печенгско-Варзугской зоны рассекла южную окраину этой плиты и в магнитном поле имеет характер секущих границ, выраженный локальными линейными полями.

Усложнение зональности краевых частей Беломорской системы, примыкающих к карельским зонам, отражает, очевидно, эффект погружения фундамента археид под карельские комплексы и карельскую купольно-блоковую перестройку археид. В северо-западной части Беломорской системы выделяется Лапландская подзона мозаичного знакопеременного преимущественно положительного поля, не соответствующего

по южному ограничению положению тектонических подзон. Условность некоторых границ аномальных зон этой части Беломорской системы обусловлена невысокой степенью дифференцированности магнитного поля.

Анализ гравитационных полей обнаруживает наличие региональных отрицательных аномалий, приуроченных к зонам проявления массовой гранитизации. Положительные аномалии соответствуют зонам карельской глубинной проницаемости преимущественно основных пород и вулканогенным карельским прогибам. Локальные положительные аномалии связаны с палеозойскими щелочными ультраосновными массивами, а отрицательные — с гранитными массивами.

Отмечается хорошая в целом согласованность характера полей магнитных аномалий с гравитационными. Так, Мурманский массив характеризуется мозаичной знакопеременной структурой гравитационных и магнитных полей. В магнитном поле выделяется интенсивная положительная аномалия в западной части, сопоставимая с более глубоким эрозионным срезом, вскрывшим эндербитовый уровень коры (антиклинорная зона). В гравитационном поле юго-восточной части массива преобладают положительные аномалии, сопоставимые с его погруженной частью (синклинорная зона). В Кольско-Норвежской зоне положительные магнитные аномалии совпадают с положительными гравитационными, а отрицательные — с относительно пониженным уровнем гравитационного поля. Следует отметить, что центральная часть Кейвской зоны характеризуется отрицательным гравитационным полем, тогда как положительное поле соответствует зонам размещения массивов щелочных гранитов. Центральный сектор Имандра-Варзугской зоны имеет поднадвиговую положительную аномалию гравитационного поля, что соответствует положению южного краевого разлома структур рифтогенной стадии. К югу от Сальютундровского синклинория субширотная отрицательная гравитационная аномалия сопоставляется с областью гранитизации. Локальные интенсивные отрицательные аномалии этой зоны соответствуют аномалиям гранитных массивов позднекарельского становления.

Глава 5. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА

На тектонической карте масштаба 1 : 500 000 мы стремились отразить строение и историю развития тектонических объектов раннедокембрийской земной коры. Вместе с тем интегрированный характер отображения разнообразных геологических данных на тектонической карте существенно осложняет выбор отображаемых исходных материалов. Очевидно, карта должна давать ясное представление о главных особенностях строения, быть наглядной, легко воспринимаемой, с двумя или тремя все более усложняющимися уровнями информации. Чтобы не перегружать карту детальными сведениями, которые трудно выдержать по принципу однородности описания, материал на уровне первичных обобщений изложен в объяснительной записке. Она может дополнять карту для геологов, желающих получить более углубленные знания о

строении, истории становления и развития земной коры региона. С другой стороны, и карта, и объяснительная записка могут представлять самостоятельный интерес. Рассмотрим кратко информативные возможности карты, которые во многом определяются структурой и объемом легенды.

Легенда состоит из двух частей: схемы эволюции геодинамических режимов и условных обозначений. Последние представлены тремя блоками: вертикальный ряд реперных формаций тектонических режимов, палеоструктуры, геолого-геофизические границы, элементы строения.

Основу условных обозначений составляет вертикальный ряд реперных формаций, позволяющий прочесть тектонические режимы в их последовательном развитии. Возрастная привязка конкретных формационных рядов позволяет нанести на карту возрастные и региональные тектонические подразделения. Вертикальный формационный ряд интрузивных формаций показан в корреляционной связи с осадочно-вулканогенным рядом и дает возможность сопоставлять тектонические режимы с проявлениями интрузивного магматизма, а также проводить оценку значимости перерывов и несогласий. Формационное содержание показано цветом, а возраст индексами.

Региональное положение конкретных формаций и формационных рядов, а также их соотношение с хроностратиграфическим расчленением развернуты в схеме эволюции геодинамических режимов. Региональные этапы развития соответствуют режимам последовательного формирования девяти структурных этажей, в которые объединяются конкретные формационные ряды. Для каждой современной крупной единицы тектонического районирования можно прочесть последовательность тектонических событий, выраженную сменой формационных рядов, и оценить перерывы, так как вертикальные ряды в таблице соотнесены с возрастной шкалой и уровнями разрезов. Латеральный ряд структур развернут в таблице слева направо в последовательности, соответствующей естественному положению зон и, в общем, вкрест простирания. Для каждого регионального этапа развития выделены вулканогенные и интрузивные реперные формации и типы метаморфизма как основные показатели эндогенных параметров тектонических режимов. Это дает возможность проследить последовательность тектонических событий в отдельной зоне и в самых общих чертах получить информацию о региональном развитии важнейших тектонических элементов для каждого этапа развития: распространение первичных структур, соотношение прогибов и поднятий, длительность перерывов, зональность проявления режимов прогибания, складчатости и метаморфизма. В частности, схема дает наглядное представление о миграционном характере заложения и развития карельских первичных структур.

Для получения сведений о соотношении первичных, вторичных и переработанных структур в условные обозначения введены специальные блоки. Палеоструктурный блок несет следующую информацию. Зоны лопийской тектоно-метаморфической переработки раннеархейских структур показаны редкой вертикальной штриховкой, цвет которой соответствует цвету окраски синхронного лопийского формационного

ряда. Это означает, что одновременно с процессами формирования первичных и вторичных лопийских структур подвергся переработке раннеархейский фундамент. Таким же цветом прямоугольной штриховкой выделена ассоциация гранит-мигматитов, комплементарных зелено-каменным поясам. Одновременно на карте определились разные зоны гранит-зеленокаменных областей. Наклонной штриховкой зеленого цвета показаны зоны карельской переработки: тектоно-термальной, тектоно-метаморфической и структурной. Зоной структурной позднекарельской переработки по существу является и авлакогенный комплекс стрельнинского типа в Имандра-Варзугском синклинии, который в отличие от аналогичного комплекса Пана-Куолаярви-Салла сформировал вторичную структуру уже под влиянием стрельнинской фазы складчатости. Мы отказались от такого показа, чтобы акцентировать внимание на двух главных региональных эпохах складчатости, так как вопрос о степени переработки подстилающих этажей после фазы тектогенеза, связанной с формированием последующих этажей, изучен недостаточно и неравноценно для разных этажей.

Более частой кривой штриховкой показаны зоны активных прогибов на стадиях авлако- и рифтогенеза. Сведения о размерах, форме и положении прогибов получены на основе палеогеографических и палеотектонических построений (Мележик, 1988; Загородный, Радченко, 1988).

Геолого-геофизические границы разделены на современные и предполагаемые палеограницы. Красная штриховая линия обозначает положение древнейшей Карело-Беломорской протоплиты и Кольско-Мурманского протошита. Она получена в результате анализа возможного первичного положения ассоциации гнейсов протоплитной стадии развития коры. Предполагаемой показана также граница раннелопийских зон, разделяющая структуры бассейнового типа и гранит-зеленокаменные области. Сплошная синяя линия соответствует районам выхода границы на дневную поверхность, штриховая — погребенному ее положению под более молодыми структурами. На карте показаны два типа геофизических границ. Это граница полей с разной структурой магнитных аномалий, сопоставимых с палеотектоническими контурами позднеархейской Кольско-Стрельнинской протоплиты, антиклинорными зонами, погруженными под карельские зоны частями архейд, контурами Кандалакшского грабена. Зоны повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести сопоставляются с поднадвиговым положением краевого разлома структур рифтогенной стадии и с границами областей гранитизации. Показаны и зоны геофизических аномалий неясного генезиса. Выделены границы формационных несогласий, соответствующие фазам складчатости, и геологические.

На карте нашли отражение региональные элементы строения: антиклинории и блок-антиклинории; синклинии и блок-синклинии; подзоны моноклиального строения карелид; подзоны отраженных складчатых структур карелид с купольно-блоковым строением фундамента; подзоны мульдообразного строения карелид; краевые разломы, совпадающие с границами зон и систем; разломы, разделяющие структурные подзоны с подразделением на сбросы и взбросы; системы крото-

падающих разломов, сопряженные с карельскими авлакогенами; сдвиги и сопряженные с ними надвиги. Антиклинории и синклинории обозначены цифрами, которым соответствуют названия конкретных структур в легенде.

Определенным дополнением к легенде тектонической карты мог бы служить эволюционный ряд типовых структур Балтийского щита, если бы удалось найти простой способ отображения палеотектонической типизации первичных структур для архейского и протерозойского уровней. Табличная форма такой информации помещена в объяснительную записку как дополнение к тектонической карте. Вместе с тем она может служить легендой эволюционной тектонической схемы Балтийского щита с палеотектонической и геодинамической нагрузкой.

Проблемы и перспективы

Особенностью тектонической карты северо-восточной части Балтийского щита является структурно-вещественный принцип районирования, который был разработан для сложноскладчатых фанерозойских систем. Перенесение такого принципа в условия докембрийского региона стало возможным в связи с возросшей степенью его изученности. Структурно-вещественная основа позволяет наглядно обобщить разнообразную геолого-тектоническую информацию на разных уровнях организации вещества. Анализ обширного материала существенно корректирует исходные теоретические позиции авторов, способствует развитию теории тектогенеза.

В процессе работы над картой были разработаны понятия о реперных формах тектонических режимов для осадочно-вулканогенных и интрузивных образований. Впервые была осознана разница в стадийной эволюции конкретных прогибов и региональной эволюции тектонических режимов карелид. Механизмом реализации разных уровней эволюционных схем явился процесс миграции тектонических режимов. Понятие о миграции режимов было разработано в результате анализа стратиграфического положения свеко-карельских формаций Балтийского щита. Получили существенную доработку вопросы связи тектонической эволюции с эволюцией магматизма, метаморфизма и глубинных разломов.

Тектонические исследования были ориентированы на поиски причинно-следственных связей глубинных геодинамических процессов с началом крупных тектонических циклов. Они позволили разработать представление о причинах начала авлакогенной стадии эволюции протоплатформенного класса режимов и предложить механизм затухающих автоколебательных процессов, объясняющий особенности вертикального и латерального строения формационных рядов карелид. Получили объяснение региональные и локальные перерывы и несогласия в разрезах карелид. Реализация идеи ведущей роли сдвиговых деформаций в зональности карельских типовых структур позволила предложить механизм складчатых и надвиговых компенсационных явлений в фронтальных частях блоков архейской консолидации.

Анализ геофизического материала заставил нас отказаться от показа положения границы Мохоровичича и ряда коровых как формализованных элементов строения. Дело в том, что проблемной является связь современного глубинного строения с геологически информативной верхней частью, развитие которой завершилось эпохой свеко-карельской складчатости. Однако постановка этой проблемы для Кольского региона представляется перспективной. Раннедокембрийские объекты региона имеют большей частью магматический генезис и связаны с региональными явлениями магматической активизации. Это положение позволяет предположить синхронное формирование в глубинных частях коры границ, отражающих не фазовое состояние вещества, а геологических границ с контактами пород разного состава и физико-химических параметров. Не менее важным представляется глубокая эрозия коры, при которой могут быть обнажены самые глубокие палеограницы.

Главные достоинства карты, составленной на формационно-генетической основе, являются в то же время и ее недостатком с точки зрения объективности подачи материала. Действительно, в процессе формационного анализа мы вынуждены выполнять обобщения, результаты которых во многом зависят от субъективных позиций авторов, и их трудно назвать первичными обобщениями. Типизация разрезов на уровне осадочно-вулканогенных рядов уже может быть различной, как и реконструкция соответствующих им режимов. Это уровень идейно-теоретического осмысления фактического материала. Нам представляется, что для достаточно хорошо изученного региона концептуальное решение проблем является не излишеством, а назревшей необходимостью, так как фактологический уровень отражения на всех картах одинаково объективен. Поэтому проблема показа воспроизводимой нагрузки сводится к уровню изученности объекта и целесообразности отражения информации на тектонической карте. Ограничиться структурной нагрузкой и размещением формаций, очевидно, нельзя, так как это будет схема, требующая доработки. Такую доработку обязан взять на себя автор, а не читатель или, тем более, потребитель. Авторская позиция должна быть отражена со всей ясностью, а вопрос о том, принимать ее, отвергать или относиться критически, легко может решить для себя каждый заинтересованный читатель.

Для докембрийской тектоники существуют трудности чисто терминологического характера, которые связаны с общим состоянием теоретической базы геологических наук. Перенесение терминов и понятий, разработанных для фанерозойской истории развития коры на докембрийскую с добавлением приставок, создает впечатление неограниченной применимости принципа актуализма. С другой стороны, отмечается специфика раннедокембрийской геологии, и мы продолжаем получать свидетельства необратимого развития и эволюции процессов и объектов на разных уровнях организации вещества. Представляется, что уровень изученности раннедокембрийских объектов позволяет начать работы по упорядочению тектонической терминологии и разработке теории докембрийского тектогенеза.

Ряд проблем докембрийской тектоники региона связан с недостаточным уровнем геохронологической изученности. Датировки реперных формаций могли бы существенно изменить наши представления об истории развития коры, так как определенно указали бы на соотношение хроностратиграфических и формационных уровней. Первоочередными в этом направлении представляются работы по датированию гранитоидного фундамента предположительно раннеархейского возраста. Имеющаяся сейчас изотопная информация уже позволяет утверждать, что изотопный возраст большинства так называемых серогнейсовых комплексов фундамента кольского докембрия не превышает 2900–3100 млн лет (Митрофанов и др., 1990). Аналогичные данные имеются по смежной территории Финляндии.

Давно назрел вопрос о надежном датировании супракрустальных толщ верхнего архея, которые по геологическим данным могут принадлежать к двум крупным стратиграфическим комплексам, разделенным региональным несогласием: беломорскому и более молодому лопийскому. Не исключена возможность выделения двух подкомплексов и в составе лопия, что также требует геохронологического обоснования.

Большое значение имеет внедрение формационного анализа в раннедокембрийскую тектонику. По-видимому, только через парагенетические ассоциации можно выйти на понимание режима формирования тектонического объекта и через него — на геодинамическую сущность процесса. Нам представляется, что в этой проблеме можно значительно преуспеть именно на раннедокембрийских объектах с их неравномерным и глубоким эрозионным сечением.

Дискуссионным следует считать вопрос генезиса двух выделенных формаций автономных анортозитов: габбро-анортозитовой и габбро-лабрадоритовой, характеризующих различные стадии эволюции континентальной коры. Первая является индикаторной формацией мобильных зон и представлена массивами Лапландского гранулитового пояса. Характеризуется устойчивой связью с гранулитовыми комплексами, значительными структурно-вещественными преобразованиями. Вторая формация связана с режимом предрифтогенного сводообразования. Представлена массивами Кейвской зоны. Ее отличительными особенностями являются связь с монцитонидами, сиенитами и субщелочными гранитами, более железистый и щелочной состав породных парагенезисов анортозитовой группы, меньшая в целом степень преобразования пород.

Вместе с тем имеются факты о близком времени проявления двух аналогичных глобальных габбро-анортозитовой и мангерит-анортозитовой формаций (Суханов, 1988) и соображения об одновозрастности конкретных формаций Кольского региона, связанные с реконструкциями тектонических режимов (Радченко, Радченко, 1984). В таком случае вопрос становления единой анортозитовой формации приобретает уникальное значение как показатель специфического тектонического режима, который больше не повторился в истории эволюции коры. Существующие различия в строении и составе анортозитовых комплексов могут свидетельствовать о специфических условиях проявления единой

формации в разных структурных зонах. Решению этого вопроса, равно как и вопроса генезиса анортозитов, уточнению их формационной принадлежности в значительной мере могут способствовать надежные датировки и детальные изотопно-геохимические исследования.

К проблемным вопросам, решение которых представляется близкой перспективой, надо отнести историю структурной эволюции региона. Это прежде всего вопросы поэтапной переработки в разных тектонических зонах с показом типа, масштабов и характера структурной переработки. Этот вопрос может быть решен при достижении определенного уровня региональной изученности. Элементом этой проблемы является перспектива показа на карте внутреннего строения архейских структурных зон. Это может быть преобладающий стиль строения, элементы строения, такие как преимущественное погружение шарниров складок, простирающие по зеркалу складчатости и т. д. Первоочередным при этом является вопрос о строгом выделении в Беломорском блоке структур, комплементарных карельским меридиональным сдвигам и сопряженным с ними надвигам. Эта проблема уже поставлена в разделе, и от ее решения зависит цельность разрабатываемой и отраженной на тектонической карте концепции о сквозных для рассматриваемой территории структурах, отражающих широкое проявление в карельское время латеральных структурообразующих процессов.

Дополнительная структурная информация представляется необходимой для решения вопроса о том, к каким структурам следует относить Кольско-Норвежскую зону: к архейским вторичным или к переработанным структурам. На предыдущих вариантах наших тектонических схем внутренний план зоны был связан с перестройкой архейских структур в карельское время. На предлагаемой сейчас тектонической карте, согласно структурной информации об отсутствии карельской переработки в юго-восточной части этой зоны и вывода о формировании отдельных северо-западных структур в архейское время (по литературным и частично нашим данным), Кольско-Норвежская зона показана как архейская вторичная структура. Представляется, что такое решение вопроса все же требует своего дальнейшего подтверждения.

Для тектонической карты нам не удалось разработать оптимального варианта индексации тектонических тел в соответствии с возрастом и тектоническим типом, очевидно, в связи с тем, что формационный тип показан в цвете, и мы сочли излишним дублировать его знаком, отчего символика стала скорее геологической, чем тектонической.

Многих недоработок можно было избежать и, возможно, решить некоторые из вышеизложенных проблем, если бы удалось объединить усилия полевых исследований на Кольском полуострове, например перспективой создания современной геологической карты масштаба 1 : 500 000.

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е. В. Геодинамика. М., 1979. 328 с.
- Балаганский В. В. Последовательность деформации в криногорской свителопия Северной Карелии // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты, 1987. С. 59-62.
- Балаганский В. В., Козлова Н. Е. Реконструкция кинематического плана в сдвиговых зонах кольского докембрия в свете находок колчановидных складок // Структурный анализ кристаллических комплексов и геологическое картирование. Киев, 1990. С. 41-43. (Тезисы докл. III Всесоюз. школы; Ч. 1).
- Балаганский В. В., Пожиленко В. И. Беломорский геотектонический район // Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита) / В. П. Петров, О. А. Беляев, Э. М. Волошина и др. Л., 1990. С. 56-69.
- Балаганский В. В., Богданова М. Н., Козлова Н. Е. Структурно-метаморфическая эволюция Северо-Западного Беломорья. Апатиты, 1986. 100 с.
- Бархатов Б. П. Принципы тектонического районирования Памира // Вестник ЛГУ. Серия геол., географ., вып. 3, № 18, 1961. С. 19-31.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л., 1963. 244 с.
- Бархатов Б. П. Тектонические карты. Л., 1979. 191 с.
- Батиева И. Д., Бельков И. В. Гранитоидные формации Кольского полуострова // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., 1968. С. 5-144.
- Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М., 1978.
- Белоусов В. В. Тектоносфера Земли: ее строение и развитие // Геодинамические исследования. М., 1989. С. 7-36.
- Бельков И. В., Батиева И. Д. Вулкано-плутонические комплексы первичной континентальной коры Балтийского щита // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979. С. 5-18.
- Бельков И. В., Елина Н. А. Редкоземельные элементы в древнейших гранитоидах Кольского полуострова // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979. С. 116-123.
- Бельков И. В., Загородный В. Г. Фундамент Кольской зоны карелид // Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1976. С. 18-19.
- Беляев О. А. Разрезы докарельских образований северо-запада Кольского полуострова (южное обрамление Печенгского синклиория) // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты, 1978. С. 17-25.
- Беляев О. А., Загородный В. Г. Структурно-стратиграфические черты Аннамо-Хихнаярвинской зоны // Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты, 1974. С. 16-27.
- Богданов Ю. В., Воинов А. С. К истории формирования метаморфической зональности в докембрийских комплексах восточной части Балтийского щита и ее связь с тектоникой и магматизмом // Метаморфические пояса СССР. Л., 1971. С. 24-34.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры // Бюл. МОИП. 1963, т. 38. Отд. геол., вып. 3. С. 3-92.
- Богданова М. Н. Колвицкая структурно-формационная зона Кольского полуострова (магматизм, метаморфизм, этапы развития в раннем докембрии): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1984. 17 с.

- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., 1968. 168 с.
- Борукаев Ч. Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск, 1985. 190 с.
- Ветрин В. Р. Гранитоиды Мурманского блока. Апатиты, 1984. 124 с.
- Виноградов А. Н., Виноградова Г. В. О геохимическом типе первично-коровых гранитов // Древнейшие гранитоиды СССР: Комплекс серых гнейсов. Л., 1981. С. 49–57.
- Володичев О. И. Метаморфизм фаций дистенновых гнейсов. Л., 1975. 170 с.
- Волощина Э. М., Петров В. П. Метаморфизм дайковых пород северного обрамления Печенгской структуры // Рои метаморфических даек как индикаторы эндогенного режима (Кольский полуостров). Апатиты, 1989. С. 53–67.
- Вревский А. Б. Архейский супракrustальный пояс Полмос–Порос: петрология и этапы развития: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. 1983. 23 с.
- Вочеламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова. Апатиты, 1991. С. 196.
- Галдобина Л. П., Михайлюк Е. М. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя Западного Прионежья // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966. С. 236–242.
- Геологическая карта-схема Кольского полуострова. Масштаб 1 : 1 000 000 / Под ред. Г. И. Горбунова. Л., 1980, 1 лист. Приложение № 1 // Минеральные месторождения Кольского полуострова. Л., 1981. 272 с.
- Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова / А. П. Белолипецкий, В. Г. Гаскельберг, Л. А. Гаскельберг и др. Л., 1980. 240 с.
- Геология Карелии / Под ред. В. А. Соколова. Л., 1987. 231 с.
- Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973. 216 с.
- Глебовицкий В. А., Московченко Н. И., Прияткина Л. А. Метаморфизм докембрия и тектоника плит // Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976. С. 22–30.
- Голубев А. И., Ахмедов А. М., Голдобина Л. П. Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. Л., 1984. 192 с.
- Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф., Инина К. А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, 1981. 143 с.
- Горяинов П. М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л., 1976. 147 с.
- Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / И. Д. Батиева, И. В. Бельков, В. Р. Ветрин и др. Л., 1978. 246 с.
- Грикуров Г. Э., Каменев Е. Н., Каменева Г. И., Равич М. Г. Основные этапы формирования структуры Антарктиды в раннем докембрии // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л., 1980. С. 168–176.
- Даркшевич О. Я., Лукьянова Н. В., Антонюк Е. С. Вопросы стратиграфии образований Колмозеро-Вороньинской структуры // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С. 46–55.
- Добржинская Л. Ф. Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии (Балтийский щит). М., 1978. 147 с.
- Добржинская Л. Ф. Деформация магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М., 1989. 288 с.
- Загородный В. Г. Геотектонические обстановки и эволюция вулканизма в среднем протерозое Кольского полуострова // Материалы палеовулканологических реконструкций, вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1975. С. 75–77.

- Загородный В. Г. О периодизации и тектонических режимах архея северо-восточной части Балтийского щита // Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1980. Кого филиала АН СССР, 1980.
- Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (состояние изученности и проблемы). Л., 1983. 96 с.
- Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1988. 111 с.
- Иванов А. А. О присутствии в Терском блоке Кольского полуострова двух архейских супракрустальных комплексов // Докл. АН СССР, 1986. Т. 287. № 4. С. 928–930.
- Ивлиев А. Н. Геология метаморфических комплексов Лапландского гранулитового пояса (Сальные тундры, Кольский полуостров); Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1977. 23 с.
- Казачков А. Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л., 1987. 235 с.
- Кольская сверхглубокая. М., 1984. 490 с.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М., 1983. 390 с.
- Коросов В. И. К генетической природе обломочных образований северного берега оз. Панаярви: (Северная Карелия) // Геология раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1979. С. 109–119.
- Косыгин Ю. А., Кулындышев В. А. Введение в тектоническую картографию. М., 1981. 271 с.
- Латышев Л. Н. Стратиграфия супракрустальных образований тундры Корва // Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1971. С. 61–65.
- Латышев Л. Н. Геологическое строение докарельских образований района оз. Вочеламбина–Кислая губа // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С. 20–27.
- Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / Под ред. И. В. Белькова. Л., 1985. 176 с.
- Международная тектоническая карта Европы масштаба 1 : 2 500 000. / Под ред. Н. С. Шатского. М., 1964.
- Мележик В. А. Седиментационные и осадочно-породные бассейны раннего протерозоя Балтийского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 1988. 46 с.
- Метаморфизм супракрустальных комплексов раннего докембрия / В. П. Петров, О. А. Беляев, З. М. Волошина и др. Л., 1986. 272 с.
- Миасиро А. А. Метаморфизм и метаморфогенные пояса. М., 1976. 535 с.
- Мирская Д. Д. Стратиграфия и корреляция образований Кейвской и Колмозеро-Вороньинской зон // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты, 1978. С. 4–17.
- Митрофанов Ф. П., Балашов Ю. А., Балаганский В. В., Загородный В. Г., Мемжик В. А. Геохронология раннего докембрия Кольского полуострова // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР, Уфа, 1990. С. 25–27. (Тезисы докл. II Всесоюз. совещ.).
- Новые данные по геохронологии и геохимии изотопов докембрия Кольского полуострова. Ч. I / Под ред. Ф. П. Митрофанова и Ю. А. Балашова. Препринт, Апатиты, 1990. 35 с.
- Петров В. П. Геологические и петрологические аспекты проблемы периодизации и природы метаморфизма кольских карелид // Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1980. С. 78–90.
- Петров В. П., Глазунков А. Н. Этапность и термодинамический режим метаморфизма Кейвского блока (Кольский полуостров) // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты, 1987. С. 50–59.
- Пожиленко В. И. Структурные элементы и формы в супракрустальных породах Нотозерского района и последовательность их образования // Тектоника

- и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1978, С. 37–44.
- Пожиленко В. И. Строение и данные к формационной характеристике Риколатвинской зоны Беломорья // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты, 1984а. С. 56–63.
- Пожиленко В. И. Структурное районирование и история формирования складчато-метаморфических комплексов Нотозерского района // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1984б. С. 30–39.
- Пожиленко В. И. Основные элементы строения и эволюции структурных зон Нотозерского района (северо-восточная часть Балтийского щита) // Строение и метаморфическая эволюция структурных зон Балтийского щита. Апатиты, 1987, С. 34–42.
- Позднearsхейские структурно-формационные зоны Кольского полуострова (к созданию геодинамической карты Кольского полигона) / М. С. Марков, К. Х. Авакян, В. В. Баржицкий и др. Апатиты, 1987. 44 с.
- Поршняков Г. С. О методике составления детальных тектонических карт (на примере палеозоя юга Киргизии) // Вестн. ЛГУ. 1965, № 6. Сер. геол. и географ. Вып. 1. С. 10–19.
- Пржиялговский Е. С., Басанин А. К. О механизме формирования структур вращения в зонах сдвига // Геология и разведка. 1989, № 6. С. 12–20.
- Пушкарёв Ю. Д. Изотопно-геохимическая модель общей металлогении. Препринт, Апатиты, 1985. 42 с.
- Пушкарёв Ю. Д. Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л., 1990. 225 с.
- Пушкарёв Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. Л., 1978. 136 с.
- Пушаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пунг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы масштаба 1:1 250 000 // Геология и полезные ископаемые Кубы. М., 1967. С. 7–31.
- Радченко А. Т. Тектоника восточной части Имандра-Варзугской грабен-синклинали: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1972. С. 20.
- 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 А. Т., Виноградов А. Н., Загородный В. Г., Каменская А. Л. и др. Проект легенды тектонической карты северо-восточной части Балтийского щита с палеодинамическими реконструкциями масштаба 1:500 000. Препринт, Апатиты, 1988. 27 с.
- Ранняя история Земли / Под ред. Т. Уиндли. М., 1980. 620 с.
- Робонен В. И., Коросов В. И., Елисеев М. А. Обазальных образованиях карельского комплекса (нижнего протерозоя) // Геология раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1979. С. 120–148.
- Сергеев С. А., Лобач-Жученко С. Б., Левченков О. А., Яковлева С. З. Уран-свинцовое датирование по циркону серогнейсового комплекса // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. М., 1985, С. 139.
- Спижарский Т. Н. Тектоническая карта СССР масштаба 1:2 500 000 // Деформация пород и тектоника: МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4, М., 1964, С. 154–164.
- Спижарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР: Составление карт и основные вопросы тектоники. Л., 1973. 240 с.
- Спижарский Т. Н. Тектоническая картография на современном этапе // Принципы и методы тектонического анализа. Л., 1982, С. 15–25. (Труды, Нов. сер.; Т. 304).
- Суханов М. К. Сравнительный анализ формаций автономных апортозитов // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1988, № 7, С. 3–18.

- Тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 5 000 000 / Под ред. А. Л. Яншина, М., 1966.
- Тектоническая карта северо-восточной части Балтийского щита / Под ред. Ф. П. Митрофанова, М., 1991.
- Тугаринов А. И., Бибикова Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М., 1980. 132 с.
- Фашии регионального метаморфизма Кольского полуострова / О. А. Беляев, В. Г. Загородный, В. П. Петров и др. Л., 1977. 88 с.
- Фашии метаморфизма восточной части Балтийского щита / О. А. Беляев, С. А. Бушмин, О. И. Володичев и др. Л., 1990. 143 с.
- Ханин В. Е. Общая геотектоника. М., 1973. 512 с.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966. 360 с.
- Хейсканен К. И., Голубев А. И., Бондарь Л. Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Л., 1977. 212 с. (Труды ИГ Карельск. фил. АН СССР; Вып. 36).
- Шатский Н. С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. М., 1965. 348 с.
- Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита / Под ред. И. В. Белькова. Л., 1987. 109 с.
- Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия / В. П. Петров, О. А. Беляев, З. М. Волошина и др. Л., 1990. 182 с.
- Эндогенные режимы и эволюция магматизма в докембрии / Под ред. И. Л. Батиевой. Л., 1991. 220 с.
- Berthelsen A., Marker M. 1.9–1.8 Ga old strike-slip megashear in the Baltic Shield. and their plate tectonic implications // The European Geotraverse. Pt 2 // Tectonophysics. 1986. V. 128. P. 163–181.
- Cobbold P. R., Quinquis H. Development of sheath folds in shear regimes // J. Struct. Geol. 1980. V. 2, № 2. P. 119–126.
- Hörmann P. K., Raith M., Raase P., Ackerwand D., Seifert F. The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivalojoiki–Inarijärvi area // Geol. Surv. Finl. Bull. 1980. V. 308. 98 p.
- Krill A. G. Svecofennian thrusting with thermal inversion in the Karasjok-Levajok area of the northern Baltic Shield // Bull. 1985. V. 43. P. 89–102.
- Kröner A., Compston W. Archaean tonalitic gneiss of Finnish Lapland revised: zircon ion microprobe ages // Contrib. Miner. Petrol. 1990. V.104, №3. P. 348–352.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts // J. Petrol. 1961. V. 2, № 3. P. 277–311.
- Nicolas A., Poirier J. P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. London, Wiley, 1976. 444 p.
- Raavola J. A communication on the U-Pb and K-Ar age relations of the Archean basement in the Lapinlahti–Varpaisjärvi area, Central Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1986. V. 339. P. 7–15.
- Ramsay J., Huber M. The techniques of modern structural geology. V. 1: Strain analysis. London, 1983. 308 p.
- Ramsay J., Huber M. The techniques of modern structural geology. V. 2: Folds and fractures. London, 1987. P. 309–700.
- Robinson D. Transition from diagenesis to metamorphism in extensional and collision settings // Geology. 1987. V. 15, № 9. P. 866–869.
- Silvennoinen A. On the stratigraphic and structural geology of the Rukatunturi area, northeastern Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1972. V. 204. 58 p.
- Thompson A. B., England Ph. C. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. II: Their influence and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25, № 4. P. 925–955.
- Ward P., Härkönen J., Nurmi P. A., Pankka H. S. Structural studies in the Lapland greenstone belt, northern Finland and their application to gold mineralization // Geol. Surv. Finl. 1989. V. 10. P. 71–77.
- Wickman S. M., Oxburg E. R. Continental rifts – a setting for regional metamorphism // Nature. 1985. V. 318, № 6044. P. 330–333.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (А. Т. Радченко)	3
Глава 1. Принципы и элементы тектонического районирования (А. Т. Радченко)	5
Глава 2. Реперные формации тектонических режимов (А. Т. Радченко)	11
Осадочно-вулканогенные формации и формационные ряды	11
Архейские формации и формационные ряды (В. И. Пожиленко)	11
Раннепротерозойские формации и формационные ряды (А. Т. Радченко)	19
Магматические формации (А. Н. Виноградов)	22
Метаморфические фации и фациальные серии (А. П. Петров)	31
Глава 3. Региональные тектонические режимы	34
Типовой ряд архейских режимов (В. И. Пожиленко, А. Т. Радченко)	34
Раннепротерозойские режимы (А. Т. Радченко)	42
Режимы конкретных прогибов	42
Региональные режимы	45
Миграция тектонических режимов	46
Эволюция тектонических режимов (А. Т. Радченко, М. К. Радченко)	47
Глава 4. Эволюционный ряд типовых структур (А. Т. Радченко)	50
Первичные, вторичные и переработанные структуры (А. Т. Радченко, В. В. Балаганский)	50
Архейский тип структур (В. И. Пожиленко)	54
Вторичные и переработанные структуры (В. И. Пожиленко)	56
Вторичные структуры в мелких структурных формах (В. В. Балаганский)	62
Переработанные структуры в мелких структурных формах (В. В. Балаганский)	65
Метаморфическая зональность (В. П. Петров)	69
Геодинамические процессы (А. Т. Радченко)	72
Протерозойский тип структур (А. Т. Радченко)	73
Первичные структуры	74
Вторичные структуры и латеральная структурная зональность	75
Вторичные структуры в мелких структурных формах (В. В. Балаганский)	84
Метаморфическая зональность (В. П. Петров)	87
Геодинамические процессы (А. Т. Радченко)	91
Кинематический план движений в некоторых структурных зонах кольского докембрия (В. В. Балаганский)	93
Тектоническая зональность и геофизические поля (Г. Б. Голионко, М. К. Радченко)	98
Глава 5. Тектоническая карта (А. Т. Радченко)	99
Проблемы и перспективы (А. Т. Радченко, В. В. Балаганский, В. И. Пожиленко, М. К. Радченко)	102
Литература	106

•

Научное издание

**ДОКЕМБРИЙСКАЯ ТЕКТОНИКА
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
БАЛТИЙСКОГО ЩИТА**

Утверждено к печати

*Геологическим институтом Кольского научного центра
Российской академии наук*

Художник И. П. Кремлев

Технический редактор В. В. Шиханова

Корректоры Л. Я. Комм и Г. А. Самаковская

ИБ № 44959

Подписано к печати 16.06.92. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл.печ.л. 7.00. + 0.5 п.л. вкл. Усл.кр.-от. 7.75. Уч.-изд.л. 9.13. Тираж 650. Тип.зак. № 1969. С 144.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство „Наука”.
С.-Петербургское отделение.
199034, С.-Петербург, В-34, Менделеевская лин., 1.

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография
издательства „Наука”.
199034, С.-Петербург, В-34, 9 лин., 12.