М. А. ГИЛЯРОВА

СТРАТИГРАФИЯ СТРУКТУРЫ И МАГМАТИЗМ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

НЕДРА

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ТЕМАТИЧЕСКАЯ КОМПЛЕКСНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

551.71:551.24

М. А. ГИЛЯРОВА

СТРАТИГРАФИЯ, СТРУКТУРЫ И МАГМАТИЗМ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

12572

Издательство «НЕДРА»
Ленинградское отделение
Ленинград · 1974

Институт геологических наук

УДК 551.71/.72(470.21/.22)

Гилярова М. А. Стратиграфия, структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Недра», 1974. 223 с. (М-во геологии РСФСР. Сев.-Зап. территор. геол. упр.).

В книге обобщены известные к настоящему времени фактические материалы по всему региону. Дана сравнительная характеристика сводных стратиграфических разрезов докарелия и карелия по разным структурным зонам и в результате сделан вывод о том, что тождественные по стратиграфическому и структурному положению и разрезу карельские, беломорские и кольские гнейсовые и сланцевые толщи одновозрастны с существенно вулканогенными толщами докарелия, которые в 1947 г. автор отнесла к геосинклинальным впервые.

Приведена классификация докарельских и карельских типов структур, подчеркнута ведущая роль глубинных «структурообразующих» разломов разного времени и глубины заложения.

В специальной главе рассмотрена геология магматических комплексов различного возраста, состава и генезиса. Разобраны также основные спорные проблемы «сегодняшнего дня» по геологии докембрия региона. В итоге сокращено число перерывов, несогласий, структурных ярусов и тектоно-магматических циклов в геологической истории региона, которая представляется автору значительно более простой, чем считалось до сих пор. Своеобразие и неповторимость многих процессов в докембрии заставляют ограничивать применение принципа актуализма при расшифровке некоторых моментов геологической истории.

Книга предназначена для геологов, занимающихся щитами и древними платформами вообще и Балтийским щитом в частности.

Таблиц 7, иллюстраций 51, список литературы — 294 назв.

Г $\frac{20801-417}{043(01)-74}$

© Северо-Западное территориальное геологическое управление (СЗТГУ), 1974

Настоящая работа является второй частью ранее предполагавшейся единой книги, первая часть которой содержит фактический материал по трем важнейшим зонам региона [68]. Вторая часть представляет собой сводку по стратиграфии, тектонике, частично магматизму и истории геологического развития всего региона восточной части Балтийского щита. Факт невозможности издания обеих частей одновременно привел к досадным недоразумениям. Так, обе книги получили приблизительно одинаковое название, а заключение к первой из них [66], по существу, относится к обеим.

Первые работы автора по Карелии посвящены петрографии и вулканизму [41, 46, 47, 48]. Однако некоторые их результаты не укладывались в рамки действовавших в то время стратиграфических и тектонических представлений. Для успешного понимания магматизма и метаморфизма Карелии, казалось, надо было разобраться сначала в попутно полученных автором стратиграфических фактах. Поэтому пришлось переключиться на пересмотр общих стратиграфических и связанных с ними тектонических схем. В результате в 1945—1949 гг. создана принципиально новая стратиграфическая схема автора, согласно которой был впервые выделен и охарактеризован новый структурный этаж, сложенный мощными геосинклинальными толщами, под названием «докарелий»; к карелию автор отнес собственно ятулийские отложения и впервые определил их как субплатформенные образования, согласно анализу их мощностей, фаций и характеру структур. Новые представления автора нашли выражение в составленных геологических картах, на которых впервые для Карельско-Кольского региона отражены хорошо читаемые структуры: сложноскладчатые для докарелия, простые для карелия и угловое несогласие между пересеченным гранитами докарелием и не тронутым гранитами карелием [42—47]. Эти представления автора, проверенные временем, твердо вошли в стратиграфические представления и схемы исследователей.

Первыми приняли представления автора А. А. Полканов [162], Н. Г. Судовиков и сотрудники Карело-Финского филиала АН СССР К. О. Кратц [111, 112, 118], В. А. Соколов [209—218] и другие. Однако оригинальные названия крупных стратиграфических единиц автора последними впоследствии переименованы и повышены в возрасте (докарелий — вместо верхнего архея нижний протерозой; карелий — вместо нижнего протерозоя средний протерозой).

В настоящее время автор полностью разделяет свои ранние представления. Если в 1945—1949 гг. он по традиции считал, что между докарельским структурным этажом (верхний архей) и беломорским (нижний архей) имеет место эпоха диастрофизма, хотя и указывал, что «базальные отложения докарелия не найдены» [42, 43, 44] и «не могут быть найдены» [52], то теперь автор считает докарельские и беломор-

ско-кольские отложения представляющими собой лишь разные типы одновозрастных разрезов: эвгеосинклинального — вулканогенного, миогеосинклинального — вулканогенно-терригенного (глиноземистого) и геоантиклинального — терригенного (граувакки, аркозы).

За прошедшее двадцатилетие автор собрал много нового материала по структурам докарелия и карелия восточной части Балтийского щита. Представить систематическое описание всех структур, исследованных автором, в настоящей работе невозможно из-за ограниченного ее объема. Поэтому исключены к настоящему времени описанные в литературе и хорошо знакомые структуры, на основании которых автор впервые создавал свою схему, и материалы (или непосредственно самого автора, или партий, им консультируемых), опубликованные и давно вошедшие в сводные работы и сводные государственные карты по таким хорошо исследованным структурам, как Онежская (с окаймляющими ее краевыми Кумсинской и Койкарской зонами), Туломозерская, Сегозерская и др. Однако в сводных главах автор оперирует материалами и по этим структурам и просит считать уже напечатанные работы по районам Надвоицы [53, 57, 60, 61], Печенге [59], Куолаярви [62], Кукасозеру [63], Приладожью, Имандре — Варзуге, Восточно-Карельской зоне [68] и прочим районам органическими частями (отдельными главами) данной работы.

До настоящего времени для Карело-Кольского региона почти не было описаний геологии по структурным зонам в их естественных границах с приложением карт, охватывающих эти структуры целиком, как это делается в опубликованных работах автора. Имеющиеся работы охватывали или отдельные части крупных структур, или посвящались частным вопросам геологии и ее разделов, или представляли собой общие теоретические сводки без подробного описания фактического материала.

Всего в докембрии восточной части Балтийского щита насчитывается (по автору) шесть разновозрастных осадочно-вулканогенных комплексов, разделенных эпохами диастрофизма (три нижних) или угловыми несогласиями [58]: 1) чарнокито-гранулито-гнейсогранитовый комплекс фундамента, нижний архей; 2) беломорско-кольско-докарельский, верхний архей; 3) карельский (ятулийский), нижний протерозой; 4) хогландский (суисарский), средний протерозой; 5) иотнийский, средний протерозой; 6) рифейский, верхний протерозой. Из них детально описаны лишь собственно докарелий, карелий и хогландий. Беломорско-кольские толщи рассматриваются лишь постольку, поскольку они одновозрастны (по автору) с собственно докарельскими. Таким образом, наименование «докарелий» приобретает двоякое значение: как обозначение для обширной стратиграфической единицы, слагающей обособленный структурный этаж позднеархейского возраста, включая беломорские и кольские гнейсы, и как один из типов разреза (вулканогенного), входящего в состав этой стратиграфической единицы.

В настоящей работе автор предлагает:

1) свою стратиграфическую схему, проверенную многими годами последующих работ и почти не требующую изменений с тех пор, за исключением некоторой детализации и существенной перемены возраста и границ беломорид; автор считает идентичными беломорские и кольские гнейсы, гнейсовые толщи Карелии (см. его рецензии к государственным картам Карелии и Кольского полуострова с 1955 г. и статьи 1960 г.) и рассматривает их как терригенный тип разреза в рамках верхнего архея, так же как и докарелий;

2) свои представления о структурах докарелия и карелия, которые в общих чертах были правильно охарактеризованы еще 20 лет назад, но только теперь появилась возможность более дробной их характеристики и классификации;

3) свои представления о роли «структурообразующих» разломов в формировании структур докарелия и карелия;

4) тектоническую схему восточной части Балтийского щита, совершенно новую и отличную от имеющихся ранее;

5) свои представления о геологической истории докембрия региона, более простой, чем казалось ранее в изложении других авторов.

Помимо этого автор дает очень краткие и общие главы по магматизму и метаморфизму докарельских и карельских комплексов для того лишь, чтобы наиболее полно охарактеризовать историю региона и чтобы магматические и метаморфические комплексы нашли место в общих стратиграфических представлениях автора. Настоящая работа была закончена зимой 1967—1968 гг. Поэтому работы, вышедшие позже, почти не могли быть использованы.

Автор пользуется случаем выразить свою глубокую и искреннюю благодарность проф. В. М. Синицыну, В. Н. Огневу, Н. Г. Судовикову; смерть Н. Г. Судовикова лишила автора возможности обсудить с ним те важнейшие вопросы геологии региона, которые являются новыми и впервые изложены в настоящей работе. Дружеская критика Н. Г. Судовикова, с которым автор прошел свои первые шаги по Карельской земле и получил первые наставления в прошлом, всегда плодотворно отражалась на его работах и несомненно помогла бы ему и теперь. Автор также считает своим приятным долгом поблагодарить сотрудников кафедры общей геологии — проф. Б. П. Бархатова, Г. С. Поршнякова и других преподавателей и сотрудников за обсуждение некоторых вопросов геологии региона и полезные советы, полученные от них.

Наконец, автор не может не упомянуть с признательностью о благожелательной реакции заслуженного деятеля науки проф. Е. В. Павловского, который, не зная автора лично, прочитав его вводную и заключительную главы, прислал слова ободрения и согласия на тяжелый труд по рецензированию настоящей работы. Дальнейшие замечания и советы Е. В. Павловского, чл.-кор. АН СССР К. О. Кратца и д-ра геол.-минер. наук Л. И. Боровикова, принимавших участие в рецензировании и оппонировании, очень помогли автору при дальнейшей работе над рукописью.

К ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОЛОГИИ КАРЕЛИИ И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Восточная часть Балтийского щита (как и вообще весь этот щит) к настоящему времени очень хорошо исследована по сравнению с другими областями развития докембрия. История геологического исследования относительно полно освещена в ряде сводных работ (Геология СССР; К. О. Кратц, 1963 г.; Л. Я. Харитонов, 1966 г.; Г. О. Кульбах и С. Б. Лобач-Жученко, 1963 г.; В. З. Негруца, 1966 г. и др.). Поэтому здесь обрисованы лишь основные вехи в эволюции представлений по стратиграфии и тектонике региона, без претензий на полное изложение взглядов всех авторов в хронологическом порядке. Более подробно роль различных исследований освещена при описании отдельных структур ранее.

Различные периоды в изучении геологии края совпадают с этапами общественно-политического развития. Не останавливаясь на первом периоде исследований края, ознаменовавшемся появлением ряда работ чисто прикладного характера в связи с развивающейся горной промышленностью и работ по отдельным разрозненным вопросам геологии XVIII и XIX вв., рассмотрим второй период — со второй половины XIX в. до Великой Октябрьской социалистической революции. В этот период появились первые работы с попыткой стратиграфического расчленения кристаллических образований Карелии Г. П. Гельмерсена [37] и П. А. Пузыревского (1866 г.). Породы Карелии отнесены к докембрию и расчленены на две формации: гнейсово-лаврентьевскую и сланцево-кварцито-карбонатно-онежскую. Ими составлена первая карта Олонецкой губернии.

Большое значение имели работы А. А. Иностранцева (1871—1877), в которых делается попытка расчленить геологические образования Карелии на три группы, по образцу имевшихся к тому времени схем для Канадского щита: 1) «первобытный» гнейс лаврентьевской системы; 2) гуронские сланцы; 3) палеозойские осадочные породы, переслаивающиеся с диоритами. Не останавливаясь на тщательном обосновании своей схемы и не иллюстрируя ее геологическими картами, А. А. Иностранцев дает подробное описание своих маршрутных исследований — главным образом петрографическое описание пород, предпринятое в России впервые с применением поляризационного микроскопа. Именно в этом заключается основная ценность его работ. Впоследствии вулканогенные породы онежской диабазовой формации подробно описаны Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [122].

С 1899 г. усилиями финских геологов создавались и совершенствовались первые стратиграфические схемы Карелии, которые до сих пор не утратили своего значения. Особенно большую роль в понимании геологии Балтийского щита сыграли работы И. И. Седергольма [285, 286, 287], который разработал первую стратиграфическую схему для Финляндии и, в частности, для Юго-Западной Карелии. К древнейшим

образованиям он относил свионийскую и ботнийскую формации (нижний архей), калевийскую формацию (верхний архей, к которому он причислял и ладожскую сланцевую формацию) и более молодую ятулийскую кварцит-карбонат-сланцевую формацию (нижний протерозой).

По В. Рамсею [283, 284], все породы Карелии относятся к докембрию по аналогии с Финляндией, соответственно схеме И. Седергольма: гранито-гнейсы — к катархею (свионию), слюдяные сланцы, гнейсы и граниты — к архею (ботнию), филлитовидные сланцы — к калевию. Лежащие на них несогласно конгломераты, кварциты, доломиты и глинистые сланцы с силлами диабазов В. Рамсей выделил по аналогии с Финляндией в ятулийскую формацию нижнего протерозоя, верхи которой (доломиты, глинистые сланцы и перекрывающие их вулканогены) отнес к онежскому отделу. Залегающие на последних песчаники Петрозаводска и Шокши он отнес к иотнию — верхнему протерозою. С тех пор представления А. А. Иностранцева о существовании палеозоя и С. А. Яковлева о девонском возрасте песчаников Петрозаводска и вообще западного берега Онежского озера были окончательно оставлены. Однако прямые доказательства их докембрийского возраста получены лишь в 1950 г., когда к югу от р. Свири глубоким бурением установлено, что под палеонтологически охарактеризованными девонскими песчаниками, синими кембрийскими глинами и нижним терригенным валдайским комплексом, несогласно их подстилая, залегают иотнийские кварцито-песчаники.

Представления В. Рамсея и аналогичные представления Б. Фростеруса [274] по Финляндии в районе оз. Пиелисъярви критиковал П. Эскола [267—273]. Последний не признавал несогласия между калевием и ятулием и считал, что ятулийские, калевийские и ладожские образования представляют собой одновозрастную группу отложений, выделенную им под названием «карельской формации», состав, степень метаморфизма и степень дислоцированности которых меняются в зависимости от их положения относительно «оси орогена». В результате дискуссии с П. Эскола В. Рамсей отказался от своих представлений, и они были забыты. П. Эскола выделяет из состава ятулия конгломераты и аркозы (под названием «сариолия»), считая, что они разделены перерывом и корой выветривания. Он впервые установил в советской Карелии принадлежность зеленокаменных эффузивов и силлов к группе спиллитов, дал их превосходную петрографическую и химическую характеристику, классифицировал, установил среди них метаморфическую зональность и оставил, таким образом, глубокий след в изучении докембрия Карелии, намного вперед осветив пути его исследования. В Северной Карелии работами В. Хакмана и В. Вилькмана [277] установлены древнейшие гнейсы, калевийские сланцы и ятулийские кварцито-песчаники.

Третий период геологического исследования региона начинается после Великой Октябрьской социалистической революции и длится до Великой Отечественной войны. Этот период характеризуется началом планомерных систематических исследований Карелии и Кольского полуострова, с геологическим картированием широких площадей, под общим руководством В. М. Тимофеева, А. А. Полканова, П. А. Борисова, Н. Г. Судовикова. Ведущая роль в этих исследованиях принадлежала Северо-Западному геологическому управлению: на Кольском полуострове производили работы П. В. Соколов, К. К. Судиславлев, К. М. Кошиц, Е. Н. Егорова и другие; в Карелии — Ю. Неуструев, Л. Я. Харитонов, Г. Н. Бунтин, Ю. С. Желубовский, Л. А. Косой, Н. А. Волотовская, В. Н. Нумерова, В. И. Шмыгалев и другие.

Стратиграфические взгляды этого периода развивались в направлениях, предначертанных П. Эскола и И. Седерхольмом. Согласно схеме последнего выделяли древнейшие отложения беломорских и коль-

ских гнейсов и мигматитов по ним свиония — позднеархейского возраста, пересеченных постсвионийским магматическим комплексом (граниты I группы). Осадочных вулканогенных образований, соответствующих ботнию и калевию, не находили, но выделяли соответствующий ботнийскому возрасту магматический цикл (граниты II группы), устанавливаемый по пересечению одних магматических комплексов другими. Между отложениями беломорско-кольских гнейсов и карельской формации (в понимании П. Эскола) выделяли крупнейшую эпоху диастрофизма. Карельские образования считались интенсивноскладчатыми образованиями, пересеченными посткарельскими гранитами (Н. В. Альбов, Н. Г. Судовиков, В. М. Тимофеев, Л. Я. Харитонов и другие). Различный метаморфизм объяснялся положением относительно оси орогенных поясов, глубиной эрозионного среза в «глубинных зонах карелид» (Ю. С. Неустурев, 1938, 1939 гг.) и положением относительно массивов посткарельских гранитов (Н. Г. Судовиков). Не имея в распоряжении достаточного количества фактов, геологи не могли в то время расчленить «карельскую формацию» на разновозрастные структурные этажи.

Наиболее важными в этом периоде были работы В. М. Тимофеева, Н. Г. Судовикова, Ю. С. Неуструева и Н. А. Елисеева в Карелии, работы А. А. Полканова, П. В. Соколова, К. К. Судиславлева, К. М. Кошица, Е. Н. Егоровой на Кольском полуострове. Огромный материал, полученный в результате геологического картирования этого периода, был обобщен в сводных работах В. М. Тимофеева [230] и Н. Г. Судовикова [225] по Карелии и А. А. Полканова (1935 г.) и Б. М. Куплетского (1939 г.) для Кольского полуострова. Под руководством В. М. Тимофеева составлена первая геологическая карта Карелии.

В. М. Тимофеев и Н. Г. Судовиков расчленили карельскую формацию на кварцито-диабазовый (сегозерско-надвоицкий) комплекс, подстилающийся конгломератами, доломито-сланцевый (онежский) комплекс и суйсарский вулканический комплекс (см. табл. 1). Сланцевые толщи докарелия, вслед за П. Эскола, они рассматривали как несколько более метаморфизованные аналоги тех же толщ карелия и, согласно имеющемуся тогда недостаточному фактическому материалу, может быть, это было наиболее правильным решением. По другому пути пошел Л. Я. Харитонов [243, 244], который считал, что из карельской формации следует выделить бергаульскую толщу сланцев и разделить первую на 2 системы — сегозерскую и онежскую, каждая из которых характеризуется своим циклом седиментации, складчатости и пересекающими их гранитами. К бергаульской толще он относил только филлитовидные сланцы в районе Бергаула (юго-западное побережье оз. Сегозера), выходящие на площади 1 км^2 (согласно его карте), и с вопросом относил их к калевию, тогда как согласные с ними зеленые и амфиболовые сланцы продолжал считать карельскими. Тем не менее выделение бергаульских сланцев было несомненным шагом вперед. Разделение карельской формации на сегозерскую и онежскую, в его понимании, было ошибочным, так как, принимая кварцевые и полимиктовые конгломераты одного уровня за разновозрастные (соответственно базальные для его сегозерской и онежской систем), один и тот же разрез вышележащего собственно карелия в районе Тунгуды и р. Кумсы он сдваивал. В докарельских же сланцах (включая филлитовидную толщу повсюду, кроме Бергаула) он продолжал видеть метаморфизованные милонитизированные вдоль надвигов породы обеих его систем.

Так как эти же ошибки вслед за Л. Я. Харитоновым повторялись в работах большинства геологов и послевоенного периода, приводя зачастую к абсурдным выводам по стратиграфии и тектонике, понадобились специальные исследования и дискуссионные статьи, методически раскрывающие подобные заблуждения [42—45, 118]. Позже Л. Я. Харитонов [245—247] вкладывал в старые понятия сегозерской и онеж-

ской систем новое содержание (в смысле докарелия и карелия М. А. Гиляровой), относя сегозерскую к «нижнему отделу» протерозоя и онежскую к «верхнему отделу» протерозоя, но затем вернулся к своим первоначальным идеям [248—251].

А. А. Полканов, проводивший полевые работы на Кольском полуострове с 1911 по 1927 гг., впервые систематизировал и обобщил результаты работ [161]. До 1930 г. Кольский полуостров был изучен неравномерно, с малыми детально исследованными районами железорудных и медно-никелевых месторождений, уникальных массивов щелочных пород (Хибины, Ловозеро и другие в связи с месторождениями связанных с ними апатитов), ультраосновных и щелочных массивов с титаномагнетитовым оруденением (Гремяха—Вырмес) и огромными неисследованными или слабо исследованными территориями. С 1930 г. развернул систематические геологоразведочные работы организованный к этому времени Ленинградский геологоразведочный трест (теперь СЗТГУ). В результате были составлены геологические карты, открыты новые железорудные районы и месторождения слюды и высокоглиноземистого сырья на Кейвах (см. обзор геологических исследований в Геологии СССР, т. 27).

Согласно сводкам А. А. Полканова, на Кольском полуострове выделялись: 1) нижняя архейская группа гнейсов докембрия, которая параллелизовалась им со свионием Финляндии, дислоцированная в саамскую эпоху диастрофизма; 2) верхнеархейские слюдяные сланцы и сланцеватые амфиболиты с подчиненными им железными рудами (отвечающие ботнию Финляндии), дислоцированные в свекофенскую эпоху диастрофизма; 3) протерозойские карельские осадочно-вулканогенные комплексы Печенги и Имандра — Варзуги, дислоцированные в третью карельскую эпоху диастрофизма; формацию Кейв он относил к карельским образованиям, считая ее геосинклинальной; 4) палеозойские формации, представленные силурийским комплексом п-ова Рыбачий и о-ва Кильдин, дислоцированным в каледонскую эпоху диастрофизма, и девонского возраста песчаники терского берега.

Последней наиболее полной для этого периода является сводка по стратиграфии Кольского полуострова Б. М. Куплетского (1939 г.), который в противоположность А. А. Полканову не разделял карельскую формацию на 2 отдела, считая, что свита Имандра-Варзуга пересекается микроклиновыми гранитами.

Послевоенное двадцатилетие характеризуется бурным развитием геологосъемочных работ, проводимых Северо-Западным геологическим управлением, в результате которых к настоящему времени вся площадь региона покрыта съемкой. Составлены фундаментальные обобщающие работы (см. тома Геологии СССР), сводные геологические (стратиграфо-геологические) и специальные геологические карты (В. А. Перевозчикова). В ряд ведущих учреждений включаются организованные Карельский и Кольский филиалы Академии наук, Лаборатория докембрия. Большое значение на развитие геологической мысли имели работы сотрудников Ленинградского государственного университета (Н. Г. Судовиков, группа Л. Я. Харитонова и другие).

Очень большое влияние в ходе исследования Карелии имели работы Н. Г. Судовикова [223—227], которому впервые удалось выделить и закартировать метаморфические фации в Центральной, Юго-Западной и Северо-Восточной Карелии. Беломорский комплекс гнейсов он отнес к древнейшим свионийским образованиям и высказал мнение о двух эпохах диастрофизма, которые они претерпели: ранне- и позднеархейской с соответственно двумя интрузивными комплексами основных и кислых пород. Ладожскую формацию он, как и автор этой работы, считал позднеархейской и установил 3 метаморфические зоны с последовательным усилением степени метаморфизма к юго-западу.

Он горячо отстаивал метасоматический и реоморфический генезис гранитоидов Карелии в связи с процессами региональной мигматизации и гранитизации.

Впоследствии взгляды Н. Г. Судовикова по Беломорью неоднократно пересматривались и оспаривались. Так, например, многие геологи [261] склоняются к представлению о том, что гнейсы беломорской формации испытали лишь однократный диастрофизм, но с ранними и поздними фазами архейской складчатости. С первыми связаны интрузии различного состава от основных до кислых, со вторыми — возникновение микроклиновых гранитов и связанных с ними процессов мигматизации и гранитизации. Острые дискуссии развернулись по вопросам стратиграфии и структуры беломорского комплекса. Согласно А. А. Полканову (1939 г.) и Е. П. Чуйкиной (1954 г.), беломорский комплекс рассматривается как юго-западное крыло крупного синклинория, ось которого проходит вдоль Кандалакшского залива. Согласно Д. М. Мишареву, В. С. Смирновой [267], Р. И. Солодкой (1953, 1955 гг.), К. А. Шуркину [261—262], это — сложный антиклинорий с осью, проходящей вдоль Кандалакшского залива и погружающейся к северо-западу. Юго-западное крыло синклинория усложнено синклиналями и антиклиналями I порядка.

В 1945—1949 гг. предложена стратиграфическая схема М. А. Гиляровой (см. табл. 1), принципиально отличная от схем, действовавших до этого. Ею был выделен новый структурный этаж, названный докарелием, определены его верхняя и нижняя границы, объем, последовательность входящих в него толщ и географическое распространение на площади всей Карелии. Она впервые доказала, что к докарелию относятся мощные геосинклинальные толщи со сложными структурами и изоклинальной складчатостью, пересеченные гранитоидами, тогда как карельские (ятулийские) образования отличаются меньшими мощностями и платформенными фациями, слагают простые, чаще всего пологие, синклинальные складки, не пересекаются гранитоидами и представляют собой типичные субплатформенные (т. е. без геосинклинальной подготовки) образования. По ее мнению, в основании карелия лежат базальные сланцы и глыбовые конгломераты in situ (кора химического выветривания), валунно-галечные полимиктовые и мономиктовые, в том числе гранитные конгломераты (образовавшиеся в результате физического выветривания после пенепленизации, состав которых определяется непосредственно подстилающими породами) и кварцевые конгломераты, взаимно замещающие друг друга по простиранию и разрезу и отвечающие одному стратиграфическому уровню, одному перерыву, хотя и не являющиеся синхронными (рис. 1, 2). Базальные образования докарелия, нигде достоверно не найденные, по ее мнению и не могли быть найдены, так как в момент складчатости докарелия по поверхностям срыва между докарелием и подстилающим его гранито-гнейсовым фундаментом вторглись гранитоиды, участвовавшие в складчатости докарелия (с образованием диапир-плутонов), которые мигматизировали как породы фундамента, так и докарельские толщи, уничтожив следы базальных образований [42—52]. Она доказала, что считавшиеся посткарельскими кварцевые порфиры и гранитоиды на самом деле являются более древними, соответственно относятся к докарелию (кварцевые порфиры) и образованиям, секущим докарелий (гранитоиды).

М. А. Гилярова составила ряд геологических карт для Центральной Карелии, на которых впервые в истории исследования региона были выявлены и хорошо читались геологические структуры докарелия и карелия и структурное несогласие между ними (см. рис. 13, 22, 23). Одновременно М. А. Гилярова указывала на небольшое несогласие в основании суйсарского вулканического комплекса и на его большее распространение (за пределы Прионежья), чем это было принято до того.

Следует указать, что в работах финских геологов были сведения о геологии Койкарского района (В. Рамсей, 1902 г.; П. Эскола [267, 283]), опубликованные на шведском и финском языках и практически недоступные и неизвестные русским геологам. Ссылки на старые работы и новые материалы по Карелии, и в частности по району Койкар, появи-

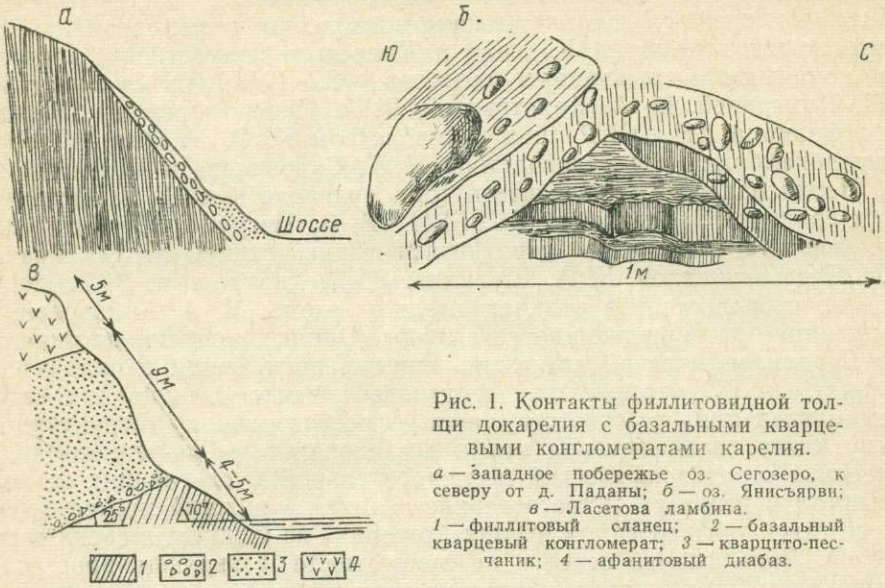


Рис. 1. Контакты филлитовидной толщи докарелия с базальными кварцевыми конгломератами карелия.

а — западное побережье оз. Сегозеро, к северу от д. Паданы; *б* — оз. Янисъярви; *в* — Ласетова ламбина.

1 — филлитовый сланец; *2* — базальный кварцевый конгломерат; *3* — кварцито-песчаник; *4* — афанитовый диабаз.

лись в работах П. Эскола [269, 270], впервые присланных в Советский Союз только в 1950 г. Таким образом, материалы финских геологов не были известны в Советском Союзе вообще и М. А. Гиляровой в частности в момент опубликования ее первых работ (1948—1949 гг.) с из-

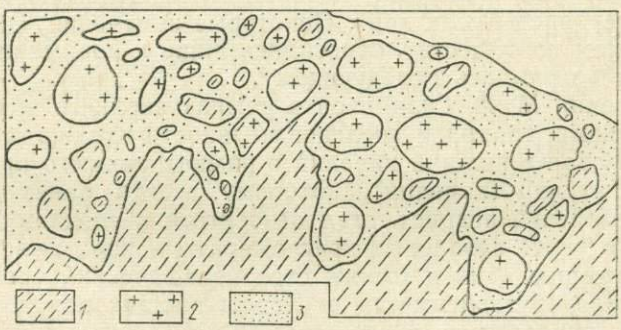


Рис. 2. Контакт филлитовидных сланцев докарелия с полимиктовым конгломератом в районе р. Лужмы.

1 — филлитовый сланец; *2* — гранит; *3* — цемент конгломерата.

ложением новых стратиграфических и тектонических построений, основанных прежде всего на районе Койкар (1945 г.), затем Центральной и, наконец, всей Карелии.

В этих работах П. Эскола вновь критикует представления В. Рамсея, считая, что несогласие между его калевийскими сланцами и ятулийскими кварцитами кажущееся, так как при их согласном залегании первые были сильнее деформированы (рассланцованы) после образования кварцитов, а слоистость в них, обнаруженная П. Эскола западнее района Койкар, по его мнению, параллельна слоистости кварцитов.

После работ М. А. Гиляровой повышенный интерес к стратиграфии докембрия с расшифровкой ее обычными геологическими методами сменил период увлечения петрографией и метаморфизмом, когда геология «неузнаваемо измененного» докембрия казалась «вещью в себе» и главное внимание уделялось картированию метаморфической зональности и выяснению последовательности метаморфических преобразований. В ряде учреждений были поставлены многолетние темы специально по стратиграфии докембрия Карелии и Кольского полуострова, проводимые крупными коллективами геологов — СЗТГУ (под руководством В. Н. Нумеровой, Н. А. Волотовской, В. А. Перевозчиковой), Карельского филиала АН СССР (под руководством К. О. Кратца), Лаборатории докембрия (под руководством Н. Г. Судовикова и К. А. Шуркина), Ленинградского университета (под руководством Л. Я. Харитонова) и сравнительно недавно ВСЕГЕИ (В. З. Негруца, Ю. Богданов). В результате появились стратиграфические схемы К. О. Кратца, В. А. Перевозчиковой, К. А. Шуркина, Л. Я. Харитонова, В. З. Негруца, в некоторой степени отличающиеся от схемы М. А. Гиляровой, но в основном подтверждающие ее выводы. Однако, вопреки постановлению Стратиграфической комиссии, впервые выделенная и охарактеризованная ею [52] крупнейшая стратиграфическая единица под названием «докарелий», соответствующая самостоятельному структурному этажу, была переименована этими исследователями по-разному и без изменения стратиграфической последовательности слагающих ее толщ повышена в возрасте (вместо верхнего архея в нижний протерозой) с соответственным переводом ятулия (карелия) из нижнего в средний протерозой. Лишь иотний остался на своем месте в верхнем протерозое. Обзор важнейших стратиграфических схем и отличия между ними представлены в табл. 1.

К. О. Кратц, вместе с воспитанным им коллективом геологов Карельского филиала АН СССР, подтвердил основные выводы М. А. Гиляровой и ее предшествующую схему на большом фактическом материале и составил (совместно с В. А. Перевозчиковой) первую тектоническую схему Карелии [112, 118], которая затем использовалась при составлении государственных карт. Некоторые изменения, скорее внешнего порядка, чем по существу, относились лишь к пониманию геологической истории и сводились к следующему.

1. Докарелий М. А. Гиляровой в рамках верхнего архея без изменения его объема, границ и последовательности входящих в него толщ был переименован в нижний карелий в рамках нижнего протерозоя; соответственно ятулий (карелий), которому всегда ранее приписывали раннепротерозойский возраст, стал относиться к среднему протерозою.

2. Одни и те же базальные конгломераты и кора выветривания карелия, занимающие один и тот же стратиграфический уровень, но различного состава (в зависимости от подстилающих пород и положения в структуре), разделялись в зависимости от состава и ставились то в подошву докарелия (гранитные конгломераты), то в подошву карелия (полимиктовые образования). Согласно М. А. Гиляровой базальные образования докарелия достоверно не были найдены [42—44] и не могли быть найдены вообще [46—55]. Первыми конгломератами в истории докембрия Балтийского щита явились ятулийские [65].

3. Согласно финским геологам и позже К. О. Кратцу, пенепленизация страны с образованием коры выветривания наступила после формирования валунно-галечных полимиктовых конгломератов и аркозов, которые эти исследователи рассматривают как послеинверсионные молассовые образования единой докарельской (протерозойской) геосинклинальной системы и оставляют за ними наименование, впервые предложенное П. Эскола — сариолия. Однако, как выяснилось по докладам на Юбилейной сессии Геологического института в Петрозаводске (ноябрь

1967 г. — В. А. Соколов, Л. П. Галдобина и другие), точка зрения петрозаводских геологов изменилась. Подобно М. А. Гиляровой ([52] и доклад, прочитанный ею на стратиграфическом совещании в январе 1967 г.), они теперь считают, что образование базальных конгломератов ятулия происходило при глыбовых дифференциальных движениях пенеплена одновременно с осадконакоплением ятулия, т. е. после образования предъятулийской коры выветривания. Согласно М. А. Гиляровой, образование пенеплена и коры выветривания на докарельских складчатых сооружениях предшествовало началу глыбовых движений и формированию валунно-галечных гранитных, полимиктовых и кварцевых конгломератов (во всех работах).

К. О. Кратц, Ю. И. Лазарев [116] дали интересную классификацию ятулийских структур, впервые совершенно правильно подчеркнув существование приразломных грабен-синклиналей и грабен-мульд (разломы постъятулийские). В течение своей работы в Карельском филиале АН СССР (теперь Геологическом институте в г. Петрозаводске) К. О. Кратц вырастил коллектив молодых способных геологов, которые, разделяя стратиграфические представления М. А. Гиляровой, подтвержденные К. О. Кратцем, способствовали познанию геологии докембрия Карелии и дали много интересных и ценных работ по стратиграфии и тектонике территории Карелии. В настоящее время в институте ведутся также очень интересные работы по литологии ятулия (В. А. Соколов), магматическим комплексам и формациям (А. И. Богачев и другие), структурной петрологии (Ю. И. Лазарев), метаморфизму (М. М. Стенарь) и пр.

Схема В. А. Перевозчиковой и вообще СЗТГУ отличается от схемы М. А. Гиляровой тем, что вводится новая крупная стратиграфическая единица — тунгудско-надвоицкая серия, отделенная от нижележащего докарелия (разделенного на массу серий и свит по географическим районам) и вышележащего ятулия угловыми несогласиями, сопровождающаяся своим магматическим комплексом и пересекающаяся своими гранитами. Кроме того, кольские и беломорские гнейсы считались разновозрастными (в рамках архея), каждому из них соответствовали также свои магматические циклы и свои гранитоиды — ранние и поздние. Таким образом, стратиграфическая схема сильно усложнилась и чрезвычайно увеличилось количество тектоно-магматических циклов. Согласно схеме В. А. Перевозчиковой СЗТГУ была издана серия государственных геологических карт. В рецензиях М. А. Гиляровой ко многим из них обсуждались спорные вопросы стратиграфии, тектоники и магматизма; были приняты предложения об объединении кольских и беломорских гнейсов, слиянии соответственно их магматических циклов. Войдя «в корень» всех спорных вопросов стратиграфии и тектоники, владея обширным и очень ценным фактическим материалом СЗТГУ, умело его сопоставляя, В. А. Перевозчикова создала при помощи геологов СЗТГУ сводные карты, которыми в первую очередь пользуются все специалисты (как советские, так и зарубежные), изучающие Балтийский щит. Чтению и пониманию этих карт и работ, к сожалению, препятствует изобилие выделяемых по географическому принципу серий и свит, по существу излишних, представляющих немногочисленные и уже охарактеризованные ранее стратиграфические единицы. Об этом недостатке неоднократно приходилось говорить в литературе [52, 56, 68], но положение существенно не изменилось *.

---

* В принятых автором схемах стратиграфические подразделения названы согласно их вещественному составу. Для того чтобы было понятно, как сопоставлять их с принятой в СЗТГУ легендой, приходится употреблять географические названия соответствующих серий и свит в скобках или со словами «так называемые», или в кавычках.

По старым данным В. М. Тимофеева и Н. Г. Судовикова			По Л. Я. Харитонову (1941 г.)	
Верхний протерозой — иотний	Песчаники с подчиненными силлами габбро-диабазов		Иотний	Песчаники
	Граниты рапакиви			Постонежская складчатость, серпентиниты, кварцевые порфиры
	Несогласие. Посткарельский гранит			
Нижний протерозой-ятулий-карельская формация	Онежский отдел	Туфосланцы и вулканические породы суйсарского комплекса	Карельская формация	
		Сланцевая шунгитоносная толща, переслаивающаяся с эффузивными и интрузивными диабазовыми породами Доломитовая толща		Интрузивные уралитовые диабазы Шунгитовые сланцы Эффузивные метадиабазы Доломиты, вверху перемежающиеся со сланцами Метадиабазы Кварциты Базальные полимиктовые конгломераты
	Сегозерский отдел			Постсегозерская складчатость. Синкинематические граниты
		Кварцитовая толща с силлами диабазов и габбро-диабазов, с приуроченными к ней Сегозерско-надвоицкими эффузивами Конгломераты		Кварцевые кератофиры. Интрузивные диабазы. Доломиты и глинисто-карбонатные сланцы. Внутриформационные конгломераты. Перемежающаяся толща кварцитов, конгломератов, глинистых сланцев, эффузивных метадиабазов Базальные сланцы и базальные кварцевые конгломераты
				Бергаульская толща неизвестного стратиграфического положения. Калевий?
Архей	Диастрофизм. Граниты		Несогласие	
	Беломорская серия		Архей	

Таблица 1

графических схем

				По М. А. Гиляровой (1945, 1948, 1952 гг.)
Протерозой	Верхний протерозой — иотний	Верхний иотний		Песчаники и кварцито-песчаники с подчиненными силлами габбро-диабазов Базальные конгломераты, граувакки (петрозаводские, кулмукские, вашозерские), аркозы
				Перерыв. Граниты рапакиви
		Нижний иотний	Хогландий	Вулканические породы (спилиты) включая суйсарский комплекс, комплекс Ветреного Пояса, комплекс 4-го покрова Печенги, эффузивы Куола-ярви и пр. Туфопесчаники, туфосланцы, глинистые и кремнистые сланцы Базальные конгломераты, аркозы
				Угловое несогласие или перерыв
	Нижний протерозой	Карелий — ятулий	Онежская серия	Сланцевая шунгитоносная толща с силлами диабазов и габбро-диабазов Доломитовая толща с силлами габбро-диабазов
			Сегозерская серия	Кварцито-песчаники, переслаивающиеся с силлами диабазов и габбро-диабазов Базальные кварцевые конгломераты, аркозы Базальные полимиктовые конгломераты Базальные сланцы (кора выветривания)
				Диастрофизм. Граниты, секущие докарелий
Архей	Верхний архей	Докарелий		Ультраосновные и основные постладожские породы Полевошпатовые амфиболиты по габбро-диабазам Филлиты, кварцитовые и графитовые, карбонатные сланцы — Колчеданная серия, переслоенная зелеными сланцами Серпентиниты, Кварцевые порфиры, Разнообразные зеленые сланцы — Офиолитовая формация Амфиболовые сланцы и амфиболиты, Железистые кварциты и сланцы — Железорудная серия, переслоенная зелеными сланцами Гнейсо-сланцы различного состава — Гнейсо-сланцевая серия Ритмичная толща кремнисто-глинисто-известковистых сланцев (Ладога) — Флишевая серия Базальные образования неизвестны
				Перерыв? Диастрофизм, граниты, секущие беломорскую серию
				Беломорская серия. Кольская серия

По К. О. Кратцу (1955 г.)								По В. А. Перевозчиковой (1957 г.)		По Л. Я. Харитонову (1964 г.)		
Верхний протерозой		Красные кварцито-песчаники Серые кварцито-песчаники, алевролиты, конгломераты				Иотний		Верхний протерозой	Хогландская свита Петрозаводская свита Конгломераты	Шокшинская, петрозаводская и бесовецкая свиты	Иотний	Протерозой 2100—1650 млн. лет
Протерозой	Нижний протерозой	Верхний карелий	Континентальные отложения молассы (верхняя терригенная)									
						Суйсарий		Средний протерозой	Суйсарская серия Серия Ветреного Пояса	Ладожская серия парасланцев и парагнейсов Суйсарские эффузивы	Карельский комплекс	
				Туфы, туфосланцы, вулканические породы, песчаники, конгломераты								
				Кварцито-песчаники с подчиненным количеством карбонатных глинистых и шунгитовых сланцев		Ятулий			Онежская серия Туломозерская серия	Онежская серия вулканических, глинисто-карбонатных пород и кварцитов Полимиктовые конгломераты		
				Кварцевые конгломераты Аркозы						Сегозерская серия метадиабазов и кварцитов Полимиктовые конгломераты		
				Перерыв. Кора выветривания					Янгозерская серия	Перерыв		
				Полимиктовые конгломераты с плохо окатанной галькой		Сариолий			Сегозерская серия и пр. Базальные толщи	Бергаульская (= парандовской) серия метаосадочных и вулканических пород Тикшезерская (? сариолийская) серия гнейсов, сланцев и конгломератов		
		Граниты III группы							Граниты	Большой перерыв		
		Нижний карелий	Флишоидная толща	Ритмичнослоистая серия карбонатных пород с параамфиболитами и пр. сланцами (Ладога)				Нижний протерозой	Серии: ладожская, тунгудско-надвойцкая, имандровская и пр.	Гимольская серия железистых кварцитов, гнейсов и сланцев	Верхний	Архей 2800—2500 млн. лет
			Терригенно-вулканическая толща (нижняя)	Ультраосновные и основные породы Кислые и основные эффузивы с подчиненными кварцитами и карбонатными породами Зеленосланцевые толщи Кварцито-сланцевые толщи Филлиты. Гнейсосланцы Базальные конгломераты с хорошо окатанной галькой гранита	Спилит кератофировая формация	Сумий				Угловое несогласие			
						Лопий			Гимольская, парандовская, тундровая, костомукшская, тикшозерская, кейвская, бергаульская и др. серии, конгломерат базальный			
		Огромный перерыв Граниты I и II групп							Граниты	Большой перерыв	Нижний	
		Беломорская серия							Беломорская серия Кольская серия	Гранито-гнейсовый фундамент Карельского массива		

Продолжение табл. 1

1252

Институт Геологических наук
Библиотека

Большое значение для понимания стратиграфии архея северо-запада Кольского полуострова имели работы С. И. Макиевского и К. А. Николаевой [135—137], установившими идентичность разреза и возраста кольских и беломорских гнейсов независимо от представлений М. А. Гиляровой, которая доказывала то же самое в многочисленных докладах, рецензиях и статьях и, кроме того, пришла к выводу о согласном залегании беломорских и докарельских толщ [54, 58, 59]. Этот последний вывод, однако, не разделяется С. И. Макиевским и К. А. Николаевой.

С развитием методов абсолютной геохронологии и успехами разработанного Э. К. Герлингом калий-аргонового метода, допускающего массовое определение возраста образцов, появились тенденции не только прислушиваться к этим данным, иллюстрируя цифрами «абсолютного возраста» стратиграфические подразделения, выделенные по геологическим характеристикам, но и вопреки геологическим данным несколько преждевременно целиком строить стратиграфию на данных абсолютной геохронологии. К таким попыткам относятся последние стратиграфические схемы А. А. Полканова совместно с Э. К. Герлингом [164—166] и работы многих сотрудников Института геологии и геохронологии докембрия. Однако к настоящему времени сотрудники института отказались от этих схем и предложили схему, в основе которой лежат геологические принципы. Эта схема в общем является выражением более ранних схем М. А. Гиляровой — К. О. Кратца с незначительными изменениями.

Большой интерес представляют работы Л. Н. Потрубович и составленные ею или с ее участием геологические карты Приладожья и Имандры-Варзуги. В отношении Приладожья Л. Н. Потрубович разделяла мнение Х. Вайринена о том, что калевийские сланцы южного берега оз. Малый Янисъярви (т. е. сланцы «ладожской формации») лежат на ятулийских кварцито-песчаниках и доломитах в нормальном залегании (в противоположность мнению И. Седергольма, В. Хаузена и других финских геологов, Н. Г. Судовикова, М. А. Гиляровой о том, что калевийские сланцы взброшены с юга на более молодые ятулийские толщи). Ее данные послужили основанием для новой стратиграфической схемы Л. Я. Харитонова.

Последние представления Л. Я. Харитонова сильно отличаются от его предшествующих построений. Докарельские (например, ладожские и др.) и карельские отложения он считает разными типами разрезов одновозрастных образований, не имея к тому достаточных оснований. Карельские субплатформенные осадки, по его мнению, образовывались в краевых и внутренних частях Карельского массива и в сторону от него переходили в мощные геосинклинальные образования. Таким образом, древние ладожские сланцевые толщи, лежащие в основании докарелия, филлитовидную толщу и толщу зеленых и амфиболовых сланцев он вырывает из колонки докарелия и снабжает их базальными образованиями (в большинстве случаев за них принимаются базальные гранитные конгломераты, аркозы и *кора выветривания, лежащие в основании* карелия, или метасоматические и другие кварциты, занимающие разные уровни стратиграфической колонки докарелия). Отсюда граниты, секущие ладожские и докарельские толщи, принимаются Л. Я. Харитоновым, как и в старые годы, за посткарельские, рисуются сложные структуры будто бы карельского возраста, на самом деле наблюдающиеся в докарелии; принимается изменение степени метаморфизма по мере удаления от Карельского массива, на самом деле наблюдающееся в разновозрастных породах, и т. д. Поскольку в ряде работ автора [41—43, 52] была дана исчерпывающая критика представлений Л. Я. Харитонова, впоследствии вновь повторенная и продолженная К. О. Кратцем [118], по-видимому, не стоит на этом останавливаться в настоящей работе.

Близкими к последним представлениям Л. Я. Харитонова являются стратиграфические построения В. З. Негруца, А. И. Кайряка, Ю. Богданова, А. А. Предовского и других.

Согласно исследованиям В. З. Негруца, в Карелии наблюдается 5 уровней коры выветривания: в основании тунгудско-надвоицкой, сариолийской, ятулийской серий и внутри ятулия [146—150, 249—250]. Кроме того, он упоминает кору выветривания на суйсарских вулканитах, по данным А. И. Кайряка лежащую в основании бесовецкой свиты, по данным Е. М. Михайлюк и М. А. Гиляровой — в основании иотния. Отсюда коры выветривания потеряли значение маркирующего горизонта у этих авторов так же, как и кварцевые конгломераты. Они встречаются и в тунгудско-надвоицкой серии, т. е. характерны не только для ятулия, но и для всего карельского комплекса в понимании В. З. Негруца. Каждая из перечисленных серий состоит из двух частей: нижней — осадочной трансгрессивного и верхней — вулканической регрессивного подэтапов. Конец и начало серий соответствуют моментам максимальной регрессии и началу трансгрессии, отсюда В. З. Негруца предлагает коррелировать разрезы по верхней пачке каждой трансгрессивной свиты.

Тунгудско-надвоицкую серию В. З. Негруца рассматривает в пределах «карельского комплекса», лежащего на докарельском. Основная ценность работ В. З. Негруца заключается в детальном и углубленном изучении литологии как ведущего критерия для стратиграфического расчленения докембрия. Но пренебрегая остальными, классическими, критериями, он делает ряд стратиграфических ошибок, которые весьма существенно отражаются на палеогеографических построениях (подробнее см. в конце работы).

В результате детальных геологосъемочных работ, проведенных в районе Петрозаводска и в районе Салми (на восточном берегу Ладожского озера), А. И. Кайряк [100] выделил в разрезе протерозоя новые свиты — бесовецкую и вашозерскую, с перерывом лежащую на гранитах рапакиви. Первую свиту, очень плохо обнаженную и известную ранее по небольшому количеству обнажений, все исследователи (Е. М. Михайлюк и другие, работавшие в 1950 г. под руководством М. А. Гиляровой; В. Мармо и другие) относили к иотнию (по аналогии с кварцито-песчаниками Укшозера, лежащими непосредственно на вулканитах Суйсари и считавшихся иотнийскими еще Г. Гельмерсеном, В. Рамсеем и И. Седерхольмом). Конгломераты, аркозы и граувакки второй свиты, впервые найденные Е. М. Михайлюк в районе Вашозера, она так же, как и М. А. Гилярова [46], отнесла к базальным образованиям иотния; салминская свита, известная ранее по одному выходу порфиритов и пробуренная скважинами в 1950 г., А. М. Виленским также рассматривалась как иотнийская.

Обильный буровой материал, поступивший в распоряжение А. И. Кайряка, и материалы его детальных съемок позволили ему тщательно изучить стратиграфическое положение, разрез и литологию каждой из выделенных им свит, сравнить их с прионежскими иотнийскими песчаниками и прийти к весьма оригинальным выводам о том, что: 1) бесовецкая и вашозерская свиты, несмотря на перерыв в основании, должны рассматриваться в рамках среднего протерозоя, ниже иотния; 2) салминская свита должна относиться к истинному иотнию по аналогии с иотнием Сатакунты; 3) возрастное положение прионежских кварцито-песчаников, издавна относимых к иотнию, должно быть пересмотрено, так как, по мнению А. И. Кайряка, они ятулийские.

Представляется своевременной постановка вопроса о том, что «несомненный иотний Салми» не соответствует разрезу прионежского иотния. Однако вряд ли правильны предположения А. И. Кайряка о том, что кварцито-песчаники западного берега Онежского озера являются

аналогами ятулийских кварцито-песчаников. Правдоподобнее было бы объяснить различие разрезов Салми и Прионежья, считая их различными подразделениями иотния, или отнести салминскую свиту (возраст 1200 млн. лет) к рифею, оставив прионежский иотний на своем месте.

Предметом дискуссии являются также положение и объем вашозерской свиты. Соотношение ее с бесовецкой свитой остается неустановленным, хотя А. И. Кайряк считает, что она лежит под бесовецкой свитой. Вашозерская свита, по-видимому, правильнее рассматривалась ранее Е. М. Михайлюк и нами как базальные образования иотния; эффузивы, будто бы в нее входящие (А. И. Кайряк), являются или граувакками или аркозами, базальными для иотния, или действительно эффузивами, но суйсарского возраста, как было установлено нами при детальном просмотре (включая шлифы) материалов А. И. Кайряка.

В последнее время Д. И. Гарбор, изучая по новейшему буровому материалу СЗТГУ южную часть иотнийской синеклизы, скрытой под покровом палеозоя, пришел еще раз к выводу о правильности давно и прочно установленных соотношений между ятулийскими и вышележащими иотнийскими кварцито-песчаниками. Таким образом, смятение, вызванное работами А. И. Кайряка и В. Г. Чахмачева по этому поводу среди геологов, не являющихся специалистами по Балтийскому щиту (последние никогда не относились к этому серьезно), должно исчезнуть.

Чрезвычайно большое значение для уточнения стратиграфии карелия (ятулия) имели работы А. Г. Вологдина (1962, 1966 гг.), Р. В. Бутина [24], В. В. Любцова [133], В. А. Соколова [212] по ископаемым водорослям в карбонатных породах. Одновременно с развитием общих стратиграфических представлений и все большего успеха в применении обычных геологических методов исследования к областям развития докембрия большое значение придается исследованию частных вопросов геологии, литологии и геохимии отдельных стратиграфических подразделений, и всестороннему, в том числе литологическому, исследованию отдельных геологических структур Карелии и Кольского полуострова. Одной из ранних в этом отношении явилась работа И. П. Тимченко [231], посвященная ятулийским кварцитам. Позже ими же занимался И. Н. Лобанов [128—130].

Таковы статьи и монографии В. А. Соколова [209—211] о карбонатных породах Карелии. Если и ранее было известно, что мощности и фации ятулийских — терригенной (конгломераты и кварцито-песчаники) и карбонатно-сланцевой — формаций являются взаимно сопряженными и что по направлению к югу в Карелии закономерно уменьшаются мощности первых и увеличиваются мощности вторых, так что они взаимно замещают друг друга [42, 43, 230], то В. А. Соколов поставил вопрос о различных типах разреза ятулия: терригенном и карбонатном и успешно решил его на примере многих разрезов Карелии.

Т. Ф. Негруца и В. З. Негруца [146—150] занимались специальным изучением литологии и палеогеографии терригенных отложений ятулия (в особенности кварцевыми конгломератами) Карелии и на основании анализа большого литологического материала дали интересные палеогеографические схемы для различных отрезков ятулийского времени. А. В. Сидоренко и О. И. Лунева [200] предприняли литологическое изучение терригенных толщ ятулии Кольского полуострова; Л. П. Галдобина [34—36] изучала с этой же точки зрения иотнийские терригенные отложения — кварцито-песчаники Прионежья; А. И. Кайряк изучал выделенную им бесовецкую свиту (кварцито-песчаников и сланцев), а Э. И. Сергеева [197] и другие — рифейские терригенные отложения (песчаники полуостровов Среднего и Рыбачьего, Терского берега и пр.). Стратиграфии, литологии и геохимии более древних толщ докарелия посвятили свои работы В. М. Чернов [255] и другие (железорудная формация Карелии), М. М. Стенарь [219] (большеозерская серия),

К. О. Кратц и Н. Ф. Демидов [117], Ю. Б. Богданов и А. С. Воинов [12—17], А. А. Предовский и В. П. Петров [172, 173] (терригенные «флишевые» образования ладожской формации).

Таким образом, если и раньше (параллельно с другими геологическими работами) в литературе обычно приводились сведения по литологии, начиная с работ Г. Гальмерсена, А. А. Иностранцева и И. Седерхольма, обращавшими внимание на то, что метаморфические породы в ряде случаев сохраняют первичные черты осадочных и описавшими их, П. Эскола, относившего породы «сариолийской» формации к тиллитам, В. М. Тимофеева и В. Рамсея, описавшими первичные текстуры и структуры не только осадочных, но и вулканогенных пород Заонежья и Сегозера, позднее работ А. Метцгера [281], Н. А. Елисеева [88], М. А. Гиляровой, Л. Я. Харитонова и многих других, то расцветом специальных литологических исследований, отвечающих современному уровню знаний и проводимых согласно современной методике, являются 1960—1970 гг.

В результате более ранних работ, проведенных перечисленными выше и многими другими исследователями, были выяснены условия образования полимиктовых и гранитных конгломератов (континентального происхождения: ледниковые, пролювиальные, осыпей и обвалов), отложения метаморфизованной коры выветривания (каолинового типа в условиях выровненного рельефа, жаркого и влажного климата), кварцевых конгломератов и кварцитов (прибрежно-бассейновые фации мелководного моря — согласно русским геологам, пустынно-континентальное [33] и флювиогляциальное [270] — согласно финским геологам), доломитов (мелководно-морского происхождения, частью рифовые известняки) с гематитовыми рудами (латериты по А. Метцгеру) и сланцевой шунгитоносной толщи (в условиях регрессии морского бассейна по В. А. Соколову). Позднейшие специальные исследования, в общем подтвердив эти выводы, на основании нового обильного материала, полученного при специальных детальных работах, позволили ввести некоторые коррективы в ранние представления, подвести под них солидную базу на уровне современной методики, детализировать их и построить на новом фактическом материале палеогеографические схемы.

С 1961 г. по настоящее время специальные литологические работы по изучению ятулия Карелии сосредоточены в основном в Петрозаводском институте геологии под руководством В. А. Соколова и во ВСЕГЕИ под руководством В. З. Негруца; ценные материалы по литологии и фациям карелия были получены в СЗТГУ С. И. Заком, В. В. Яковлевой, В. А. Перевозчиковой, Е. М. Михайлюк, В. А. Шкворовым, Б. Н. Шустовым и в ЛГУ Л. Я. Харитоновым, А. С. Воиновым и Ю. Б. Богдановым.

Геологическому изучению отдельных структур докарелия и карелия в 1950—1970 гг. посвятили свои работы многие геологи в различных учреждениях. Картированием отдельных структур и составлением полистных сводных карт занимаются сотрудники СЗТГУ (В. А. Перевозчикова, Н. А. Волотовская, В. С. Смирнова, С. А. Дюков, Г. Т. Макеенко, Л. Н. Потрубович, А. А. Миндлина, Г. А. Поротова, С. И. Зак, В. В. Яковлева, Н. А. Островская, Л. А. Кириченко, М. Е. Зильбер, В. И. Шмыгалев, С. Э. Бреслер, Е. М. Михайлюк, В. А. Попова, А. И. Кайряк, К. Д. Беляев, В. Ф. Мотычко, А. В. Клокова, М. И. Врачинская, А. А. Филиппова, Д. Х. Ловицкий, М. А. Сотникова, Л. К. Иванова, Н. А. Курылева и Т. Л. Гольбурт, Б. В. Губачев, О. П. Леонтьева, Н. Г. Добрынина и многие другие.

На основании полученных материалов при картировании и созданных новых стратиграфических схем продолжались тематические геологические работы по отдельным структурам в Карельском под руководством К. О. Кратца и Кольском филиалах АН СССР (В. А. Соколов,

Н. Ф. Демидов, К. А. Инина, В. И. Робонен, О. И. Рийконен, В. Н. Чернов, В. А. Мейльбаум, М. А. Стенарь, Ю. И. Лазарев, К. И. Хейсканен, С. И. Макиевский, К. А. Николаева, В. Г. Загородный, С. Н. Суслова, Д. Д. Мирская, И. В. Бельков, И. Д. Батиева, А. К. Симон, А. М. Иванов и другие); в Институте земной коры при ЛГУ (Л. Я. Харитонов, М. А. Гилярова, Ю. Б. Богданов, А. С. Воинов, В. А. Суханов, А. А. Предовский, В. Б. Петров, А. С. Сергеев), а также Л. П. Безденежных, К. В. Ковалева, И. И. Лобанов, Т. Ф. Негруца, В. З. Негруца, А. О. Суханов и другие.

Таким образом, в послевоенный период через море разнообразных интересов и нерешенных вопросов, требующих пристального и разностороннего внимания геологов, отчетливо прошли три волны (цунами), увлекавшие воображение геологов и последовательно сменявшие друг друга; первая из них нарастала еще с довоенного времени.

1. В связи с работами Н. Г. Судовикова попытки решать геологические проблемы докембрия региона путем петрографического подхода, картировать преимущественно фации метаморфизма и малые структурные формы. Многие геологи доводили до абсолюта и, следовательно, абсурда прогрессивные взгляды Н. Г. Судовикова. Однако этот период был очень плодотворным для изучения проблем петрографии, петрологии и метаморфизма.

2. После работ М. А. Гиляровой по стратиграфии и тектонике и создания ею новой стратиграфической схемы интересы широкой массы геологов были направлены на решение в первую очередь стратиграфических проблем, а затем, на базе достоверно установленной стратиграфии, проблем тектоники, магматизма, метаморфизма. Этот геологический подход с привлечением новых геофизических методов был чрезвычайно плодотворным для уточнения стратиграфии и картирования структур.

3. Литологические работы В. З. Негруца, В. А. Соколова и других вызвали третью волну, которая в некоторой степени захлестнула две первые; еще раз перестроив направленность геологической мысли, эти работы привели к тенденции через «очки» литологии решать стратиграфические, а следовательно, и структурные проблемы. Признавая и приветствуя успехи литологического изучения докембрия (пока успешно исследован только ятулий и то только благодаря тому, что была сначала разработана его стратиграфия), следует, по-видимому, осторожно относиться к такой агрессии. Литология может помогать стратиграфии и развиваться на базе разработанной стратиграфии, но не вести ее.

Наконец, в самые последние годы возникло стремление решать стратиграфические проблемы исходя из структурных предпосылок (Ю. В. Миллер, В. В. Эз, М. М. Стенарь, В. А. Дук, Ю. И. Лазарев и другие). В сложноскладчатых толщах устанавливают морфологию и последовательность деформаций, по этому признаку выявляют этапы складчатости. Разрезы, даже весьма удаленные, коррелируют по деформациям. Таким образом, установили, что беломориды претерпели не менее чем три этапа складчатости и метаморфизма, и поэтому они не могут быть одновременными с «карелидами» (т. е. со структурами докарелия). Но, во-первых, последние еще не подвергались этому анализу, во-вторых, еще не доказано, почему последовательно возникающие деформации не могут проходить в условиях одного непрерывного процесса складчатости, в-третьих, в разных структурно-формационных зонах деформации одновозрастных отложений не могут проходить совершенно идентично и количество их не должно совпадать *.

---

* Более подробно взгляды перечисленных авторов и дискуссионные вопросы рассмотрим в последующих главах, посвященных описанию отдельных регионов или отдельных существенных проблем.

Вслед за К. О. Кратцем [116], который впервые подчеркнул приразломный характер некоторых карельских структур (грабен-мульды, грабен-синклинали, приразломные синклинали), многие исследователи связывали их образование с разломами. Так, например, А. С. Новикова [151, 152] структуры карельских мульд и сопровождающих их «краевых» синклиналей относила к авлакогенам — желобообразным прогибам — на основании их линейной асимметричной формы, типа складчатости и большого значения основных магматических пород в их строении. В качестве примера А. С. Новикова рассматривает Онежскую мульду с крутым юго-западным, пологим северо-восточным крыльями и плоским дном. Онежская мульда представляется автору более сложной структурой. В ее образовании принимали участие: 1) древний глубинный структурообразующий разлом северо-восточного простирания, обусловивший образование крутого редуцированного (по аналогии с Печенгой, Сегозером и т. д.) юго-восточного крыла (вероятно, позднее уничтоженного), скрытого под водами Онежского озера и обеспечившего магматизм этой структуры на протяжении докарелия — карелия — суйсария в виде лав и силлов основного состава, и 2) ряд разломов более позднего заложения (предкарельских) субмеридионального и субширотного простирания, обусловившие контуры мульды и ступенчатое опускание ее дна по направлению к Онежскому глубинному разлому, приблизительно совпадающему с флексурой А. А. Полканова.

Структура чехла мульды отражает структуру блоков фундамента под нею, и как в юго-западном, так и в северо-восточном крыльях ее наблюдаются и пологие и крутые падения с образованием флексурных складок. Таким образом, асимметрия мульды выражается скорее в строении ее развитой северо-западной половины, доступной наблюдению, с юго-западным развернутым вдоль Онежского разлома крылом, уходящим под иотнийскую синеклизу, и скрытого, вероятно уничтоженного, редуцированного крутого юго-восточного крыла. Такое строение Онежской мульды и других, подобных ей в пределах Карелии вряд ли соответствует понятию авлакогенов Н. С. Шатского.

Очень интересны выводы А. С. Новиковой о происхождении пластинообразных тел гранитов рапакиви за счет гранитизации кислых эффузивов; однако этот факт потребует, вероятно, доказательств.

Блоковое строение Балтийского щита в той или иной степени принимается всеми геологами, работающими в его пределах, и обосновывается геофизическими материалами. Интересны в этом отношении представления В. В. Жданова [90], выделяющего в развитии земной коры советской Лапландии и вообще в восточной части Балтийского щита четыре тектонических цикла: а) формирование базальтового слоя, б) формирование гранитного слоя, в) частичная океанизация гранитного слоя, г) платформенная стадия стабилизации. В результате завершения развития каждого из них возникают жесткие консолидированные блоки с несходной историей развития и различным типом земной коры. Первичный базальтовый слой земной коры, перемещаясь в зону развития гранитного слоя, стремился к равновесию в новых условиях путем гнейсификации и гранитизации слагающих его базальтов, примером чего является Западно-Кольский блок в советской Лапландии.

Представления В. В. Жданова весьма дискуссионны и требуют специального обсуждения. Во всяком случае структуру и историю Западно-Кольского блока автор этой работы представляет себе совершенно иначе.

Следует остановиться также на современных представлениях геологов Финляндии. В настоящее время схема И. Седерхольма пересмотрена и существенно изменена. Большинство финских геологов (А. Симонен, М. Хярме, О. Коуво, А. Матисто и другие) преимущественно на

основании данных геохронологии считают, что свекофеннский сланцевый комплекс (свионий и ботний) одновозрастен с карельским (ятулий, калевий, ладожий, лаппоний), лежащим на докарельском основании орто- и парагнейсов и гранулитов. При этом, вслед за Х. Вайрименом, калевийские и ладожские геосинклинальные толщи считаются лежащими выше платформенных ятулийских. (Эта точка зрения унаследована также некоторыми русскими геологами — Л. Н. Потрубович, Л. Я. Харитонов, В. З. Негруца и А. И. Кайряк и другие). На лаппонийском (аналогичном калевию) комплексе несогласно залегают конгломераты и кварциты формации Кумпу, которые рассматриваются в качестве моласс.

С точки зрения автора «свекофеннский сланцевый комплекс» аналогичен верхам беломорской формации (нижний свекофеннский) и докарелию (средние и верхние свекофеннский в понимании автора) и лежит согласно на парагнейсах, аналогичных нижним толщам беломорских гнейсов; поэтому «основание его неизвестно»; «карельский комплекс» представляет собой сборное понятие, и разрез его финскими геологами перевернут: «калевийские и лаппонийские» образования соответствуют докарелию автора и согласно залегают на парагнейсах «докарельского основания» гнейсов и гнейсо-сланцев и высокоглиноземистых (гранат, ставролит, кианит, кордиерит) гнейсо-сланцев, аналогичных верхам беломорской формации. Выше несогласно лежит ятулий, к низам которого («сариолию») должна относиться формация Кумпу. Таким образом, «несогласие между докарельским основанием — пара- и ортогнейсами» и «карельским комплексом» есть несогласие между ятулием=карелию и беломорско-кольско-докарельскими толщами автора. Его и не видят между «свекофеннидами и гнейсами докарельского основания» только потому, что там нет ятулия. Ошибочно понимая, что лаппоний, подобно калевию, лежит выше ятулия, лежащие на первых несогласно конгломераты и кварциты того же ятулийского возраста (по М. А. Гиляровой) финские геологи вынуждены относить к подразделению, более молодому, под названием «формации Кумпу». Одни и те же толщи гнейсов, аналогичных беломорско-кольским, таким образом, в Южной Финляндии причисляются к свекофеннскому поясу, а в финской Лапландии, где на них несогласно лежат конгломераты Кумпу (ятулий, по М. А. Гиляровой) — к докарельскому основанию.

В последней работе П. Эскола [264], так же как и А. Симонен, выделяет в докембрии Финляндии: 1) комплекс гнейсов фундамента или докарельского кратона в пределах ятулийского континента (в понимании Х. Вайринена) и Лапландии, куда он относит также гранулитовую и чарнокитовую формации; 2) карельский (включая свекофеннский) метаморфический комплекс ятулийских (кварцитовых) и калевийских (сланцевых) пород с соответствующими магматическими комплексами; 3) иотнийские образования.

В фундамент по П. Эскола попадают, таким образом, разновозрастные образования согласно схеме М. А. Гиляровой, соответствующие ее фундаменту (древнейшие гранитоиды, гранулитовая и чарнокитовая формации), беломорско-кольским гнейсам (биотитовые, амфиболовые, высокоглиноземистые парагнейсы) и частью докарелию (амфиболовые сланцы, кварциты, амфиболиты). В карельский комплекс П. Эскола также попадают разновозрастные образования М. А. Гиляровой, при том в обратной последовательности: более древний докарелий (серицитовые пиритоносные сланцы) и отделенный от него эпохой диастрофизма (угловым несогласием, гранитами) ятулий. Гранитоиды, секущие по П. Эскола весь карельский комплекс (включая ятулий), по М. А. Гиляровой пересекают беломорско-кольско-докарельский этаж и лежащий ниже фундамент (в ее понимании), но не трогают карелия (ятулия), базальные конгломераты которого (первые в истории региона) содер-

жат гальку всех пород фундамента и беломорско-кольско-докарельского структурного этажа, в том числе кварцитов и кварцитовых сланцев докарелия. Последние в Лапландии Е. Миккола [282] относил к ятулию; отсюда пересекающие их граниты финские геологи считали «настоящими карельскими гранитами» или «гранитами позднекарельского типа».

В заключение необходимо остановиться на значении геофизических работ СЗТГУ для успешной расшифровки геологических структур докембрия и выявления его полезных ископаемых. В кратком очерке невозможно даже бегло осветить все значение применения разнообразной методики и полученных результатов сотрудников СЗТГУ для геологического картирования и развития теоретических взглядов. «Мера и число» или «не только качество, но и количественный учет» нашли применение в геологии докембрия только благодаря помощи геофизики. Особенно следует отметить геофизические работы с одновременно производимой интерпретацией (геологической) с учетом геологических фактов. Они позволили выявить связь строения коры с геологическими структурами, составить карту геологических разломов различной глубины заложения, амплитуды, разной геологической значимости, определить амплитуду прогибания различных мульд, составить изолинии мощностей их осадков и т. д. Работы Г. А. Поротовой, М. Я. Цирюльниковой, Ю. Г. Шаблинского, В. К. Валькова, И. В. Литвиненко и других в этом отношении нельзя переоценить.

В 1948—1949 гг. автором впервые разделена так называемая «карельская» формация нижнего протерозоя Карелии на два самостоятельных структурных этажа: 1) нижний, представленный геосинклинальными интенсивно складчатыми толщами, пересеченными гранитами, названный тогда же докарелием и впоследствии переименованный К. О. Кратцем [111—118] в нижний карелий, а В. А. Перевозчиковой [160] — в нижний протерозой; 2) верхний — карелий (собственно ятулий), представленный субплатформенными отложениями, не пересеченный гранитами.

Впоследствии (начиная с 1954 г. и далее) было указано, что беломорские и кольские гнейсы, считавшиеся разновозрастными, представляют собой одни и те же, лишь географически разобщенные толщи; это нашло подтверждение в работах С. И. Макиевского и К. Н. Николаевой [137]. В 1963 г. автором было высказано и доказано на примере Печенги положение о том, что беломорско-кольские толщи согласно подстилают докарельские. В докладе Н. В. Горлова, прочитанном на совещании по стратиграфии Балтийского щита (январь 1966 г.), это положение снова выдвинуто и доказано на примере Восточно-Карельской зоны [78].

Здесь автор попытается сделать еще шаг в сторону от общепринятых представлений и согласно принципам формационного анализа показать, что беломорско-кольские толщи и докарелий представляют собой разные типы одновозрастных разрезов различных структурно-фациальных зон единой геосинклинальной системы.

Как известно, в качестве критериев для выделения формаций используются: перерывы, резкое изменение биоценозов, изменение литологии. Перерывы вообще, а в условиях мощных непрерывных разрезов докарелия в особенности не могут служить границами различных формаций. При выделении формаций докарелия и установлении границ между ними этот признак отпадает. Однако его можно использовать для выделения формаций в пределах карелия, где длительные перерывы сопровождаются резкими изменениями физико-географических обстановок и сменой формаций. Коренное изменение биоценозов (которое, кстати, не всегда сопровождается изменением литологического состава) как основание для проведения границ между формациями не может иметь значения для немых толщ докарелия. Но оно может применяться и уже применяется для выделения формаций карелия в связи с успехами изучения органических остатков и проблематики в протерозое Карелии. Так как в большинстве случаев смена формаций сопровождается изменением состава пород, то в условиях нижнего докембрия для выделения формаций остается почти единственный признак — литологический. Обычно при выделении формаций используются те стратиграфические границы разреза, которым соответствуют значительные литологические изменения. Для немого докембрия изменение литологиче-

ского состава (резкое или постепенное вкрест слоистости) остается пока почти единственным основанием для проведения стратиграфических границ.

Систематические исследования Карелии и Кольского полуострова (проводимые коллективом геологов Ленинградского государственного университета, Северо-Западного геологического управления, Петрозаводского и Кольского филиалов АН СССР и др.), сопровождаемые большим объемом горных и буровых работ, позволили в течение последнего десятилетия сравнительно детально изучить стратиграфию докарелия отдельных районов. Однако плохая обнаженность докарельских сланцевых толщ и отсутствие в них надежных маркирующих горизонтов, стремление расчленить их на серии и свиты по принципу разделения разреза на осадочно-эффузионные циклы, которые в различных районах выделяются с разными масштабностью, детальностью, объемом и содержанием и часто неправильно сопоставляются, чрезвычайно затрудняют корреляцию разрезов докарелия, особенно в условиях наложенного плутонического метаморфизма. Тем не менее изучение обширного и разнородного материала с применением формационного анализа позволило выделить в разрезе докарелия крупные литолого-стратиграфические единицы, установить удивительное тождество в их вертикальной и горизонтальной последовательности на огромной площади восточной части Балтийского щита и утверждать отсутствие несогласного залегания докарелия на беломорских гнейсовых толщах, верхи которых представлены, как известно, высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами. Абстрагируясь от детального строения каждой формационной единицы и пока пренебрегая точными цифрами мощностей (которые в условиях интенсивной изоклинальной складчатости и плохой обнаженности установлены лишь ориентировочно), можно предложить следующий ряд, казалось, последовательно образовавшихся литологических единиц, которые одновременно могли бы служить крупными стратиграфическими подразделениями (снизу вверх, табл. 2).

1. Биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые и прочие гнейсы с прослоями амфиболитов (A bl_{1+2}).

2. Высокоглиноземистая толща кианит-силлиманит-кордиеритовых гнейсов (A bl_3).

3. Сланцеватые и порфиробластические амфиболиты с линзами карбонатных пород и скарнов.

4. Толща мелкозернистых полосчатых, часто ритмичнослоистых биотитовых и гранат-биотитовых гнейсо-сланцев и сланцев с прослоями слюдистых и грано бластических кварцитов.

5. Высокоглиноземистая толща парасланцев и гнейсов биотитовых, гранат-биотитовых, гранат-биотит-ставролитовых, кианитовых и прочих с прослоями амфиболсодержащих гнейсов и амфиболитов. В условиях гранитизации теряет свои типоморфные глиноземистые минералы.

6. Толща сланцеватых амфиболитов внизу существенно осадочного происхождения, выше переходящая в ортоамфиболиты по основным эффузивам, с прослоями кварц-биотитовых сланцев, слюдистых кварцитов. В качестве руководящих горизонтов могут служить: а) пачка порфиробластических, часто гранатовых, слоистых параамфиболитов в основании толщи (Печенга, Парандово, Приладожье и пр.); б) горизонт слюдистых и слюдисто-гранатовых гнейсо-сланцев и кварцитов (мощностью 0—750 м), часто разделяющий нижнюю параамфиболитовую и верхнюю ортоамфиболитовую части толщи, называемую нами нижней зеленокаменной толщей (Печенга, Пебозеро, Шомбозеро и др.); в) горизонты тремолитовых, тремолит-актинолитовых, тальк-серпентинитовых и прочих сланцев (по пикритам и оливиновым порфиритам), тяготеющих к верхам ортоамфиболитовой части толщи (Хаутовара, Ялонвара, Парандово, Койкары, Святнаволок — Покровское, Сегозеро, Бер-

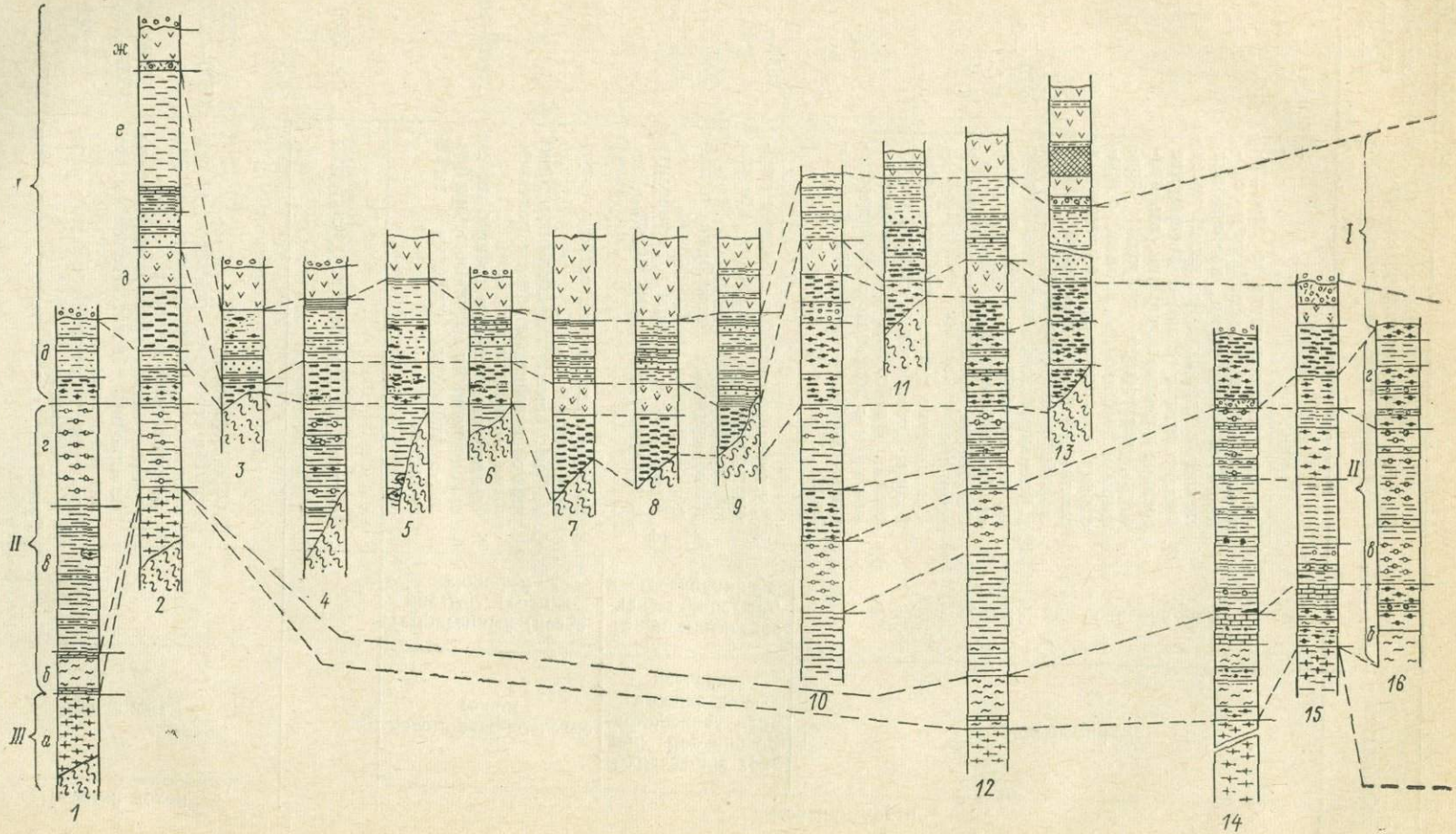
Таблица 2

Стратиграфическая схема докембрия Карелии и Кольского полуострова по М. А. Гиляровой (1945, 1948, 1952, 1966 гг.)

Отложения				Тип разреза	Стратиграфические подразделения (толщи, слои, горизонты)	Абсолютный возраст, млн. лет
Верхний протерозой	Рифей (гиперборей)	Рыбачий п-ов			Песчаники, песчано-глинистые, глинистые сланцы Базальные конгломераты	885—715
		Перерыв				
		п-ов Средний, о-в Кильдин			Глинистые и песчано-глинистые сланцы, доломиты Кварциты, конгломераты, песчаники — кварцевые, аркозовые, глауконитовые Базальные конгломераты	1030—1000
	Перерыв					
Средний протерозой	Верхний иотний				Туфы и лавы андезито-базальтов, порфиритов, диабазов Конгломераты, песчаники, сланцы Приозерска, Салми	1200
	Нижний иотний				Песчаники и кварцито-песчаники с подчиненными силлами габбро-диабазов Базальные конгломераты, граувакки (петрозаводские кулмукские, вашозерские), аркозы	1500—1700
	Перерыв. Граниты рапакиви					1640
	Хогландий				Вулканические породы (спилитовой формации), включая суйсарский комплекс, комплекс Ветреного Пояса, комплекс 4-го покрова Печенги, эффузивы Куолаярви и пр. Туфопесчаники, туфосланцы, глинистые и кремнистые сланцы (ритмичнослоистые) Базальные конгломераты, гравелиты, аркозы, часто туфогенные	1740
	Угловое несогласие или перерыв					
Нижний протерозой	Карелий-ятулий	Онежская	Карбонатно-глинистый		Сланцевая шунгитоносная, с силлами диабазов и габбро-диабазов Доломитовая, с силлами габбро-диабазов	1700—1800
		Сегозерская	Терригенный		Кварцито-песчаники, переслаивающиеся с кварцевыми конгломератами, гравелитами, силлами диабазов и габбро-диабазов Базальные кварцевые конгломераты, аркозы Базальные полимиктовые конгломераты Базальные сланцы (кора выветривания)	
Диастрофизм. Гранитоиды, секущие докарелий					отстающие (щелочные) поздние ранние	1680 1800—1930 2000—1900

Продолжение табл. 2

Отложения			Тип разреза	Стратиграфические подразделения (толщи, слои, горизонты)	Абсолютный возраст, млн. лет
Верхний архей	Докарелий		Вулканогенный, эвгеосинклиналей	Толщи: 8. Верхняя зеленокаменная с горизонтом туфо-брекчий с бомбами в основании и горизонтами кварцитовых сланцев и кварцитов в нижней части 7. Филлитовидные сланцы, вмещающие средние и кислые эффузивы (альбитофиры, кератофиры, кварцевые порфиры и порфироиды по ним) с прослоями кварцитовых, графитистых и зеленых сланцев в гранатовых параамфиболитов в основании 6. Сланцеватые амфиболиты и зеленые сланцы по эффузивам (нижняя зеленокаменная толща) Слюдистые, биотитовые сланцы и кварциты Сланцеватые существенно параамфиболиты (амфиболовые сланцы) с прослоями гнейсо-сланцев, слюдистые кварциты с горизонтом порфиробластических параамфиболитов в основании	1610—1940 1810—2510
	Скользящие толщи: „Верхние беломорские" или „нижние докарельские"		Терригенный (песчано-глинистый), многеосинклиналей	5. Высокоглиноземистые сланцы и гнейсы с прослоями слюдистых кварцитов, амфиболовых сланцев 4. Мелкозернистые биотитовые и гранат-биотитовые гнейсо-сланцы 3. Амфиболовые сланцы и амфиболиты с линзами карбонатных пород	1810—1950 2000—2100 1600—1980
	Беломорско-кольские толщи		Терригенный (песчанистый), геоантиклиналей	2. Высокоглиноземистые гнейсы (лоухская и пр.) 1. Амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы с подчиненными амфиболитами Биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы с подчиненными амфиболовыми и биотит-амфиболовым гнейсами и амфиболитами	1800—2900
				Диастрофизм. Древнейшие гранитоиды	2700
Нижний архей	Фундамент			Габбро-амфиболит Кислые и основные гранулиты и связанный с ними габбро-норит-диорит-анортозитовый комплекс Диорито-гнейсы, гранодиорито-гнейсы, метадиориты, биотитовые гнейсы, гранит-мигматиты Чарнокиты, чарнокитизированные пара- и ортосланцы Гранитизированные гнейсы и мигматиты	2700 3500—3200—2680 2290—3390 3620—2480—1740 2900 3600—2760—2290


I
II
III
а
б
в
г
д
е
ж
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

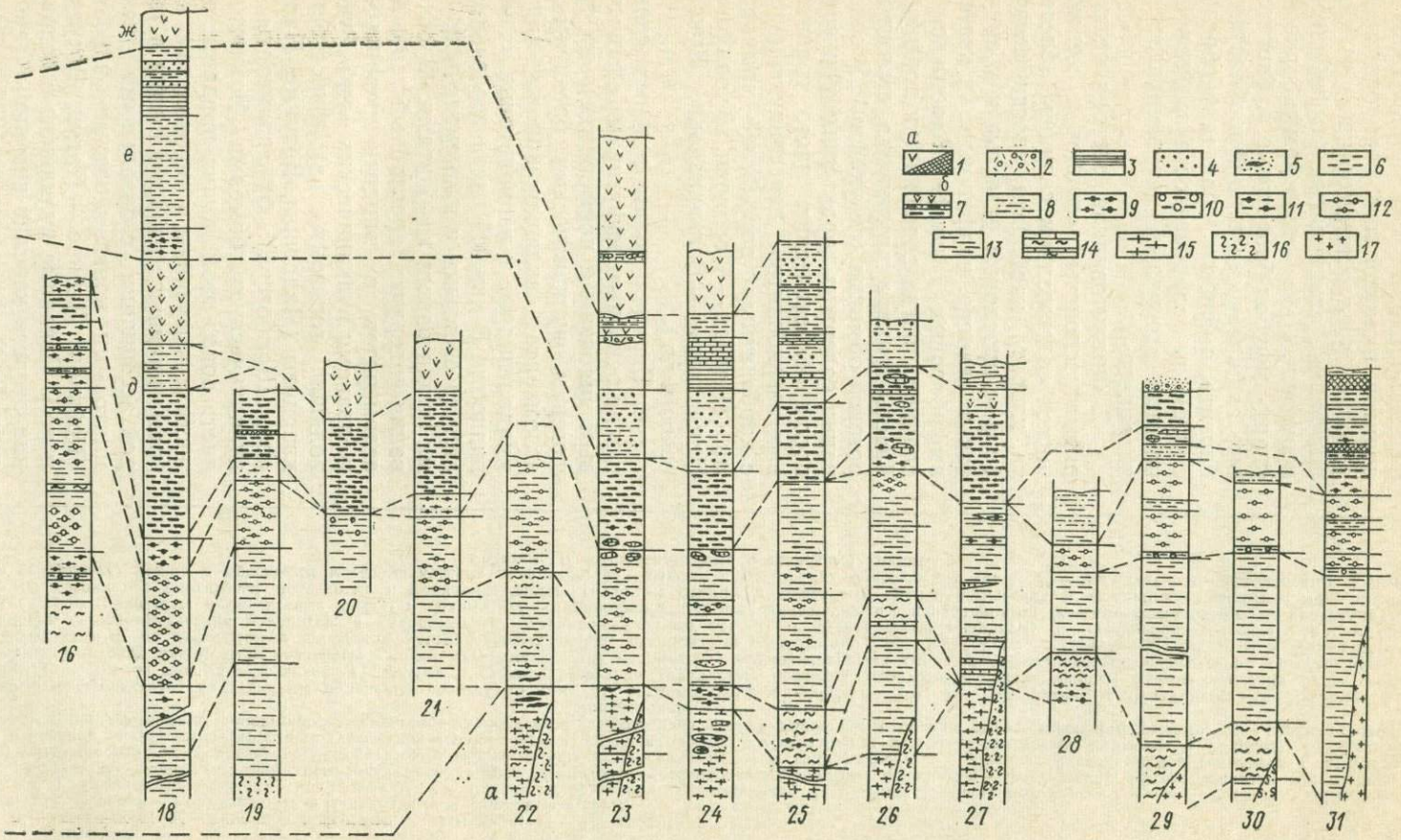


Рис. 3. Корреляция стратиграфических разрезов докарелия.

(Продолжение подписи см. на стр. 32)

Продолжение подписи к рис. 3

Наиболее полные разрезы (*1—31*) докарелия восточной части Балтийского щита: *1* — Ладога; *2* — Ялонвара; *3* — Гимолы; *4* — Большозеро; *5* — Костамукша; *6* — Хаутовара — Ведлозеро; *7* — Койкары; *8* — Кумса; *9* — Сегозеро — Бергауп; *10* — Шомозеро; *11* — Тунгуда; *12* — Пебозеро; *13* — Парандово — Надвоицы; *14* — Куолаярви; *15* — Кукасозеро; *16* — Хизовара; *17* — Ветреный Пояс; *18* — Печенга; *19* — Карека- и Терматундра; *20* — Кеудик — Киитярем; *21* — Корва-Подастуяврь; *22* — Оленегорск; *23* — западное побережье оз. Имандра; *24* — Прихибинский район; *25* — Пана-Варзуга; *26* — Стрельна — Пулонья; *27* — Поной — Качковка — Снежница; *28* — Воронья — Колмозеро; *29* — Центральные и Западные Кейвы; *30* — Восточные Кейвы; *31* — Малые Кейвы.

Формации. *Геантиклиналей* III типа разреза: *а* — нижняя терригенная граувакковая (2 нижние толщи беломорско-кольских гнейсов). *Миогеосинклиналей* II типа разреза: *б* — карбонатно-мергелисто-туфогенная, вверху спилитовая (амфиболит-карбонатные породы); *в* — флишоидная, высокоглиноземистые сланцы; *г* — флишоидная, ритмичнослоистые мелкозернистые биотитовые гнейсо-сланцы. *Эвгеосинклиналей* I типа разреза: *д* — нижняя зеленокаменная (спилитовая, амфиболизированная), в основании карбонатно-мергелисто-туфогенная (гранитовые и сланцеватые параамфиболиты и сланцы с прослоями мраморов и скарнов); *е* — флишевая (филлитовидная) с подформациями терригенного, туфогенного флиша, вмещающая породы кератофировой формации; *эк* — верхняя зеленокаменная (спилитовая).

1 — основные метаэффузивы, их туфогены и зеленые сланцы по ним (*а*), актинолитовые амфиболиты (*б*); *2* — туфобрекчии с вулканическими бомбами; *3* — туфы и туфосланцы существенно кислых эффузивов; *4* — кислые и средние эффузивы (кварцевые порфиры, кератофиры, альбитофиры); *5* — магнетитовые руды, магнетитовые, магнетит-амфиболитовые кварциты и связанные с ними метасоматические кварциты; *6* — филлитовидные сланцы; *7* — сланцеватые существенно орто-амфиболиты по основным эффузивам и их туфогенам с прослоями ультраосновных пород, сланцеватые существенно параамфиболиты с прослоями биотитовых высокоглиноземистых гнейсо-сланцев, метасоматических кварцитов; *8* — кварцитовые, кварцево-слюдистые сланцы и мусковитовые кварциты; *9* — порфиробластические пара- и ортоамфиболиты; *10* — биотит-гранатовые и биотитовые гнейсы и сланцы; *11* — параамфиболиты, пересланвающиеся с парасланцами; *12* — высокоглиноземистые кристаллические сланцы; *13* — мелкозернистые биотитовые полосчатые и ритмичнослоистые гнейсы и сланцы с прослоями гранобластических и слюдистых кварцитов; *14* — амфиболит-карбонатная (скарновая) толща с прослоями метасоматических кварцитов; *15* — гнейсы двух нижних беломорских толщ; *16* — мигматиты по беломорским и докарельским толщам; *17* — микроклиновые и щелочные граниты.

гаул, Кукасозеро, Печенга «южное крыло», Имандра-Варзуга); г) приуроченные к этой толще малые, часто дифференцированные тела габбро, габброноритов, пироксенитов, перидотитов. В условиях ультраметаморфизма и гранитизации сланцеватые амфиболиты переходят в кварц-амфиболовые, кварц-амфибол-биотитовые, биотитовые сланцы часто с порфиробластами биотита, амфибола, граната, с образованием по сланцеватости слойков и пластов вторичных метасоматических кварцитов.

7. Филлитовидная пестрая толща ритмичнослоистых сланцев с меняющимся содержанием серицита, биотита, хлорита, карбоната, иногда амфибола, с прослоями углистых и кварцитовых сланцев, порфироидов и кварц-амфиболовых порфиробластических сланцев, иногда содержащих порфиробласты граната, хлоритоида, щелочной роговой обманки (глаукофан). В основании содержит характерный горизонт порфиробластических, часто гранатовых амфиболитов, переслаивающихся с карбонатными породами — мраморами (Печенга — Пороярви, Куолаярви, Приладожье — Вельяккайоки, Кукасозеро и пр.).

8. Верхняя толща зеленых сланцев по основным эффузивам (афанитовым диабазам и порфиритам), их туфогенам, вулканическим брекчиям и агломератам, включая шаровые лавы, миндалевидные и вариолитовые разновидности. В нижней части переслаивается со светлыми и изумрудно-зелеными фукситовыми кварцитами. В основании содержит характерный горизонт агломератов с эпидотизированными желваками вулканических бомб. Руководящие горизонты: а) фукситовые кварциты (Надвоицы, Вотулма, Пяваара, Шомбозеро); б) агломераты с вулканическими бомбами. Возможно, часть пород этой толщи придется отнести к эффузивам и пирокластам, которые начинают разрез карелия в тесной ассоциации с базальными полимиктовыми конгломератами карелия (Койкары, Чебино — Падун, Вотулма и пр.). Основные вулканиты в основании разреза карелия впервые установлены В. М. Тимофеевым [230] и подтверждены Л. Я. Харитоновым [243, 244] и М. А. Гиляровой [43, 44, 45].

9. Верхняя филлитовидная толща, которая установлена не очень достоверно (например, в районе Печенги). Возможно, является результатом ошибки при сдваивании разреза.

Как видно, установленный нами теперь на большом количестве материалов разрез докарелия почти не отличается от разреза, впервые предложенного нами в 1946 г. одновременно с выделением докарелия в качестве новой крупнейшей стратиграфической единицы и самостоятельного структурного этажа. Необходимо подчеркнуть следующее.

1. В описанном сводном разрезе отсутствуют такие грубокластические породы, как конгломераты, гравелиты, крупнозернистые песчаники. Приводимые в разрезе докарелия другими авторами, они являются, по-видимому, плодом недоразумений и ошибок.

2. Приведенный разрез полностью почти не наблюдается в природе непосредственно, так как складчатые толщи докарелия снизу мигматизируются, гранитизируются (а в разных районах наблюдается различное положение фронта мигматизации и гранитизации), сверху интенсивно размываются. В большинстве случаев мы наблюдаем лишь случайные части приведенного разреза, зажатые среди более молодых или реоморфизованных древних гранитоидов. Подвергаясь в высокой степени ультраметаморфизму и гранитизации, они теряют свое характерное «лицо» и, не будучи узнанными даже опытными геологами, ставятся в колонки не на свои уровни и не под своими именами. Наиболее полные разрезы наблюдались нами в Приладожье, Пебозере, Печенге, Варзуге, т. е. в районах стыка гнейсовых толщ беломория со сланцевыми толщами докарелия (рис. 3, табл. 3, см. вкладку).

РАЗРЕЗЫ СЕВЕРНОГО И СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ*

Предлагаемая интерпретация ладожского разреза является неожиданной в сравнении с господствующими представлениями и поэтому, вероятно, встретит много возражений.

1. Ладожская формация разделяется мною, согласно классическим исследованиям финских геологов [268—272, 274, 276, 295, 302, 306—308], на нижнюю (питкярантская, сортавальская серии русских геологов) толщу амфиболовых сланцев с линзами карбонатных пород, среднюю (ладожскую) биотитовых и глиноземистых сланцев и верхнюю — параамфиболитов и кварцитов «Илляля».

2. Ладожская формация не имеет базальных образований. Так называемая «базальная пачка» кварцитов, кварцевых конгломератов, амфиболитов и гнейсов [172—174] не является базальной, так как за кварцевые конгломераты принимаются брекчированные метасоматические кварциты или жилы кварца (Пусун-Сари), а амфиболиты и осадочные кварциты встречаются на разных уровнях ее разреза. Ладожская формация согласно лежит на гнейсах, к которым следует отнести и некоторые гнейсы внутри так называемых куполов, пересмотрев их границы, формально проводимые по подошве нижней ладожской толщи, и гнейсы юго-западной части Приладожья.

3. Ялонварский разрез и толща сланцев Вельяккайоки, заключенная между региональными разрывами и обычно сопоставляемая с нижней ладожской толщей (сортавальской), лежат выше ладожской формации; для этого имеются следующие основания: слюдистые кварциты и сланцы «Илляля», завершающие разрез ладожия, сопоставляются мною со слюдистыми сланцами Ялонвары (см. разрезы по скважинам Л. Н. Потрубович [68]), выше которых залегают амфиболовые и зеленосланцевые толщи (№ 6), перекрытые кварцевыми порфирами филли-

* Карты см. в разделах «Структуры».

товидной толщи (обе толщи на поверхности выходят в тектонических чешуях в неполном развитии). Ялонварские кварцевые порфиры и кератофиры ассоциируют с кварц-серицитовыми, кварц-серицит-карбонатными и графитистыми сланцами толщи № 7, к которой следует отнести аналогичные же сланцы так называемого «кварцитового горизонта» Л. Н. Потрубович. В свою очередь филлитовидные сланцы (№ 7) Ялонвары с подчиненными им кислыми эффузивами аналогичны сланцам Вельяккайоки (заключенным между двумя разрывами) с прослоями туфогенов этих же кислых эффузивов и с подобным серноколчеданным оруденением и должны с ними сопоставляться. Разрез Ялонвары венчается толщей зеленых сланцев по основным эффузивам с характерным горизонтом агломератов в основании. Таким образом, разрез ладожия наращивается вверх разрезом Ялонвары и Вельяккайоки.

Мигматизированные гнейсы Южного и Юго-Западного Приладожья следует сопоставлять со средней толщей беломорских гнейсов, ладожскую формацию — с кандскими и енскими гнейсами верхней толщи беломорской формации, нижнюю ладожскую толщу амфиболовых сланцев с прослоями карбонатных пород — с толщей амфиболовых сланцев, лежащих в основании кандских гнейсов Юго-Восточного Беломорья. Тогда параамфиболиты и слюдистые кварциты Илляля и вышележащие амфиболовые и зеленые сланцы Ялонвары с подчиненными им ультраосновными породами сопоставляются с нижней зеленокаменной толщей вышеприведенного сводного разреза; кислые эффузивы и вмещающие их филлитовидные сланцы, а также толщи сланцев Вельяккайоки — с нижней филлитовидной толщей сводного разреза, а основные эффузивы с горизонтом агломератов в основании — с верхней зеленокаменной толщей.

С ладожским разрезом хорошо сопоставляется и разрез Западно-Карельской зоны [68]; так, например, к северу от оз. Мал. Янисъярви полосчатые ритмичнослоистые биотитовые сланцы оз Илья, Миэлунъярви, Пастаярви, так называемой суккозерской и низов межозерской свиты, лежащие на мигматизированных гнейсах, следует сопоставлять с ладожскими сланцами; непосредственно перекрывающие их параамфиболиты и амфиболовые сланцы так называемой межозерской свиты — со слоистыми амфиболитами и вышележащей толщей сланцеватых амфиболитов Илляля. Более детально соответствующий материал изложен в монографии [68], где использованы также данные других авторов [83—85, 105, 173, 174, 225, 246 и др.].

РАЗРЕЗЫ ЗАПАДНО-КАРЕЛЬСКОЙ ЗОНЫ

В сходных друг с другом разрезах Гимол, Костамукши и Большозеро [118, 255—259] наблюдается часть разреза докарелия от высокоглиноземистых полосчатых гнейсов и сланцев, лежащих на мигматизированных гнейсах, до верхней зеленокаменной толщи. В самом деле, с биотитовыми и высокоглиноземистыми сланцами и гнейсами ладожия вполне сопоставляется так называемая нижняя толща гимольской серии, представленная полосчатыми биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-биотит-ставролитовыми и амфибол-гранатовыми сланцами и гнейсо-сланцами, прослоями кварцитовидных пород. Некоторые из них по К. О. Кратцу, М. М. Стенарю, В. М. Чернову относятся к туфосланцам «андезито-дацитовых» эффузивов. В Гимолах и Большозере вниз эта толща переходит в мигматизированные биотит-амфиболовые и амфибол-гранатовые гнейсы (вероятно, по амфиболовым сланцам), а в Костамукше подстилается амфиболовыми сланцами и цоизит-амфиболовыми, гранат-амфиболовыми парасланцами и амфиболитами, которые можно параллелизовать с нижней амфиболит-карбонатной толщей ладожской формации, более (Гимолы, Костамукша) или менее (Большозеро) мигматизированной.

Соответственно выше высокоглиноземистой толщи, согласно с нею, лежит пестрая по составу продуктивная толща амфиболсодержащих (в том числе грюнеритовых и куммингтониговых) сланцев с прослоями амфиболитов, амфибол-гранатовых, кварц-амфибол-магнетитовых, биотит-карбонатных, тальк-хлоритовых сланцев и линзами полосчатых амфиболитовых и магнетитовых кварцитов. Ее низы — так называемые «подрудные» амфиболиты — содержат прослои ставролитовых гнейсов. Эта пестрая по составу толща, согласно нашим данным [61], образовалась в результате ультраметаморфизма по толще амфиболовых сланцев и подстилающих их слоистых параамфиболитов и кварцитов. В самом деле, в низах этой толщи, в наименее измененных ее участках, наблюдаются несомненные амфиболсодержащие породы (амфиболиты, гранатовые амфиболиты), переходящие в сланцы и гнейсы в ассоциации со слюдистыми и серицитовыми кварцитами осадочного происхождения и образовавшимися по ним филлитовидными сланцами; они являются типоморфным горизонтом для низов этой толщи сланцеватых амфиболитов, особенно хорошо сохранившимся в Костамукше (С. А. Дюков [87], однако, ошибочно ставит его выше продуктивного горизонта). В верхах толщи сланцеватых амфиболитов наблюдаются также типоморфные для нее сланцы по ультраосновным эффузивам — тальк-хлоритовые, тальковые, хлорит-карбонатные, особенно хорошо выраженные также в разрезе Костамукши.

Положение фронта мигматизации и гранитизации в Западно-Карельской зоне выше, чем в районе Приладожья. В Западно-Карельской зоне «под ударом» находится описываемая толща сланцеватых амфиболитов. Под влиянием метасоматоза с привносом SiO_2 и щелочей роговые обманки имеют тенденцию замещаться биотитом, плагиоклаз-агрегатом кварца и альбита сначала вдоль слоистости и сланцеватости; сланцеватые и прочие амфиболиты превращаются таким образом в амфибол-биотитовые и биотитовые сланцы (часто порфиробластические). Одновременно вдоль плоскостей слоистости или сланцеватости амфиболовых пород в первую очередь возникают сначала тонкие (миллиметры и сантиметры) прослойки из характерного зернистого кварца в ассоциации с сульфидными или магнетитовыми рудами такого же метасоматического происхождения, чередующиеся с параллельно перекристаллизованными существенно амфиболовыми слойками. Так образуются полосчатые кварц-амфиболовые и кварц-амфибол-магнетитовые сланцы и амфиболовые и амфибол-магнетитовые кварциты.

С дальнейшим разложением амфибола, замещающего его биотита, хлорита и выносом железисто-магнезиальных компонентов происходят разрастание (за счет ткани амфиболитов или зеленокаменных пород) слойков метасоматического кварцита, их объединение и возникновение слоев вторичных метасоматических кварцитов до десятков метров мощности (в благоприятных условиях), обогащенных частично остаточным магнетитом (от разложения цветных минералов), частично магнетитом метасоматического происхождения. Тончайшие, распределенные в них линейно, чешуйки биотита — свидетели их подобного генезиса. Процессы образования метасоматических кварцитов подробно описаны нами для классического в этом отношении района Надвоицы — Парандово [61]. Именно таким образом, по нашим наблюдениям, толща сланцеватых и других амфиболитов в районах Гимол, Большозера, Костамукши, а также Маньги после неравномерно прошедшей метасоматической обработки замещается пестрой амфиболсодержащей толщей, включающей рудные горизонты магнетит-амфиболовых кварцитов. Последние поэтому не приурочены к определенным стратиграфическим уровням разреза; встречаются и в нижележащих толщах глиноземистых сланцев и гнейсов (Большозеро), и в подстилающих последние нижних гнейсовидных толщах беломорской (кольской) формации, как, например, некото-

рые магнетитовые кварциты Приимандровского района и прочие, и в вышележащих толщах, например в филлитовидной (Гимолы, Костамукша); образуют маломощные рудные линзы, многоэтажно и капризно распределенные по разрезу. Необходимыми условиями для их образования являются:

1) наличие позднеорогенных гранитоидов, активизированных летучими компонентами, кремнеземом и щелочами, несущих оруденение или способствующих высвобождению железа при разложении амфибола и других железосодержащих минералов в условиях метасоматоза при мигматизации и гранитизации;

2) первично неоднородное строение толщи, состоящей из проницаемых пород-коллекторов и непроницаемых пород-экранов, задерживающих миграцию компонентов, способствующих описанному процессу. Поэтому большинство рудных линз приурочено к контактам кварц-биотитовых, филлитовидных и прочих парасланцев с мелкозернистыми массивными амфиболитами или плагиопорфирами и кератофирами (вне зависимости от положения тех и других в разрезе докарелия);

3) обязательное присутствие в разрезе амфиболитов и амфиболовых сланцев, являющихся потенциальными носителями железа. В Западно-Карельской зоне, однако, рудные линзы наблюдаются или внутри толщи сланцеватых амфиболитов, переслоенных кварц-биотитовыми сланцами, или на границе ее с вышележащей филлитовидной толщей — тогда железистые кварциты встречаются и в низах филлитовидной толщи (Костамукша);

4) положение фронтов мигматизации и гранитизации определяет оптимально по отношению к ним расположенную пачку или толщу разнородных (благоприятных для осаждения руд) пород вне зависимости от положения этой пачки в разрезе докарелия. В условиях прогрессивного метаморфизма при перемещении фронтов вверх следует предполагать многократное перемещение рудных компонентов и рудных линз вверх, гонимых движущимся фронтом мигматизации. Так как процессы описываемого рудообразования возникают в интенсивноскладчатых толщах, в одном и том же районе рудные горизонты могут образовываться на разных уровнях стратиграфического разреза, но в закономерной зависимости от фронта мигматизации и гранитизации. Магнетитовое оруденение образуется в тех же толщах докарелия и, по-видимому, от тех же причин, что и сульфидное серноколчеданное. Однако сульфидные руды располагаются несколько выше относительно фронтов и приурочены (в промышленных концентрациях) обычно к филлитовидной толще докарелия, что свидетельствует о большей подвижности компонентов, их слагающих. Однако в ряде случаев оба типа минерализации перехлестывают друг друга и накладываются на одни и те же пограничные породы;

5) структурный контроль: а) расположение близ разломов, б) преимущественно в ядрах антиклиналей.

Над пестрой продуктивной толщей, которую можно толковать как метасоматически измененную толщу сланцеватых амфиболитов, залегает филлитовидная толща с прослоями кварцитовых и графитовых сланцев, вмещающая кислые эффузивы типа альбитофиров, кварцевых порфиров и кератофиров, их туфобрекчий и туфосланцы. Кислые эффузивы в условиях амфиболитовой ступени метаморфизма превращаются в порфироиды, а туфобрекчии и туфосланцы — в кварц-полевошпатовые сланцы или гнейсовидные породы, совместно называемые лептитовыми гнейсами, что не совсем удачно, так как под этим термином принято понимать породы определенного состава (кварц-серицитовые, слюдисто-кварц-полевошпатовые сланцы с гранатом или без него), но невыясненного генезиса. Когда генезис известен, их следует называть более точными терминами.

В Гимолах, Костамукше на продуктивную толщу налегает непосредственно «лептитовая». В Большозере ей предшествуют породы, относимые М. М. Стенарем к филлитовидным сланцам и выше кварцитовым сланцам с линзами кварцевых конгломератов (возможно, эти последние окажутся карельскими). Вероятно, и в «лептитовой» толще есть достоверные филлитовидные парасланцы, поэтому пока вряд ли следует выделять вообще лептитовую толщу; лучше говорить о филлитовидной толще, может быть в верхней части разреза в большей степени обогащенной кислыми метавулканитами. Наконец, филлитовидная толща («лептитовая») повсюду согласно перекрывается эффузивной зеленокаменной толщей с туфобрекчиями и связанными с ними амфиболовыми и зелеными сланцами, которую мы соответственно параллелизуем с «надфиллитовидной» толщей сводного разреза. По некоторым авторам, однако, эта зеленокаменная толща залегает несогласно на докарелии и относится ими к тунгудско-надвоицкой серии, которая в нашем понимании не существует вообще и к которой относят породы низов верхнего карельского этажа или верхов нижнего докарельского, когда не могут точно определить их возраст [57, 60].

В заключение следует подчеркнуть, что рудные горизонты встречаются в большом интервале колонки в виде «рассеянных» по разрезу линз (до 8), с наибольшим числом и мощностью в местах перегиба простирания структур, как, например, в Костамукшской моноклинали (опрокинутой синклинали [186]).

В разрезе докарелия описываемого района не все ясно, и некоторые исходные стратиграфические построения [118, 219, 257—259], возможно, придется пересмотреть, так как при построении разреза авторы (К. О. Кратц, В. М. Чернов, Н. Ф. Демидов) исходили из того, что: 1) докарелий (гимольская серия) подстилается здесь конгломератами, которые, с нашей точки зрения, являются карельскими; 2) железорудные горизонты являются первично осадочными, маркирующими, занимающими строго определенное положение в разрезе (с нашей точки зрения, они метасоматические, не имеющие определенного положения в разрезе). Разрез в Костамукше, возможно, перевернут, и тогда породы «кадиозерской свиты» уйдут в низы колонки.

РАЗРЕЗЫ ЗОНЫ ХАУТОВАРА — ЧАЛКА

Весьма сходен с разрезами Западно-Карельской зоны разрез Хаутавара — Чалка [182]. Разница заключается в том, что толща амфиболовых и лежащих выше зеленых сланцев по основным эффузивам несколько менее метасоматически переработана, не потеряла своего «зеленокаменного лица» и соответственно менее богата амфибол-магнетитовыми кварцитами (рудными горизонтами), а вышележащая филлитовидная толща содержит серноколчеданные руды, практически отсутствующие в разрезах Западно-Карельской зоны. Кроме того, хотя в филлитовидной толще и присутствуют кислые эффузивы — кварцевые порфиры и кератофиры, здесь они не сопровождаются своеобразными биотит-кварц-полевошпатовыми слоистыми породами, которые в Западно-Карельской зоне имеют большое распространение и обоснованно считаются туфосланцами в ассоциации с туфобрекчиями кислых эффузивов [219].

РАЗРЕЗЫ ЦЕНТРАЛЬНОКАРЕЛЬСКОЙ ЗОНЫ

Во всех разрезах этой зоны, прослеженной в западном и северном обрамлении Онежской мульды, западном обрамлении Сегозерско-Елмозерской мульды, обрамлении Чирко-Кемской структуры и полосы докарелия, протягивающейся от последней к северо-западу до оз. Среднее Куйто и далее до оз. Охтанъярви, сохранились разрезы докарелия, отвечающие средним и верхним частям приведенного сводного разреза

[23, 41—51, 78, 99, 128—130, 149, 180—183, 194 и др.], т. е. «подфиллитовидные» зеленые ортосланцы нижней зеленокаменной толщи с подчиненными им сланцами по ультраосновным эффузивам, филлитовидная толща с прослоями кварцитовых сланцев, вмещающая кислые эффузивы и их туфы, и «надфиллитовидная» верхняя зеленокаменная толща основных эффузивов и зеленых сланцев по ним. Породы, лежащие по разрезу непосредственно ниже, т. е. сланцеватые амфиболиты, подстилающие их слоистые параамфиболиты, наблюдаются в ассоциации с образующимися по ним биотитовыми гнейсами и сланцами только в реликтовых обрывках среди мигматитов поздних плагиомикроклиновых гранитов и изредка в низах сохранившегося от мигматизации разреза докарелия — в Бергауле и по западному побережью оз. Сегозера. Самые нижние части разреза, т. е. биотитовые и высокоглиноземистые сланцы и гнейсо-сланцы, соответствующие ладожской толще, мигматизированы и гранитизированы в данном районе нацело или во всяком случае до такой степени, что не могут диагностироваться как таковые и картироваться отдельно от гранитоидов.

Впервые разрезы выделенного нами докарельского структурного яруса составлены в 1945 г. именно в пределах этой зоны, и, как подтвердило время, они «с маху» были составлены в общем правильно. Нижняя «подфиллитовидная» толща зеленых и амфиболовых сланцев выходит в крыльях узких протяженных синклинальных структур, внешние края которых мигматизированы, а ядра сложены филлитовидной толщей. Таковы «межглыбовые» сжатые складки, которые протягиваются в меридиональном направлении от д. Юркостров к северу почти до юго-восточного берега Сегозера; вдоль всего восточного крыла Янгозерской мульды карельского возраста — от р. Суны к северу. Широко развиты филлитовидные сланцы в районах р. Лужмы, всего западного побережья Сегозера и отсюда к северо-западу; в широтной Кумсинской зоне они известны вдоль северо-западного побережья Повенецкого залива и в других местах. С поднятием фронта мигматизации в непосредственный контакт с гранитами приходит филлитовидная толща, как, например, в районе западного побережья Сегозера, и тогда филлитовидные сланцы переходят в мусковит-биотитовые гнейсы, содержащие гранат. Меньше распространена верхняя зеленокаменная толща, которая представлена лишь низами в районе д. Красной Речки (Койкары), к северу от д. Святнаволок и в широтной полосе к югу от р. Кумсы (от д. Плакковары до г. Медвежья Гора) и к югу от Плотичьего озера.

По всей зоне перечисленные толщи сохраняют характерные петрографо-литологические черты и присущий им набор пород. Для нижней зеленокаменной толщи, представленной здесь разнородными зелеными сланцами, широко известны типоморфные для нее серпентиниты, тальк-хлоритовые, тремолитовые и прочие сланцы по ультраосновным эффузивам: в районе д. Койкара, оз. Орехозера, юго-восточного побережья Сегозера и к северо-западу от Сегозера. Для толщи филлитовидных сланцев, несущих сульфидное оруденение (Бергаул), характерны типоморфные для нее карбонатные породы в низах толщи (Бергаул), графитистые сланцы и раннеорогенные эффузивы: кварцевые порфиры, кератофиры, альбитофиры и их туфы, о которых в Койкарском районе мы писали еще в 1945 г. и которые в районе Сегозера принимались за базальные горизонты сланцевой толщи (В. И. Шмыгалев, 1940 г.; В. А. Перевозчикова, 1947 г.) или за порфиробластические сланцы (Н. Г. Судовиков, 1939 г.) с новообразованиями кварца и альбита, а также выдержанные горизонты мощностью 100—150 м кварцитовых сланцев (к востоку от оз. Сухого, д. Койкара и далее к северу до Кумчозера и т. д.). Для верхней зеленокаменной толщи характерен ряд присущих ей черт: горизонт туфобрекчий с бомбами в основании, широкое развитие пирокластических образований, шаровых лав, вариолитов. Но

типоморфного для нее горизонта изумрудных фукситовых кварцитов, галька которых присутствует в карельских кварцито-песчаниках, найдено не было, хотя прослои светлых серицитовых кварцитов, обычно залегающих близ подошвы толщи, встречались на Бергауле. Как видно из колонок, разрезы докарелия в этой зоне почти тождественны (см. рис. 9, 10).

РАЗРЕЗЫ ВОСТОЧНО-КАРЕЛЬСКОЙ ЗОНЫ

Разрезы докарелия Восточно-Карельской зоны наиболее полные и прослеживаются непрерывно от гнейсов беломорской формации до верхней зеленокаменной толщи. Их преимущество сравнительно с ладожским также полным разрезом заключается в том, что: 1) доступны наблюдению низы беломорской толщи, аналоги которых в Приладожье полностью мигматизированы, гранитизированы и превращены в гранитоиды; 2) региональные структурообразующие разломы не мешают составлению непрерывного разреза, ограничивая Восточно-Карельскую область с северо-востока и юго-запада так, что в средней части сохраняется весь разрез докарелия. Поэтому не требуется сопоставлять разрезы по разные стороны разломов.

Нижняя и средняя толщи беломорских гнейсов отделяются от верхней горизонтом амфиболовых сланцев, окружающих ядра куполовидных структур, сложенных этими толщами гнейсов, в районе к югу от нижнего течения р. Кеми. Кроме того, в ряде районов между ними известна переходная амфиболсодержащая толща с маркирующим горизонтом гранатовых плагиоамфиболитов (разрез Ковдозеро — п-ов Толстик). Верхняя беломорская толща, сложенная кандскими и енскими высокоглиноземистыми гнейсами, выходящая в крыльях крупных куполовидных структур, усложнена куполами второго порядка и непосредственно и согласно подстилает толщу сланцеватых амфиболитов, иногда с крупнозернистыми слоистыми гранатовыми и гедритовыми параамфиболитами в основании, которыми условно начинается разрез докарелия (Пебозерско-Шомбозерская зона, Шуерецкая).

Амфиболиты и амфиболовые сланцы, залегающие в подошве верхней беломорской толщи, следует сопоставлять с нижней карбонатно-амфиболитовой толщей ладожской формации. К югу от р. Кеми карбонатные горизонты в них неизвестны. Но к северу маломощные горизонты карбонатных пород известны среди полосчатых гранатовых амфиболитов на п-ове Карташ (Чупинская губа); среди мигматизированных амфиболовых гнейсов (реже амфиболитов) в районе р. Поньгомы, на о-ве Мраморном и других смежных островах, в губе Воньга Белого моря, где среди гранатовых параамфиболитов, переслаивающихся с кианитовыми и биотитовыми гнейсами, залегают горизонты скарнированного мрамора мощностью 10—12 м. Верхнюю глиноземистую толщу (кандских и енских) гнейсов и гнейсо-сланцев беломорской формации следует параллелизовать со средней ладожской толщей биотитовых гнейсо-сланцев и высокоглиноземистых порфиробластических сланцев и подобными же породами Западно-Карельской зоны, а низы вышележащей толщи сланцеватых и порфиробластических амфиболитов Пебозеро — Шомбозеро — с верхней ладожской толщей Илляля.

Вся нижняя зеленокаменная толща сланцеватых пара- и ортоамфиболитов, разделенных прослоями глиноземистых гнейсов и сланцев Пебозеро-Шомбозеро, таким образом, сопоставляется с соответствующей толщей сводной колонки, а также метасоматически измененной толщей амфиболсодержащих пород (с рудными горизонтами) Западно-Карельской зоны (т. е. верхами «межозерской серии»). «Подфиллитовидная» нижняя толща метаморфизованных основных эффузивов Шуеозерской зоны тождественна зеленокаменной толще Юго-Западной Карелии (хаутоварской свиты) и Центральной Карелии, хотя в ней пока не най-

дены характерные для этой толщи сланцы по ультраосновным эффузивам.

Филлитовидная толща, хотя и с полным набором типоморфных для нее пород, в этой зоне не пользуется широким распространением. К северо-востоку от карельских мульд Летнее озеро — Шомбозеро она выходит спорадически в ядрах малых синклиналей, а к юго-западу от них — в ядрах малых антиклиналей (по материалам СЗТГУ) среди пород верхней зеленокаменной толщи докарелия Тунгудской зоны.

В районе Парандово — Надвоицы фронты мигматизации и гранитизации достигают более высоких горизонтов разреза докарелия. Поэтому здесь наблюдаются лишь: 1) верхи почти нацело мигматизированной и гранитизированной нижней «подфиллитовидной» зеленокаменной толщи (тонкозернистые амфиболиты и амфиболовые и зеленые сланцы с приуроченными к ним сланцами по ультраосновным эффузивам к северу от пос. Сумского); 2) пестрого состава филлитовидная толща с гранатовыми слоистыми и порфиробластическими параамфиболитами в основании, вмещающая кислые эффузивы; 3) верхняя «надфиллитовидная» зеленокаменная толща, представленная очень широко в районе ст. Надвоицы разнообразным комплексом основных эффузивов с характерным для нее горизонтом туфолав с бомбами в основании и тремя прослоями кварцитовых сланцев, в том числе фукситовых. Таким образом, в северной части района, к северу от пос. Сумская, наблюдаются в разрезе преимущественно верхи нижней зеленокаменной толщи и низы филлитовидной, в южной части района (поселки Сумская — Надвоицы) — верхи филлитовидной толщи и верхняя зеленокаменная толща. Корреляция разрезов по этой зоне детально проведена и изложена в монографии [68] с использованием литературных материалов [14—16, 60, 61, 87, 184—187, 223, 224].

РАЗРЕЗЫ СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКОЙ ЗОНЫ

В разрезах беломория и докарелия Северной Карелии сохранились толщи именно нижних частей сводной стратиграфической колонки: полностью представлены все три толщи беломорской формации, в том числе верхняя высокоглиноземистая (свиты Ириньей вараки и Хизовары). Выше высокоглиноземистой толщи сланцев и гнейсов залегает очень характерный горизонт кварцитовых пород и порфиробластических амфиболитов (анортитовых, ставролитовых, гранатовых) района горы Ириньей вараки, лежащих в основании толщи сланцевых амфиболитов. Последние почти размыты в районе р. Ириньей вараки, но широко распространены на Кукасозере, где кверху переходят в амфиболизированные основные вулканиты, в том числе в туфобрекчии. Разрез докарелия венчается параамфиболитами (гранат-антофиллитовыми, грюнерит-куммингтонитовыми, ставролитовыми), мраморами и пачкой филлитовидных графитистых и кварцитовых сланцев свиты Хирви-наволок, положение которой, однако, строго не установлено. Возможно, она выходит здесь не в ядре синклинали [118], а в ядре антиклинали [63], подстилая сланцеватые амфиболиты, и тогда ее следовало бы сопоставить с параамфиболитами горы Ириньей вараки.

Высокоглиноземистые гнейсы и сланцы Хизовары и Ириньей вараки мы сопоставляем с толщей существенно биотитовых (филлитовидных) сланцев Куолаярви, выходящих в размытых ядрах Нюхаярвинской и Соваярвинской антиклиналей [62] и от этой последней уходящих к западу за государственную границу СССР, где в них найдены прослои, содержащие высокоглиноземистые минералы (гранат, ставролит, антофиллит); подстилающие эту толщу карбонатные породы и разнообразные порфиробластические пара- и ортоамфиболиты с подчиненными им сланцеватыми амфиболитами Куолаярви (в северной и северо-восточной

частях Соваярвинского и восточной части Пюхяярвинского антиклинальных выступов среди карельских кварцито-песчаников) следует параллелизовать с соответствующими породами Кукасозера (Хирви наволок). Последние вопреки существующим представлениям следовало бы, таким образом, переместить в низы разреза докарелия на том основании, что они окаймляют падающие под них беломорские гнейсы и подстилают сланцеватые амфиболиты в ядре антиклинали Хирви наволок. Косвенными признаками того, что амфиболит-карбонатная толща Хирви наволок действительно перекрывает высокоглиноземистую толщу беломорских гнейсов, являются прослои в них ставролит-гранатовых параамфиболитов и гнейсов. Однако до получения более точных данных мы в колонке пока ставим карбонат-амфиболитовую толщу Хирви наволок на прежнем месте — выше толщи сланцеватых амфиболитов, полагая ее залегающей в ядре синклинали Хирви наволок согласно большинству исследователей, а не антиклинали. Если подтвердится такое ее положение, она явится переходной к филлитовидной вышележащей толще, почти нацело размытой здесь, следами которой явится 10-метровый пласт графитовых сланцев, венчающих разрез Хирви наволок.

Высокоглиноземистая толща во всех районах северной зоны перекрывается сланцеватыми амфиболитами, в основании которых лежат порфиробластические амфиболиты с прослоями: кварцитов и кварцитоподобных пород (Хизовара, Иринья варака), или кварцитов с линзами карбонатных пород (Куолаярви, Хирви наволок), или биотит-гранатовых гнейсов и сланцев (Хизовара). Соответственно высокоглиноземистые толщи с подстилающими амфиболит-карбонатными и перекрывающими карбонат-амфиболит-кварцитовыми горизонтами Северной Карелии следует параллелизовать: с нижней (амфибол-карбонатной), средней (гнейсо-сланцевой глиноземистой) и верхней (амфиболит-кварцитовой, Илляля) толщами ладожской формации; с амфиболитами, лежащими в основании высокоглиноземистой толщи (к югу от нижнего течения р. Кеми), кандскими и енскими высокоглиноземистыми гнейсами, покрывающими их слоистыми порфиробластическими амфиболитами с прослоями карбонатных (озера Авнеозеро, Рокково) и кварцитовидных пород (оз. Рокково) всей Восточно-Карельской зоны. Более подробно соответствующий материал изложен в работе автора [62] с использованием других материалов [12, 13, 17, 27, 28, 33, 62, 63, 73, 81, 82, 117, 294].

РАЗРЕЗЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Разрез докарелия южной части структуры Печенги — один из наиболее полных разрезов Кольского полуострова, и с этой точки зрения его можно поставить в ряду таких опорных разрезов, как разрезы Приладожья, Пебозера, Имандра — Варзуга. Южная полоса Печенгской структуры («южное крыло») очень плохо обнажена, и только крайние западная в районе оз. Пороярви и восточная в районе Кучинтундры ее части дают наиболее полный материал для составления разреза. Разрезы тундры Корва-Подас, Карека-Терма, Кеулик-Кингерем охватывают только нижние части разреза сводной колонки, соответствующие нижним толщам кольско-беломорской формации, верхней высокоглиноземистой и покрывающей ее формации сланцеватых амфиболитов (витегубской свиты). Формация амфиболовых сланцев и карбонатных пород, подстилающая высокоглиноземистую и сопряженную с ней толщу тонкозернистых биотитовых гнейсов и сланцев, в рассматриваемых разрезах отсутствует. Как было нами указано [59], к юго-западу от Печенгской мульды карелия и обрывающих ее структурообразующих разломов располагаются линейно вытянутые вдоль этих разломов толщи докарелия так называемого «южного крыла»; несколько южнее они

сменяются зоной глыбовых гранитоидных структур, окаймленных языковидными синклиналями докарельских пород, отходящих от главной зоны в субмеридиональном направлении и замыкающихся далее к югу. Южнее зоны развития глыбовых структур выходят мощные гнейсовые толщи так называемых кольских гнейсов, подстилающих согласно докарельские толщи и протягивающихся далеко на юг вплоть до гранулитового Западно-Кольского пояса.

Верхние части этого гнейсового комплекса I типа разреза, по-видимому, представлены, как и в других регионах, мелкозернистыми гнейсо-сланцами № 4 сводной колонки II типа разреза, венчающимися высокоглиноземистыми сланцами и гнейсами, аналогичными лебяжинской и кейвской сериям Кейвской структуры, кислогубской и высокоземельской свитам южной части Имандра-Варгузской структуры. Так же как и в последней структурной зоне, эти образования еще плохо изучены и не отделены от нижних гнейсовых толщ из-за их плохой обнаженности и сильной мигматизации, сопровождающейся изменением структур и минералогического состава, с разложением типоморфных глиноземистых минералов. Тем не менее есть указания на распространение этих толщ вдоль южного и юго-западного обрамления докарелия. К ним предположительно нами относятся (с запада на восток: 1) биотит-гранатовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы горы Вирнимя — оз. Сейвеляур; 2) полоса мелкозернистых биотитовых и двуслюдяных гнейсов и сланцев к юго-западу от оз. Кеудшеряур — северной оконечности оз. Руоссельяур — и к востоку отсюда, где далее в районе Печенги, с резким изменением простирания на меридиональное, они следуют к югу до оз. Мауняур. Верхи этой толщи представлены мощными (700—1000 м) слюдисто-кварцитовыми сланцами, среди которых известны разновидности с кианитом, гранатом и ставролитом, а также прослои сланцеватых амфиболитов и магнетитовых сланцев; 3) часть биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов, окаймляющих с юга гранитоидные глыбы озер Меннельяур и Одежяур и подстилающих разделяющую их синклиналь оз. Песчаное — гора Тюльпвыд. Среди них в верхах также известны высокоглиноземистые разновидности силлиманит-биотит-гранатовых и кианит-биотит-гранатовых гнейсов и гнейсо-сланцев р. Лойдес и гнейсов района оз. Мемекяур (к северо-западу и юго-востоку от него). Во всех названных районах эти гнейсы согласно подстилают толщу сланцеватых амфиболитов, с которой мы начинаем здесь разрез докарелия и которые в низах содержат прослои высокоглиноземистых гнейсов и сланцев. Кроме того, высокоглиноземистые гнейсы встречаются южнее, среди нижних толщ кольских гнейсов в ядрах синклиналей, как, например, в районе озер Бешяур и Киедшяур к западу от оз. Аллааккаярви. Здесь она соответствует толще № 2 I типа разреза.

Высокоглиноземистые гнейсы и сланцы свиты Корва с преобладающим широтным простиранием и падением на север отграничены, по-видимому, тектоническими контактами от олигоклазовых гнейсо-гранитов на юге и микроклиновых (щелочных) гранитов на севере, характеризуются частой перемежаемостью сланцев различного состава, среди которых выделяются: тонкосланцеватые или порфиробластические ставролитовые гнейсы с разновидностями, содержащими слюду, гранат, кианит, амфибол; ставролитовые сланцы, обогащенные кварцем; гранат-ставролит-анортитовые породы с графитом; графитовые и кварцитовые сланцы; биотитовые гнейсы. Разрез этих образований точно не установлен, но, по-видимому, в основании залегают биотитовые гнейсы с прослоями гранобластических кварцитов мощностью до 20 м, выше — высокоглиноземистые разновидности, к верхним горизонтам которых приурочены своеобразные гранат-ставролит-анортитовые породы, и, наконец, амфиболовые гнейсы, являющиеся, по-видимому, переходным горизонтом к вышележащей формации сланцеватых амфиболитов, которые

известны на Корватундре только в ее самой восточной части. Однако южнее, в зоне Подастундры, отделенной от Корватундры олигоклазовыми гнейсо-гранитами, господствующими породами являются именно сланцеватые амфиболиты, покрывающие высокоглиноземистые сланцы.

Приведенный разрез с полным основанием обычно параллелизовался с разрезом Кейв. Следует подчеркнуть также его полное соответствие с разрезом Кукасозера и Ириньей вараки, где аналогичные ставролит-гранат-анортитовые гнейсы и амфиболиты верхов свиты Ириньей вараки, по нашим представлениям, залегают в основании толщи сланцеватых амфиболитов Кукасозера, а следовательно, соответствие с верхними (кандскими и енскими) толщами беломория. В районе Карека- и Терматундры мелкозернистые биотитовые двуслюдяные гнейсы и гнейсо-сланцы кайтатундровской свиты, покрывающиеся высокоглиноземистой енской свитой силлиманит- и ставролитсодержащих кианит-гранат-биотитовых гнейсов и сланцев с прослоями двуслюдяных и графитистых сланцев, соответствуют как разрезам Подас- и Корватундры, так и разрезам верхних толщ беломория.

Формация сланцеватых, часто гранатовых амфиболитов, содержащая в низах прослои глиноземистых кианитовых гнейсов и сланцев, а также слюдистых биотитовых и кварцитовых сланцев, в восточной части Печенгской структуры, так же как и в северной части Карелии, отчетливо разделяется на нижнюю преимущественно парасланцевую с силлоподобными телами порфиробластических и полевошпатовых амфиболитов и верхнюю существенно ортоамфиболитовую (по зеленокаменным эффузивам и их туфобрекчиям), названную нами нижней зеленокаменной толщей, содержащую прослои актинолит-тремолитовых и прочих сланцев по ультраосновным эффузивам и их туфобрекчиям. В свою очередь верхняя часть сланцеватых ортоамфиболитов содержит тонкие горизонты кварцитов, карбонатных пород (мраморов) и слюдистых сланцев, особенно хорошо наблюдающихся в районе р. Печенги. В западной части Печенгской структуры эта формация не подразделена и закартирована как единая — в районе Каскама- и Шуорттундры. Восточнее она граничит по тектоническому контакту с глыбой гранитов Шуонияур. К северным фронтам гранитоидных глыб нижняя, а иногда и верхняя части этой формации тектонически выклиниваются, но почти целиком слагают субмеридиональные синклинали, разделяющие глыбы: синклиналь Кеудшеряур, Мауняур и оз. Песчаное — гора Тюльпвыд. Огибая глыбу Одежяур уже с широтным простиранием, сланцеватые амфиболиты следуют до горы Кучинтундра и обрываются здесь с востока региональным разломом.

В районе Карека — Корва- и Терматундры формация сланцеватых амфиболитов имеет такое же широкое распространение под названием свиты сланцеватых амфиболитов Терма — Карека — Норте, характеризуется тем же разрезом, залегает на высокоглиноземистых сланцах Карека — Терма и также содержит их прослои (кианит-гранат — ставролитовые и силлиманит-гранатовые). Самые низы этой формации представлены полосчатыми гранатовыми и порфиробластическими, иногда пироксеновыми, параамфиболитами и мономинеральными черными амфиболитами, преимущественно распространенными в Карекатундре. Им, по-видимому, соответствуют гранатовые и порфиробластические параамфиболиты, залегающие в низах этой же формации в структуре Печенги (к юго-западу от оз. Пороярви и по южной границе сланцев Тальитундры) и выходящие в ядрах малых антиклиналей (в районе горы Шуорт).

Сланцеватые амфиболиты перекрываются в районе Карека и Терма также амфиболизированной нижней зеленокаменной толщей с реликтовыми миндалевидными текстурами, которой и заканчивается разрез этого района. Сланцеватые амфиболиты тундр Кеулик, Кингирем,

Виймь, Тукчель, несомненно, того же стратиграфического положения и генезиса, что и вышеописанные, образуют широтную гряду протяженностью до 40 км, совпадающую с простиранием пород, падающих на юг под углом 60—65°. Сланцеватые амфиболиты залегают здесь на сильно мигматизированных гнейсах беломорско-кольской формации, возраст и состав которых до мигматизации не может быть определен точнее, и, таким образом, начинают и завершают разрез докарелия. Резко преобладающими среди них являются сланцеватые параамфиболиты, перемежающиеся с подчиненными осадочно-метаморфическими сланцами, диопсидовыми, биотит-амфиболовыми и гранатовыми амфиболитами, тяготеющими к низам разреза. Реликты миндалевидных текстур дают возможность считать верхи этой толщи метаэффузивами нижней зеленокаменной толщи, сопровождающимися туфами и туфобрекчиями. Осадочно-метаморфические сланцы связаны с амфиболитами постепенными переходами и представлены биотит-амфиболовыми, биотит-плагиоклазовыми, углистыми сланцами небольшой мощности (до 10 м). Тремолитовые и плагиоклаз-тремолитовые сланцы, по-видимому, образуются по ультраосновным эффузивам.

Нижняя филлитовидная формация, как обычно, очень пестрого состава, в структуре Печенги распространена широко и в различных ее участках более или менее метаморфизована. В зависимости от этого до наших работ относилась к разному возрасту. Наиболее метаморфизованные кварц-слюдяные, иногда с гранатом, плагиосланцы Тальитундры относились к архею или тундровой серии «нижнего протерозоя»; расположенные восточнее менее метаморфизованные кварц-серицитовые, кварц-биотитовые, филлитовидные (кварц- серицит, хлорит, карбонат — основные породообразующие их минералы в различных количественных соотношениях), графитовые, известковые, кварцитовые сланцы, вмещающие кислые эффузивы и их туфогены, относились к печенгской серии «среднего протерозоя». Нами впервые было показано, что филлитовидные сланцы разных участков южной части Печенгской структуры одновозрастны, залегают в ядре одной и той же опрокинутой к северу главной сжатой синклинали, осложненной поперечными поднятиями перед фронтами надвигавшихся на нее с юга гранитоидных глыб. Поэтому участки их выхода по простиранию разобщены. С запада на восток они слагают ядра синклиналей Тальитундры, Южного Ансельмозера — р. Печенги и оз. Песчаного [59].

В основании филлитовидной толщи залегает горизонт полосчатых гранатовых и порфиробластических параамфиболитов, переслаивающихся со сланцами Тальитундры в южном борту синклинали, подстилающих их в ее северо-западном борту (к юго-западу от Пороярви) и, по-видимому, окаймляющих синклиналь оз. Ансельм — р. Печенга.

Верхняя зеленокаменная формация перекрывает филлитовидную, выходящую в ядре главной линейной антиклинали, расположенной непосредственно к северу от описанной синклинали. Слагающие ее зеленокаменные эффузивы и их туфобрекчии менее метаморфизованы (фация зеленых сланцев), осланцованы и подстилаются характерным горизонтом туфобрекчий, содержащим вулканические бомбы (западный берег Пороярви, среднее течение р. Касэйоки).

Верхняя филлитовидная формация отличается от нижней (особенно сланцев Тальи) меньшей степенью метаморфизма, хорошо выраженной ритмичной слоистостью, значительно большим присутствием в ее составе карбонатного туфогенного, углистого материала, наличием контрастно полосчатых кремнисто-углистых и других разновидностей. Сланцы этой формации слагают крылья главной антиклинали, непрерывно продолжаясь от государственной границы через северную половину оз. Пороярви почти до Кучинтундры. Верхние зеленокаменная и филлитовидная формации выделены условно. При иной расшифровке структуры

этот разрез может оказаться сдвоенным. При описании и корреляции разрезов этой зоны использованы многие работы [18, 19, 54, 59, 91—94, 120, 135—137, 143, 144, 205, 228, 229, 237, 275, 292 и др.].

РАЗРЕЗ ЗОНЫ ИМАНДРА — ВАРЗУГА — СОСНОВКА

На всем протяжении с запад-северо-запада на восток-юго-восток, свыше 350 км по простиранию, разрез зоны Имандра — Варзуга приблизительно постоянный. На нижних более или менее мигматизированных гнейсовых толщах № 1, 2, которые называются то беломорскими, то кольскими, даже в одной и той же зоне к югу от структуры Имандра — Варзуга лежит высокоглиноземистая толща гнейсов и сланцев № 4, 5 с кое-где сохранившимися полевошпатовыми и сланцеватыми амфиболитами в основании. Последние в описываемой зоне почти не сохранились в качестве самостоятельной толщи в условиях интенсивной мигматизации. По-видимому, за счет разложения и метасоматической переработки в ее нижней части или в подошве были сформированы маломощные линзы и горизонты магнетитовых кварцитов, кварц-магнетитовых и амфибол-магнетитовых сланцев, с которыми связаны заимандровские и приимандровские месторождения железных руд. Их осадочное происхождение, до сих пор неоспариваемое, основывается лишь на том, что они залегают согласно с вмещающими амфиболовыми и биотитовыми парагнейсами, а их полосчатость параллельна общей слоистости вмещающих толщ.

Как нам приходилось наблюдать [59], метасоматиты, в том числе магнетитсодержащие, как правило, наследуют первично слоистую или первично сланцеватую текстуру тех пород, за счет которых они образуются, и их пространственное положение, следовательно, согласное с вмещающими толщами, не может служить доказательством осадочного генезиса. Верхняя часть толщи сланцеватых амфиболитов, подстилающих верхнюю гнейсовую толщу, по-видимому, была размыта. Этим объясняется немногоярусное расположение горизонтов и линз железистых кварцитов, в противоположность некоторым другим (Гимолы, Костамукша) районам.

Реликты описываемой мигматизированной толщи разнообразных амфиболитов наблюдаются в Прихибинском районе в виде порфиробластических, часто гранатовых амфиболитов и развивающихся по ним амфиболсодержащих гнейсов, тяготеющих к границе между второй (и, может быть, третьей) толщей беломорских (кольских) гнейсов и вышележащей толщей мелкозернистых существенно биотитовых гнейсо-сланцев, выделяемой здесь под названием «кислогубской свиты». Восточнее, в центральной части описываемой зоны, под названием «пялочной свиты» описана толща амфиболовых сланцев и амфиболитов, якобы выходящих в ядре крупной антиклинальной складки среди мелкозернистых полосчатых гнейсо-сланцев так называемой кислогубской свиты. Если структура опрокинутой антиклинали правильна [170, 171], то эти амфиболовые сланцы и амфиболиты действительно должны были бы относиться к свите, называемой пялочной. Однако более вероятной представляется иная трактовка этой структуры — в виде опрокинутой синклинали, и тогда эта толща амфиболовых сланцев заняла бы положение между толщей гнейсо-сланцев кислогубской свиты и филлитовидной толщей (панареченской свитой — по местной терминологии, с которой должно было бы объединить так называемые кислогубские гнейсо-сланцы «северного крыла опрокинутой антиклинали»), отвечая по стратиграфическому положению нашей нижней зеленокаменной толще (т. е. витегубской серии, согласно легенде СЗТГУ). Это толкование тем более вероятно, что далее к востоку сланцеватые амфиболиты прослеживаются непрерывно в районе верховьев рек Стрельны, Чапомы и Сос-

новки, где они занимают то же стратиграфическое положение, залегая между куполами, в ядрах которых выходят гнейсо-сланцы кислогубской свиты.

Таким образом, восточнее Прихибинского района амфиболовые сланцы так называемой пялочной свиты, даже в своих реликтах, достоверно не наблюдаются и за них ошибочно принимают вышележащие по разрезу сланцеватые амфиболиты так называемой витегубской свиты. По-видимому, они здесь замещаются в условиях интенсивной мигматизации амфиболовыми гнейсами, которые картируются вместе со второй, средней, беломорской толщей.

Выше залегают характерные мелкозернистые, часто полосчатые и ритмичнослоистые, биотитовые, гранат-биотитовые двуслюдяные гнейсы и сланцы с прослоями амфиболитов, слюдистых и гранобластических осадочных и метасоматических кварцитов и линзами известняков, известные теперь в зоне Имандра — Варзуга под названием «кислогубской свиты», а ранее под названием «роуксинских сланцев». Эти мелкозернистые гнейсо-сланцы непрерывно протягиваются вдоль южной границы зоны Имандра — Варзуга и параллелизуются нами с кандскими и енскими гнейсами беломорской серии и со второй, т. е. сланцевой, толщей ладожия. В верхней части так называемой кислогубской свиты, так же как и в Беломорье, Северной и Западной Карелии, Северном Приладожье, известны высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, которые в одних случаях выделяются в самостоятельные стратиграфические подразделения, как, например, высокоземельская свита в районе верховьев рек Стрельна — Пулоньга — Сосновка или верхняя кислогубская подсвита в районе рек Пана — Варзуга [170], в других — упоминаются только в качестве прослоев в кислогубской свите, приуроченных преимущественно к ее верхней части (западное побережье оз. Имандра). Высокоглиноземистые разновидности гнейсов представлены гранатовыми, силлиманит-гранатовыми, кианит-гранатовыми и ставролитовыми разновидностями, которые обычно ассоциируют с двуслюдяными и графитовыми сланцами. В условиях наложенного плутонического метаморфизма глиноземистые минералы замещаются слюдистыми, что создает кажущееся впечатление изменчивости разреза.

Вышележащая толща сланцеватых амфиболитов (витегубская свита) существенно ортометаморфического происхождения и сопутствующих им полевошпатовых гранатовых амфиболитов, амфибол-биотитовых сланцев и метасоматических кварцитов подстилается параамфиболитами с линзами мраморизованных известняков, а в верхней части переходит иногда в зеленые сланцы с прослоями разнообразных сланцев по ультраосновным эффузивам. Последние известны повсюду от западного побережья оз. Имандра до восточного окончания зоны в районе верховьев рек Чапомы и Пулоньги. В Прихибинском районе, однако, на геологических картах на месте этой толщи показан Умбинский массив габбро на протяжении более чем 40 км, который, по нашим данным, распадается на ряд изолированных массивов габбро, габбро-амфиболитов, габбро-норитов и перидотитов, интрудированных в толщу амфиболовых и зеленых сланцев. Последние обнажены еще хуже, чем первые, в этой заболоченной полосе, и поэтому создается впечатление непрерывно протягивающегося единого массива габброидов. В районе устья р. Паны (если права Л. Н. Потрубович, и сланцеватые амфиболиты этого района должно относить к пялочной свите), витегубская толща сланцеватых амфиболитов перекрыта надвинутой на нее по Варгузскому разлому толщей мелкозернистых биотитовых гнейсов кислогубской свиты и далее к востоку снова появляется в районе верхнего течения рек Варзуги и Стрельны, откуда непрерывно следует вдоль структуры Имандра — Варзуга, вплоть до ее восточного окончания в районе р. Сосновки.

На витегубской толще сланцеватых амфиболитов (нижней зеленокаменной толще) также согласно залегает филлитовидная толща, вмещающая эффузивы кислого и среднего составов. Объем ее в описываемой структуре понимается различно. В западной части к ней относится только существенно эффузивная составляющая, и тогда она называется арваренчской, а в районе рек Паны и Варзуги, где она преимущественно осадочная и осадочно-туфогенная, — панареченской. В Прихибинской части структуры, вопреки мнению всех работавших здесь геологов, филлитовидные и графитистые сланцы (с маломощным горизонтом карбонатных пород известковистого завода), выходящие в ядрах опрокинутых антиклиналей среди верхней зеленокаменной толщи к югу (а может быть и северу) от Соустовского массива, следует относить к филлитовидной толще докарелия, подразделив ее на существенно вулканическую (арваренчскую) и существенно осадочную составляющие. В восточной части структуры филлитовидная толща, по-видимому, отсутствует из-за глубокого эрозионного среза в месте воздымания оси синклинорной структуры докарелия.

Верхняя зеленокаменная толща с подчиненными ей прослоями кварцитов близ ее основания присутствует только в западной части структуры. К ней мною предположительно относятся зеленокаменные породы Рижгубы (по мнению всех исследователей начинающих разрез карелия) и породы, расположенные непосредственно к югу (а может быть, и к северу, вплоть до южной границы умбинской свиты карелия) от Соустовского массива. Далее к востоку она постепенно скрывается под надвинутыми на нее с юга более древними толщами. Для описания этого разреза использованы литературные материалы [96—98, 134, 170, 171 и др.].

РАЗРЕЗЫ КЕЙВСКОЙ ЗОНЫ

До сих пор казалось твердо установленным, что породы, относимые к кейвской серии, лежат выше образований тундровой серии. Однако в Кейвской зоне те и другие совместно не встречаются, и этот вывод был сделан, по-видимому, на материале зоны Воронья — Колмозеро, где сланцеватые амфиболиты Полмастундровской зоны и будто бы кислые эффузивы вороньетундровской свиты, действительно подстилающие глиноземистые породы кейвской серии, относились к тундровой серии. Но кислые эффузивы по всем признакам должны здесь относиться к гипабиссальным интрузивным образованиям, а сопровождающие их парасланцы — к кейвской серии, следовательно, вороньетундровская свита должна прекратить свое существование. Сланцеватые амфиболиты полмастундровской свиты подстилают не только глиноземистые породы червуртской свиты, но и гнейсы лявозерской и лебяжинской свит, которые переходят одна в другую в районе Колмозера, как это хорошо видно к юго-востоку от Колмозера, и вряд ли могут относиться к тундровой серии в понимании геологов СЗТГУ. Они проходят по границе между нижними гнейсовыми толщами так называемой кольской серии и лебяжинскими гнейсами, и с них мы предлагали обычно в других районах (Приладожье, Пебозеро) начинать разрез докарелия. С южной стороны Кейвской синклинали в очень мощной (до 3 км?) толще лебяжинских гнейсов сланцеватые амфиболиты полмастундровской свиты не выделены, вероятно, не по причине отсутствия, а потому, что они картировались вместе с пластовыми телами амфиболизированных метагаббро-диабазов и потерялись среди последних. Во всяком случае некоторые из них, например, в районе депрессии р. Сухой, устанавливаются по магнитным аномалиям, которые ничем не отличаются от магнитных аномалий, обусловленных сланцеватыми амфиболитами.

Учитывая интенсивную складчатость лебяжинских гнейсов и неоднородный состав в полосе громадной ширины выхода, можно предполагать, что мощность их меньше определяемой теперь и что среди них, возможно, будут закартированы подстилающие гнейсы и сланцеватые амфиболиты, соответствующие полмастундровской свите, которая, таким образом, занимает положение, аналогичное пялочной свите в других структурах Кольского полуострова. Что касается кислых эффузивов в лебяжинских гнейсах, то за них, вероятно, иногда принимали метасоматиты щелочных гранитов по гнейсам с порфиробластами полевых шпатов.

В новом свете предстают также соотношения кейвской и тундровской свит в районе Малых Кейв, где, по последним данным (А. К. Симон, М. А. Сотникова, 1964 г., и другие), породы несомненно кейвской серии согласно перекрываются породами тундровой серии — толщей сланцеватых и прочих амфиболитов с прослоями глиноземистых и биотитовых сланцев и гнейсов, которые Н. А. Островской трактуются в качестве рижгубской свиты карелия. Синклинорная структура докарелия, прекрасно вырисовывающаяся здесь на новых картах Н. А. Островской (1966 г.), если мысленно снять залегающие на них несогласно конгломераты и кварциты карелия, сложена гнейсами тождественных свит: лебяжинской на севере и кислогубской на юге в ее крыльях и образованиями тундровой серии (амфиболитов) в ее ядре. Как и во многих других районах, свиты, аналогичные вышеупомянутым «пограничным» между беломорием и докарелием, относились к разным промежуткам времени — от раннего архея до раннего протерозоя (докарелия по нашей схеме), и являются «скользящими».

Таким образом, в районе Малый Кейв устанавливается следующий разрез, характеризующий северное опрокинутое крыло синклинорной структуры докарелия (снизу вверх).

1. Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы и сланцы (лебяжинской свиты).
2. Высокоглиноземистые гнейсо-сланцы с прослоями мусковитовых кварцитов и двуслюдяных сланцев (червуртская и выхчуртская свиты).
3. Толща сланцеватых амфиболитов и зеленых сланцев преимущественно по основным эффузивам с прослоями и линзами мусковитовых и метасоматических кварцитов, биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов в ее низах, многочисленными силлами полевошпатовых ортоамфиболитов и габбро-амфиболитов, пластовыми телами серпентинитов и сланцев по ультраосновным эффузивам в ее верхней части (рижгубская свита Н. А. Островской, романовская свита М. А. Сотниковой, интрузивные диабазы и габбро-диабазы А. К. Симона).
4. Филлитовидная толща здесь, по-видимому, распространена незначительно, представлена только своими низами, венчает разрез докарелия (арваренчская свита) или размыта.
5. Полимиктовые и кварцевые конгломераты, кварцито-песчаники и диабазовые породы, лежащие несогласно на всех породах докарелия и гранитоидах (частично рижгубская свита Н. А. Островской, песцово-тундровская свита М. А. Сотниковой). Так же как и две верхние песцово-тундровские свиты Больших Кейв, кварцито-песчаники, доломиты, диабазы должны относиться к карелию.

РАЗРЕЗЫ ЗОНЫ ВОРОНЬЯ — ПОРОСОЗЕРО — КОЛМОЗЕРО

Структура и стратиграфия зоны, изображенные на картах СЗТГУ, значительно отличаются от наших представлений. Основные разногласия заключаются в следующем.

1. Гнейсы и сланцы так называемой лявозерской и солдатмыльковской свит, поставленные на разные уровни колонки, совершенно тождественны, одинаково подстилают высокоглиноземистую толщу так называемой червуртской свиты и должны объединяться с аналогичными гнейсами лебяжинской свиты, в которую они и переходят по простиранию в районе к северо-западу от оз. Колмозера.

2. Все гнейсы однообразного состава (биотитовые и гранат-биотитовые, мелкозернистые) вышеперечисленных свит подстилаются мелко-

зернистыми сланцеватыми и полевошпатовыми амфиболитами, отделяющими их от второй толщи так называемых кольских гнейсов.

3. Вороньетундровская свита отсутствует. Относимые к ней до сих пор кислые эффузивы являются интрузивными гипабиссальными телами с полнокристаллической структурой основной массы и вкрапленниками плагиоклаза и кварца до 1,5 см. Относимые к ней мусковитовые, биотитовые, двуслюдяные, кварц-серицитовые сланцы, плагиосланцы и гнейсы должны рассматриваться в рамках гнейсо-сланцевой толщи, подстилающей глиноземистую [22, 80, 104, 175, 176, 232, 233 и др.].

Из описания авторов [105] следует, что бо́льшая часть вороньетундровской свиты характеризуется полосчатой текстурой, тонкой слоистостью — параллельной или иногда косой (?) — и представляет собой мусковит-кварцевые, биотит-плагиоклазовые двуслюдяные сланцы и гнейсо-сланцы, иногда с гранатом, кварцитовидные породы с гранобластической структурой, которые, таким образом, должны быть отнесены к кейвской формации (серии) и отвечают по составу и, вероятно, возрасту солдатмыльковской свите этой же зоны. Представление о том, что все или большинство пород вороньетундровской свиты являются первично-полосчатыми кислыми эффузивами (Карпинская), вряд ли правильно. В эту осадочную толщу, по-видимому, преимущественно и внедрились гипабиссальные интрузии кварцевых порфиров и кератофиров, которые по всем признакам отвечают интрузиям подобных пород Центральной Карелии, петрографически отличаются от кислых эффузивов и никогда не сопровождаются туфогенными породами. Вороньетундровская свита должна параллелизоваться с лявозерской свитой описываемой структуры, лебяжинской свитой гнейсо-сланцев Кейв, с кислогубской свитой зоны Имандра — Варзуга, кандскими гнейсами Беломорья и ладожской формацией Северного Приладожья.

4. Кварциты и подстилающие их моно- и полимиктовые конгломераты так называемой выхчуртской свиты самые молодые в разрезе, лежат несогласно на всех вышеперечисленных породах, содержат их гальку и принадлежат одному и тому же стратиграфическому горизонту, в виде эрозионных останцов выходящему среди любых нижележащих пород.

Таким образом, разрез описываемой зоны представляется в следующем виде (снизу):

1. Сланцеватые амфиболиты с прослоями биотитовых, двуслюдяных и гранат-биотитовых гнейсов с линзами магнетитовых кварцитов, подстилающиеся, по-видимому, силлиманит-кордиерит-гранатовыми гнейсами второй кольской толщи.
2. Мелкозернистые, полосчатые, биотитовые, амфибол-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы с прослоями мусковитовых двуслюдяных гнейсо-сланцев.
3. Высокоглиноземистые гранат-кианит-ставролитовые и биотит-ставролитовые сланцы. Эту часть разреза следует параллелизовать с соответствующими толщами ладожской формации (амфиболит-карбонатной, биотитовых гнейсо-сланцев, ставролитовых сланцев), с верхними толщами гнейсов Беломорья (кандские+енские гнейсы, подстилающиеся сланцеватыми амфиболитами), т. е. с низами докарелия.
4. Лежащие на них несогласно эрозионные останцы конгломератов моно- и полимиктовых, перекрывающихся к западу от оз. Лявозеро кварцито-песчаниками, следует рассматривать как базальные образования карелия.

Если принять изложенные поправки в стратиграфии, то синклинальная структура зоны Воронья — Колмозеро в общем сохранится, но в юго-восточной части усложнится антиклинальным перегибом (с гнейсами уничтоженной нами «солдатмыльковской» свиты в ядре), подразделяющим ее на две. Сходство приведенного разреза с разрезом ладожской формации усугубляется, если принять во внимание и магматизм описываемой зоны. Не имея возможности подробно остановиться на вопросах магматизма, укажем лишь на то, что комплекс распространенных здесь и еще недостаточно изученных малых дифференцированных

основных и ультраосновных интрузивных тел позднедокарельского возраста по составу, возрасту и структурному положению целиком отвечает соответствующему комплексу Ладоги.

* *
*

С тех пор как в конкретных регионах выделены конкретные формации и установлены их границы в системе смежных с ними геологических образований, проведена типизация этих формаций, т. е. установлена их принадлежность к тому или иному типу известных формаций, необходимо определить место формации во вмещающей ее структурной зоне и в общем цикле ее тектонического развития. При этом появляются трудности, возникающие в результате широко распространенного явления конвергенции геологических формаций [260], т. е. возникновения геологических комплексов, сходных по фациально-литологическим признакам в тектонически различных участках земной коры в связи с тем, что в различных геоструктурных зонах в некоторые периоды их развития повторяются одинаковые физико-географические условия. В результате образуются осадочные комплексы, близкие по литофациальной, но различные по тектонической характеристике.

Конвергенция обнаруживается у многих формаций, в особенности у таких, как менее изученные глинисто-сланцевые и граувакковые. Они-то как раз в основном и слагают разрез докарелия, а попытки установить по ним ту или иную структурную зону земной коры и тектоническое их место в том или ином цикле приводят часто к ошибкам. Так, до наших работ (1945—1949 гг.) типичные субплатформенные формации карелия смешивались с геосинклинальными докарелия. В настоящее время, например, комплекс грубообломочных отложений основания карелия, залегающий на коре выветривания, принимается за молассовые послеинверсионные отложения докарельских складчатых горных сооружений, что приводит к ошибкам в понимании геологической истории. Ритмичнослоистые толщи, залегающие на разных уровнях разреза докарелия и карелия, смешиваются, приравниваются к одновозрастным флишевым отложениям, что, в свою очередь, приводит к стратиграфическим ошибкам (например, филлитовидная ладожская толща коррелируется с суйсарской туфогенно-сланцевой толщей, названной А. И. Кайряком [100] бесовецкой свитой, или филлитовидная толща тундровой серии с продуктивной толщей туфосланцев и филлитов печенгской и имандра-варзугской серий и пр.).

Таким образом, в условиях нижнего докембрия Карелии и Кольского полуострова необходимо принять, что крупные формационные единицы в пределах каждой данной зоны совпадают с крупными стратиграфическими подразделениями. Выделяемые формации докарелия, однако, редко являются однородными и представляют собой простые или сложные многостепенные переслаивания. При выделении формаций и проведении границ между ними в этом случае приходится руководствоваться определяющей «лицо» формации господствующей разновидностью или выявлять закономерности в сочетаниях и чередовании парагенетически связанных друг с другом разновидностей (фаций), т. е. выделять формации согласно тому или другому генетическому типу переслаивания. Как известно, образование формаций контролируется двумя факторами: климатическим и тектоническим. Смена формаций указывает на существенное изменение тектонического режима в той структуре, в которой она наблюдается.

В настоящей работе предпринимается попытка выделения формаций докарелия в разных структурных зонах, их корреляции и типизации; попытка определения места формации во вмещающей ее тектонической зоне и составление единого формационного ряда как литологи-

ческого выражения последовательных этапов развития каждой данной структуры. При этом приходится сравнивать, по-видимому, одновозрастные разрезы, находящиеся в различных фациях метаморфизма. Для более успешного выполнения этой задачи с регионально метаморфических толщ приходилось «снимать» (по возможности) явления двух принципиально различных типов наложенного метаморфизма: плутонического (регионального, ультраметаморфизма, гранитизации) и диафтореза.

Приведенные в табл. 2 и 4 сводные разрезы докарелия и беломорско-кольских толщ для простоты дальнейших рассуждений можно обобщить, разделив на три существенно осадочные толщи, переслаивающиеся с тремя существенно вулканогенными, снизу вверх:

Нижние беломорско-кольские толщи гнейсов (за исключением пород фундамента):
I 1. Биотитовые, гранатовые, амфиболовые
2. Высокоглиноземистые
II 3. Амфиболит-карбонатная толща — пара (ниже), орто (выше)
Верхние беломорские кандские и енские толщи гнейсо-сланцев:
III 4. Мелкозернистых, ритмичнослоистых, биотитовых, двуслюдяных
5. Высокоглиноземистых, сопоставляемых нами с ладожскими, кислогубскими, частью лебяжинскими, кейвскими гнейсами
IV 6. Нижняя зеленокаменная толща существенно сланцеватых амфиболитов — пара (ниже), орто (выше)
V 7. Пестрая филлитовидная толща, вмещающая кислые эффузивы
VI 8. «Верхняя зеленокаменная» толща зеленых сланцев по основным эффузивам.

Таблица 4

Стратиграфическая схема докарельских образований (верхнего архея)

Вулканогенный (собственно докарельские толщи) тип разреза	Вулканогенно-терригенный (терригенно-глиноземистый) тип разреза	Терригенный (беломорско-кольские и другие гнейсы) тип разреза
VI 8. Верхняя зеленокаменная толща		
V 7. Филлитовидная толща, вмещающая кислые эффузивы	III 5. Высокоглиноземистая толща (с гранатом, ставролитом, реже кианитом) 4. Толща мелкозернистых ритмичнослоистых гнейсов и гнейсо-сланцев	I 2. Высокоглиноземистая толща (с кианитом, гранатом, силлиманитом, кордиеритом) 1. Толщи биотитовых, гранатовых, амфиболовых гнейсов
IV 6. Нижняя зеленокаменная толща. Параамфиболитовая толща с прослоями кварцитов	II 3. Толща сланцеватых и порфиробластических амфиболитов с линзами карбонатных пород в нижней части	Размыв

До сих пор рассматривались выделенные литолого-стратиграфические единицы разреза беломория-докарелия в их вертикальной последовательности. Но при взгляде на карту бросается в глаза, что каждая из трех основных выделенных осадочных (и подчиненных ей вулканогенных) формаций занимает определенные автономные площади рас-

пространения, закономерно сменяя одна другую в горизонтальном направлении. Узкие линейные зоны распространения складчатых образований собственно докарелия (№ 4, 5, 6) сменяются закономерно следующими за ними зонами развития мелкоглыбовых (куполовидных) структур, которые сложены толщами и докарелия и беломория (№ 2, 3, 4), а затем широкими зонами того же простирания кольско-беломорских толщ (№ 1). В местах сопряжения беломорских и докарельских структур они всегда подчиняются одному и тому же структурному плану. Беломорские толщи ложатся под докарельские с переслаиванием гнейсов первых с амфиболовыми сланцами вторых (в случае стратиграфического контакта).

Если бы беломориды представляли собой более древний геосинклинальный цикл, чем докарелиды, то в геосинклинальных складчатых сооружениях последних находили бы срединные массивы не только гранитоидов, но и беломорид. Однако последние никогда не были там обнаружены. Если бы беломорские толщи выстилали геосинклинальные прогибы, согласно падая под докарелий повсюду внутри геосинклинальных систем, то в условиях интенсивной складчатости беломорские гнейсы выходили бы там в ядрах антиклиналей. Так как этого никогда не наблюдалось, то следует прийти к выводу, что толщи беломорских гнейсов (нижние и верхние) замещали вкрест простирания геосинклинальных структур первого порядка друг друга и далее замещались докарельскими, т. е. те и другие представляют собой три типа сближенных разрезов: терригенного, терригенно-глиноземистого и вулканогенного.

Терригенный тип разреза отвечал поднятиям — геоантиклиналям (существенно песчанистый подтип), терригенно-глиноземистый — миогеосинклиналям (существенно глиноземистый — терригенно-вулканогенный подтип), вулканогенный — эвгеосинклинальным прогибам. Размещение типов разреза в пространстве показано на рис. 4, 27, 28, табл. 4.

В настоящее время одновозрастность трех типов разреза прямыми способами не может быть доказана, так как в них нет палеонтологических остатков, а данные изотопного возраста пока еще не могут служить бесспорными критериями их возрастных взаимоотношений.

Помимо литологических построений одновозрастность беломорских и докарельских типов разреза может определяться следующими косвенными доказательствами.

1. Все типы разреза подстилаются одним и тем же фундаментом во всех трех разных зонах и в местах их стыка (см. рис. 4).

2. Переслаивание пород докарелия и беломория при моноклинальном их залегании в местах сопряжения, что отражает их взаимное выклинивание.

3. Уменьшение мощностей характерных формаций в местах стыка соответственных пар типов разреза (там, где они залегают «выше» друг друга) и выклинивание их в стороны «чужой» соседней зоны.

4. Повторяющиеся черты сходства соответствующих формаций в рядом расположенных зонах (см. рис. 4, табл. 4), особенно в местах их сопряжения. Поэтому в частных случаях эти зоны не всегда легко диагностируются по входящим в них формациям как таковые, хотя в общем различия между ними не вызывают сомнений.

Формации, отвечающие трем типам разреза, подстилаются одним и тем же фундаментом, выходящим в виде срединных массивов в каждой данной зоне, со скачущими, в том числе аномальными (для беломорско-кольских, докарельских толщ) цифрами изотопного возраста 2000—3500 млн. лет и больше. Срединные массивы не всегда легко картируются, так как во время складчатости геосинклинальные толщи различных структурно-фациальных зон «сдергивались» со своего основания, коловшегося на блоки; проникающие по разрывам молодые граниты «одевали рубашкой» древние глыбы, размещались вдоль поверх-

ности срыва, формируя диапир-плутоны и мигматизируя как породы древних глыб (отсюда скачущие для них цифры изотопного возраста), так и геосинклинальных толщ [59, 60]. К осевым участкам геосинклиналей, сложенным вулканогенным типом разреза, гранитоидная кора выклинивается так, что вулканогенные типы разреза переходят на базальтовую оболочку непосредственно.

К породам фундамента следует относить древнейшие гранитоиды, мигматиты по ним, чарнокиты и чарнокитизированные сланцы, мо-

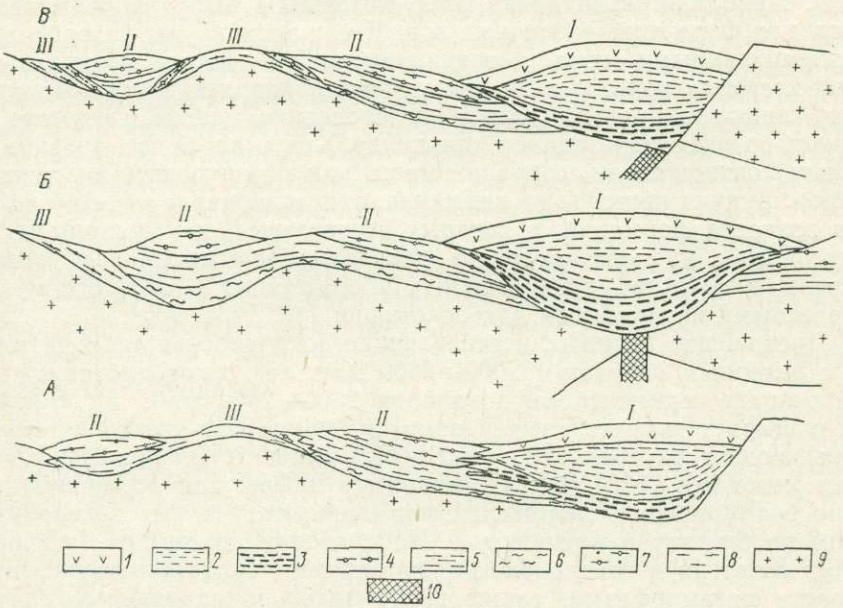


Рис. 4. Схема распределения разрезов, формаций, мощностей.

А — профиль с резкими стыками типов разреза и формационных линз, близкий к действительным соотношениям между формациями; *Б, В* — разрезы с обобщенными формационными границами. В этом случае типы разрезов, лежащих «рядом» (сменяющих друг друга в латеральном направлении), принимаются за разрезы, лежащие «выше» (сменяющие друг друга в вертикальном направлении).

Тип разреза: *I* — вулканогенный; *II* — терригенно-вулканогенный; *III* — терригенный. Формация: *1* — верхняя вулканогенная (спилитовая), *2* — филлитовидная (флишевая), вмещающая кислые (кератофировые) эффузивы, *3* — нижняя вулканогенная (спилитовая) + туфогенно-мергелистая, *4* — высокоглиноземистая (флишоидная) (верхняя), *5* — песчано-глинистая (флишоидная), *6* — карбонатно-туфогенная + спилитовая, *7* — высокоглиноземистая (нижняя), *8* — граувакковая; *9* — фундамент (гранитный слой); *10* — базальтовый слой.

жет быть породы гранулитового комплекса запада Кольского полуострова и Колвицкого района. Высокие цифры изотопного возраста и их геологическая позиция подтверждают правильность этого заключения.

Предпринятая здесь попытка рассматривать разрезы беломорско-кольских и докарельских толщ как разрезы различных структурно-формационных зон своеобразных докембрийских геосинклиналей позволяет объяснить ряд фактов, казавшихся ранее парадоксальными.

1. Маловероятные цифры суммарной мощности беломорско-кольских толщ + докарелия до 15 км и более (если считать, что они согласно сменяют друг друга только по вертикали). При настоящей трактовке, когда они сменяют друг друга и в горизонтальном направлении, мощности разрезов уменьшаются вдвое и втрое в каждой данной структурно-фациальной зоне.

2. Уменьшение мощностей формаций вплоть до полного выклинивания некоторых из них в зонах сопряжения различных типов разрезов. Например, очень малые мощности филлитовидной толщи (верхней осадочной) в Восточно-Карельской зоне (0—300 м) и в зоне Парандово — Надвоицы (500 м вместо 1,5—2 км, определяемых для срединных час-

тей эвгеосинклинальных зон), непосредственное налегание верхней зеленокаменной толщи на нижнюю, только в некоторых случаях разделенных маломощным горизонтом (100—300 м) слюдистых или гранобластических кварцитов, замещающих здесь всю филлитовидную толщу.

3. Исчезновение в разрезах и в плане верхней беломорской толщи (кандской и енской) с подстилающей ее амфиболит-карбонатной толщей, когда ширина миогеосинклинальной зоны с терригенным типом разреза сокращается и геоантиклинальная зона непосредственно граничит с эвгеосинклинальной.

4. Приблизительно одинаковые интервалы цифр абсолютного возраста для формаций различных зон. К сожалению, мы не располагаем прямыми данными возраста осадконакопления каждой из них и судим о них косвенно, только по возрасту пересекающих их гранитов или возрасту свинца из рудных прожилков. Последние, однако, не всегда определяют возраст образования прожилков, отвечая более древним изотопным соотношениям, сохранившимся при переотложении рудного вещества. Будучи приняты во внимание, они приводят к резкому удревнению возраста формаций, в которых встречаются, как, например, это и произошло с цифрами возраста докарелия эвгеосинклинального типа разреза, несколько удревненными по сравнению с соответствующими возрастными интервалами для беломорид [131, 235, 236].

Древнейшие граниты, пересекающие докарельские складчатые толщи с реперным возрастом 2000—2300 млн. лет, дают предположительный возраст седиментации докарелия 2300—2500 млн. лет, такой же, как и возраст магнетитовых кварцитов беломорско-кольских гнейсов и прорывающих их гранитов — 2000—2530 млн. лет, определенный разными методами [132]. Более «молодые» цифры для докарелия и особенно беломорской и ладожской формаций, полученные аргоновым методом по биотиту и мусковиту в Лаборатории докембрия (теперь Институт геологии и геохронологии докембрия), свидетельствуют лишь о возрасте метаморфизма, также приблизительно одинаковом для формаций всех трех зон.

5. Как показано в наших работах (см. табл. 6), магматические циклы беломория и докарелия в общем подобны и соответственно одновозрастны. Различие заключается в том, что в докарельском цикле (эвгеосинклинальных прогибов) значительно интенсивнее проявился эффузивный магматизм ранних этапов геосинклинального развития (офиолитовая формация), а в беломорско-кольских геоантиклинальных поднятиях и миогеосинклиналях — средних и поздних (гранитоидная формация). К местам сопряжения беломорских и докарельских разрезов приурочены наиболее крупные пояса позднеорогенных основных и ультраосновных интрузий.

С установлением согласного залегания беломорских и докарельских толщ возникает формальный, но тем не менее важный в рабочем порядке вопрос: откуда начинать разрез собственно докарелия и где проходит граница между двумя подтипами терригенного разреза? Наиболее удобны для этой цели хорошо диагностирующиеся в полевых условиях толщи сланцеватых амфиболитов: или те, которые подстилают так называемую третью беломорскую толщу (карбонат-амфиболитовая), или те, которые подстилают филлитовидную формацию. В первом случае пришлось бы всю или верхнюю часть беломорской толщи (кандские, енские), кислогубские, лебяжинские, кейвские, ладожские и прочие гнейсы того же уровня отнести к докарелию, разорвав привычный разрез беломорской толщи. Во втором случае — считать их беломорскими, пренебрегая привычными представлениями о докарельском возрасте, например, ладожской формации. Наилучший выход — следующее допущение: разрез собственно эвгеосинклинального докарелия следует начинать с толщи сланцеватых амфиболитов (горизонта параамфибо-

литов), подстилающих филлитовидную толщу, разрез существенно глиноземистого подтипа беломорского терригенного типа разреза — соответственно с карбонат-амфиболитовой толщи, подстилающей мелкозернистые биотитовые и глиноземистые гнейсы (см. табл. 4).

Если отвлечься от деталей и сравнивать крупные формационные единицы соответственно в беломорских и докарельских типах разрезов, которые во всех зонах обнаруживают одну и ту же последовательность, то придется прийти к выводу, что разрезы их однообразны на огромной площади Балтийского щита и хорошо коррелируются.

Терригенный тип разрезов, сложенных в геоантиклиналях олигомиктовыми (полевошпатовыми) мелкозернистыми песчаниками, а в миогеосинклиналях терригенными ритмичнослоистыми, полосчатыми осадками и еще выше — высокоглиноземистыми толщами осадков (соответственно трем нижним и двум верхним толщам беломорских гнейсов и др.), по-видимому, соответствует нижней терригенной (сланцево-граувакковой) формации. Она делится на: граувакковую, сланцевую (филлитовидную) и паралическую (редуцированную) подформации.

Вулканогенный тип разреза типичен для внутренних эвгеосинклиналей — сравнительно узких зон интенсивного прогибания, осевые участки которых закладывались вдоль крупнейших структурных линий региональных глубинных разломов. Среди этого типа разреза выделяются: офиолитовая (с нижней зеленокаменной), флишевая и верхняя зеленокаменная формации.

Сравнительный формационный анализ разреза докарелия приводит к следующим заключениям. Геосинклинальный цикл докарелия (верхний архей) наряду с чертами сходства имеет и существенные отличия в разрезе и, следовательно, в истории развития по сравнению с более поздними геосинклинальными циклами. Сходство заключается в том, что широко распространены формации ранних этапов развития геосинклинали.

1. Нижняя терригенная (сланцево-граувакковая) геоантиклиналей, представленная мощными толщами однообразных слабо дифференцированных граувакковых и полевошпатовых мелкозернистых песчаников (гнейсов нижней и средней беломорской формаций), которая лишь в верхних частях приобретала некоторое фациальное разнообразие.

2. Нижняя терригенная песчано-сланцевая миогеосинклиналей. Ее разрезы характеризуются также мощными толщами ритмичнослоистых флишоидных, песчано-глинистых и глинистых отложений, в которых впервые в истории докембрия региона появляются маломощные прослои, содержащие органическое вещество (углеродистые сланцы).

3. Эвгеосинклинальные: а) офиолитовая формация, представленная спилитовой подформацией — «нижней зеленокаменной», мощными трещинными излияниями и продуктами вулканических выбросов спилитового состава с подчиненными им основными и всегда серпентинизированными ультраосновными интрузиями и пикритовыми лавами, сопровождающимися разнообразными пирокластическими образованиями; кератофировой подформацией, излияния и мощные туфогенные образования которой происходили одновременно с отложением терригенного флиша; б) нижняя терригенная эвгеосинклиналей глинисто-сланцевая и глинисто-карбонатная флишевая формация, состоящая из ритмичнослоистых терригенных, реже карбонатных флишоидных отложений, с пачками углеродистых и кварцитовых сланцев, вмещающая эффузивы, туфы и туфогены кварцевых порфиров и кератофиров. Снизу вверх в ней выделяются подформации терригенного, туфогенного, терригенно-карбонатного флиша; в) верхняя зеленокаменная, спилитовая), представленная однообразными по составу и разнообразными по структурным разновидностям лавовыми покровами, шаровыми лавами и пирокластами.

4. Полностью и очень широко распространены типичные интрузивные формации последовательных этапов развития геосинклиналей.

Отличие заключается в следующем.

1. Недоразвиты или отсутствуют формации средних этапов геосинклинального ряда, прежде всего карбонатная. Она замещается или карбонатными флишоидными отложениями, или глинисто-сланцевыми толщами с горизонтами карбонатных пород очень малой мощности (до первых десятков метров), или мергелисто-туфогенными толщами (теперь параамфиболитами с линзами карбонатных пород).

2. Полностью отсутствует ряд поздних, послеинверсионных (орогенных) формаций: молассовой, красноцветно-терригенной, лагунной, а также вулканогенной порфировой.

3. Присутствующие в разрезе докарелия формации ранних этапов геосинклиналей характеризуются относительной выдержанностью фациального состава.

В разрезах обширных геоантиклинальных областей представлена нижняя терригенная формация (нижние толщи гнейсов беломорской серии), по Н. В. Горлову [76] подстилающаяся в Беломорье сланцеватыми и другими амфиболитами катаундровой свиты. Вероятно, к гранитоидам фундамента он относит и керетьскую толщу гранитизированных гнейсов, а лежащие на последней амфиболиты Хето-ламбы называет катаундровой свитой.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Беломорские (нижние) и кольские гнейсы имеют один и тот же разрез и представляют собой синонимы для обозначения одной и той же части разреза. Они гораздо шире распространены (слагая большие площади в Северной, Западной и Юго-Западной Карелии) и имеют меньшую мощность, чем это предполагалось ранее.

2. Нигде не подтверждаются несогласное залегание докарелия на беломории и наличие базальных образований докарелия. Контакты между ними или согласные или тектонические.

3. Приведенные здесь разрезы беломорско-кольских нижних толщ, верхних беломорских — ладожской и других аналогичных толщ и собственно докарельских отложений, подтверждая предыдущие выводы, демонстрируют некоторое неожиданное сходство соответственных разрезов (беломорско-кольских и докарельских) и входящих в них формаций в разных зонах Карелии и Кольского полуострова (табл. 4).

4. Формационный анализ и анализ других признаков позволяют выделить три типа одновозрастных разрезов, пространственно замещающих друг друга, а в местах стыка переслаивающихся друг с другом с соответственными выклиниваниями формаций в сторону «чужой» структурно-фациальной зоны:

а) терригенный, соответствующий геоантиклинальным зонам, представленный однообразными терригенными (граувакковыми) фациями;

б) терригенный, соответствующий миогеосинклинальным зонам, представленный парагенезисом различных песчано-глинистых фаций с подчиненными им мергелисто-туфогенными фациями;

в) вулканогенный, соответствующий эвгеосинклинальным узким зонам, представленный парагенезисом разнообразных осадочных (глинисто-сланцевых) и вулканогенных фаций, свидетельствующих о высокой степени осадочной дифференциации в результате длительности переноса. Впервые появляются кварцитовые и карбонатные прослои.

5. Осевые части эвгеосинклинальных зон формировались на месте заложенных к началу отложения докарелия глубинных разломов.

Отложения, соответствующие эвгеосинклинальному типу разреза, в осевой части геосинклинали залегают, по-видимому, непосредственно на базальтовой оболочке, что подтверждается и геофизическими данными.

СТРАТИГРАФИЯ
КАРЕЛИЯ (ЯТУЛИЯ)

Если разрезы докарелия на всей огромной площади восточной части Балтийского щита оказались более или менее однообразными (если абстрагироваться от деталей), то разрезы карелия, значительно лучше изученные, обнаруживают отчетливые различия (в деталях разреза) в зависимости от географического положения и, следовательно, различной палеогеографической обстановки их отложения в Карелии (за исключением Северо-Карельской зоны) и на Кольском полуострове. Отсюда следует выделить прежде всего карельский и кольский типы разрезов, причем северо-карельские структуры (Куолаярви — Панаярви и Кукасозеро — Тикшозеро — Хизовара) следует относить к кольскому типу.

Разница между ними заключается в том, что в карельском типе осадочные породы резко преобладают в разрезе над зеленокаменными, а последние представлены преимущественно силлами диабазов и габбро-диабазов, если исключить из колонки карелия вышележащие хогландские эффузивы, к которым относится суйсарский вулканический комплекс, эффузивы Ветреного Пояса, четвертый покров Печенги и пр. Осадочные породы формируют единый трансгрессивный мегацикл, на который накладывается локально более мелкая цикличность, модулирующая разрез карелия в различных структурах.

В кольском типе в разрезе резко преобладают зеленокаменные породы над осадочными и среди них преимущественно развиты эффузивы. Намечается несколько трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления приблизительно равной значимости, каждый из которых состоит из нижнего осадочного горизонта (трансгрессивной пачки) и вышележащей серии покровов. Соответственно в разрезе наблюдается большее количество перерывов, имеющих региональный характер.

Сходными для обоих типов разрезов являются следующие черты: 1) субплатформенный характер отложений, 2) сравнительно малая их мощность, 3) изменения фаций и мощностей к ядрам горст-антиклиналей и грабен-синклиналей, 4) одновременность осадконакопления с вертикальными движениями блоков фундамента (см. рис. 4, *А*).

КАРЕЛЬСКИЙ ТИП РАЗРЕЗОВ

Сводный разрез карелия (ятулия) в общих чертах давно был установлен для центральной, южной и юго-западной частей Карелии финскими (В. Рамсей, И. Седерхольм, П. Эскола) и русскими (В. М. Тимофеев, Н. Г. Судовиков) геологами, которые принимали трехчленное или четырехчленное его деление, выделяя:

1) базальные моно- и полимиктовые конгломераты; ошибочно считая, что на некоторых из них лежит кора выветривания, их выделяли в сариолийские;

2) кварцит-диабазовую толщу (сегозерская формация);
3) доломитовую толщу (низы онежской формации);
4) шунгитоносную толщу глинистых сланцев (верхи онежской формации) с подчиненными силлами диабазов и габбро-диабазов.

В. М. Тимофеевым (1935 г.) и М. А. Гиляровой (1948 г.) было подмечено, что от Лехтинской мульды по направлению к югу уменьшается мощность кварцито-песчаников, переслаивающихся с кварцевыми конгломератами, от сотен (1500—1000 м) до первых десятков метров (например, в Кайкарах) и почти до нуля (по северо-восточному борту Онежской мульды к югу от Койкар — в западном ее борту в районе оз. Туломозеро). Одновременно в разрезе появлялись и увеличивали в том же направлении свою мощность доломитовая и сланцевая толщи. Таким образом, вывод напрашивался сам собой: доломитовая толща по простиранию замещает кварцитовую. Однако впервые этот вопрос четко и остро был поставлен В. А. Соколовым (1955 г.), который параллелизовал разрезы кварцитовой и доломитовой толщ Онежской мульды, а затем и других структур в Южной и Юго-Западной Карелии, считая их одновозрастными. В настоящее время, однако, выводы В. А. Соколова оспаривает В. З. Негруца, который считает, что: 1) сегозерская и онежская свиты разновозрастны, сменяют друг друга не в латеральном, а в вертикальном разрезе и разделены региональным несогласием, устанавливающимся по коре выветривания и конгломератам, лежащим в основании верхней онежской свиты; 2) по направлению к югу кварцито-песчаники сегозерской серии постепенно выклиниваются под отложениями онежской.

Этот в настоящее время острый спор по сути своей основан на недоразумении, взаимном недопонимании каждым из авторов того, что вкладывает в понятия о границах между свитами другой. В. А. Соколов проводит возрастные стратиграфические границы между двумя свитами и тогда он прав: кварциты по направлению к внутренним частям бассейна сменяются одновозрастными доломитами. В. З. Негруца картирует формационные границы, принимая их за возрастные, и тогда он тоже прав: доломиты, т. е. онежская свита, лежат выше кварцитов (рис. 5).

В условиях интенсивных вертикальных движений отдельных блоков, происходящих на фоне общей трансгрессии, в краевых частях бассейна и в его заливах (береговая линия была весьма изрезана и все время меняла свои очертания) имели место «стратиграфические перекрытия» так, что каждый следующий пласт полностью перекрывал предыдущий и ложился на древнее основание. Разные фации, слагающие один и тот же пласт, при этом перемещались в сторону берега. Таким образом, по существу каждая фация представляла собой линзу («пласты») одного и того же состава, образовавшуюся не одновременно; те участки ее, которые откладывались последовательно в более поздние моменты трансгрессии, являлись более молодыми. Обычно геологи в Карелии и картировали формационные поверхности, разделяющие отдельные формации или отдельные фации, не являющиеся строго одновременными и не совпадающие с возрастными границами (во всяком случае в береговых перемещающихся зонах): конгломераты, грубозернистые и неравномернозернистые кварцито-песчаники, мелкозернистые однородные кварцито-песчаники, песчанисто-мергелисто-карбонатные пестрые сланцы, доломиты и т. д. (см. рис. 5).

В условиях неравномерного вертикального перемещения подстилающих глыб основания трансгрессивный порядок напластования мог нарушаться, возникали местные, локальные в каждой данной структуре или ее частях размывы (линзы кварцевых конгломератов среди песчаников; песчаников среди доломитов), перерывы или, по крайней мере, пачки с регрессивным порядком напластования и в разрезе появлялись

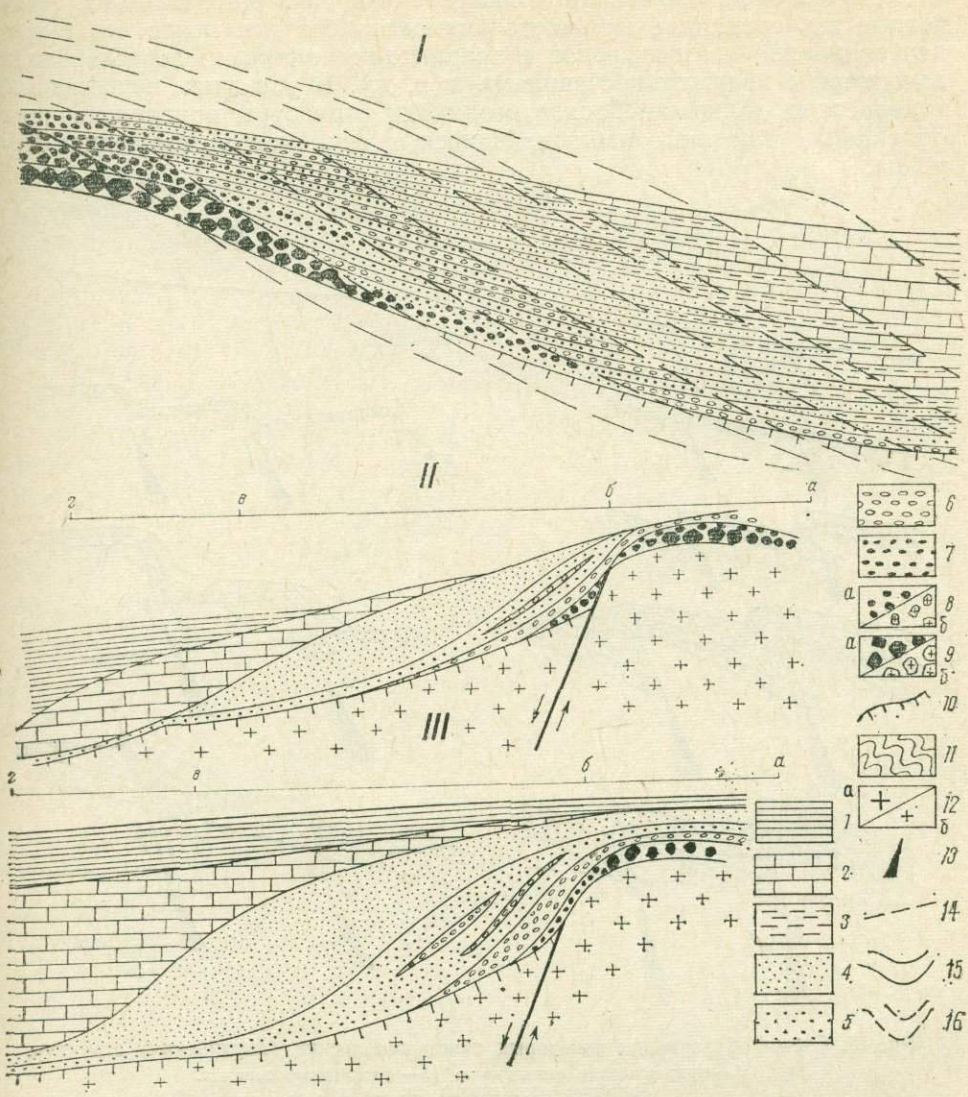


Рис. 5. Схема сопоставления стратиграфических и формационных границ карелия (ятулия).

Условные обозначения к рис. 5—7

I — бассейновые фации: *1* — толща глинистых, кремнистых, шунгитовых сланцев и туфосланцев, *2* — карбонатная толща с прослоями глинистых и мергелистых сланцев, *3* — переходный маркирующий горизонт пестрых глинистых, кремнистых и мергелистых сланцев, *II* — прибрежно-бассейновые, пролювиальные, аллювиально-дельтовые фации: *4* — кварцито-песчаники тонкозернистые и среднезернистые (бассейновые фации) с прослоями глинистых и кремнистых сланцев; *5* — грубозернистые кварцевые, аркозовые, граувакковые кварцито-песчаники и гравелиты с прослоями кварцевых конгломератов (частично продукты перемыва коры выветривания), *6* — кварцевые конгломераты с разнообразным цементом (кварцевым, аркозовым, граувакковым, продукты перемыва коры выветривания); *III* — континентальные фации: *7* — полимиктовые конгломераты, стратифицированные с перемещенным галечным и валунным материалом, аркозовым, граувакковым, туфогенным цементом (фации пролювиальных конусов выноса), *8* — полимиктовые (*а*) и гранитные (*б*) плохо стратифицированные валунные конгломераты с галькой выветрелых гранитов (фации морен, обвалов осыпей, делювиально-пролювиальные конуса выноса), *9* — полимиктовые (*а*) гранитные и гранитные (*б*) конгломераты, залегающие in situ, или слабо перемещенные фации физической коры выветривания отмелей (сводов глыбовых поднятий), *10* — кора выветривания на пенеплене (существенно химическая); *11* — сланцевая толща докарелия; *12* — гранитоиды (*а*) и глыбы фундамента, сложенные гранитоидами и породами докарелия (*б*); *13* — подводящий канал диабазовой магмы; *14* — возможные срезы структур поверхностью пенеплена; *15* — возрастные границы; *16* — формационные границы.

ритмичные переслаивания (например, в полимиктовых и гранитных конгломератах слои, обогащенные валунно-галечным материалом и обедненные им, состоящие из одного «цемента» без или почти без галек; переслаивание конгломератов с кварцито-песчаниками; переслаивания доломитов с кварцито-песчаниками и т. д.). В условиях интенсивных, контрастных движений блоков возникали структуры прислонения или облекания, так часто наблюдающиеся в ятулийских отложениях Карелии.

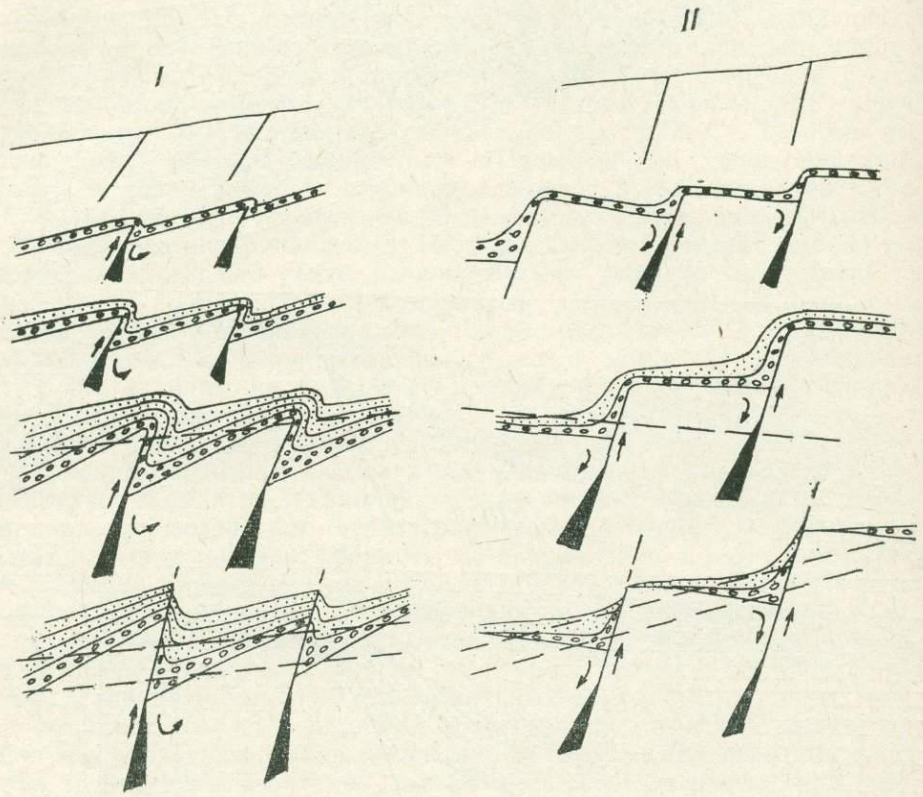


Рис. 6. Схема образования некоторых типов карельских (ятулийских) структур.
I — приразломные синклинали; *II* — флексурные складки.
Условные обозначения см. на рис. 5.

Когда имеет место постепенная медленная трансгрессия или когда ее скорость соизмерима со скоростью поднятия данного блока, опережая его, рельеф, как известно, будет успевать выравниваться перед наступлением моря и тогда отдельные фации будут перекрывать друг друга как бы кулисообразно (в разрезе вкрест простирания) в виде протяженных линз, ограниченных формационными линиями, и одновременно сменять друг друга в латеральном направлении (см. рис. 5). Смещение фаций (более глубоководные в сторону моря) создает иллюзию несогласного залегания (если формационные линии принимать за возрастные) кварцитовой толщи на конгломератовой, а доломитовой на кварцитовой. Отсюда объясняются ошибки геологов, утверждающих несогласное залегание сегозерской серии на сариолии и онежской серии на сегозерской. Одни и те же базальные образования, лежащие в основании карелия, например кора химического выветривания пенеплена, сохранявшаяся и захоронявшаяся в быстро опускающихся мульдах и грабен-синклиналях и размывающаяся в сводах поднимаю-

щихся горст-антиклиналей, или конгломераты, которые по мере удаления от береговой линии меняют литологические характеристики и генезис, при этом ставятся на разные уровни разреза карелия. Таким образом, появляются удвоенные и утроенные в разрезе карелия коры выветривания и конгломераты: в основании «сариолия», в основании

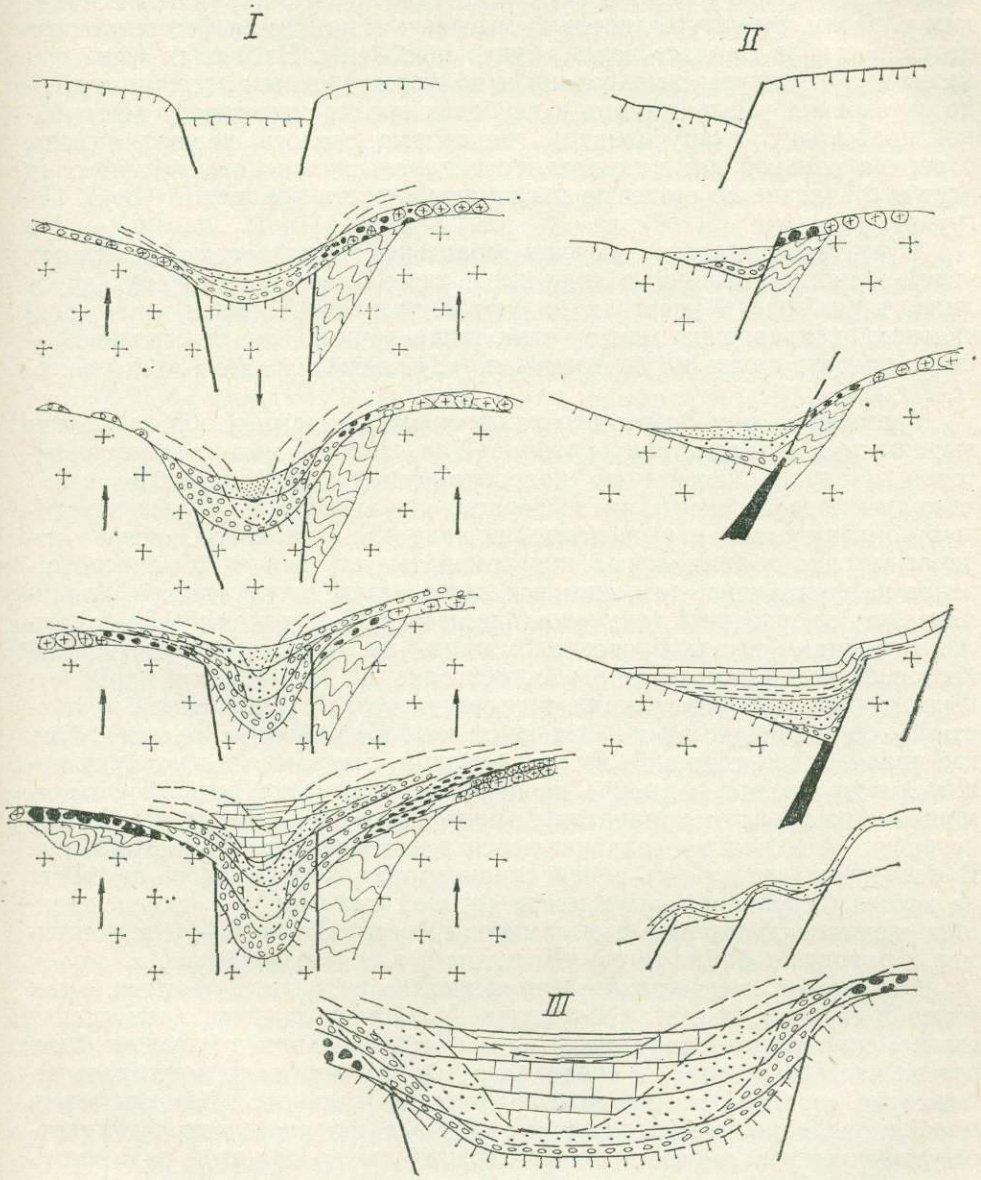


Рис. 7. Схема образования некоторых типов карельских (ятулийских) структур.
Синклинали: *I* — щелевидные, *II* — асимметричные; *III* — мульды.
Условные обозначения см. на рис. 5.

«сегозерской серии» и в основании «онежской серии» (В. З. Негруца, Л. Я. Харитонов и другие).

Как видно из рис. 5, *I*, 6, 7, формационные линии при трансгрессивном залегании наклонены в сторону моря под бóльшими углами, чем линии одновременного отложения, и когда мы картируем первые вместо вторых (практически мы только так и делаем), то измеряем ис-

каженные углы падения в карельских породах, бóльшие, чем истинные. Искажение может достигать значительной величины и быть тем больше, чем ближе к зонам разрывов, разделяющих движущиеся глыбы основания, т. е. на стыке горст-антиклиналей с грабен-синклиналями. В случае местных регрессий формационные линии приобретут падение, обратное падению истинных стратиграфических границ. Таким образом, структуры, которые мы рисуем, принимая формационные поверхности за напластования, будут искажены. Наблюдая такие искаженные структуры, вырисованные по формационным линиям, особенно в условиях узких складок и глубоких эрозионных срезов (с глубиной происходит выкручивание), некоторые геологи делают выводы о весьма сильной дислоцированности карельских отложений, которая идет в сравнение со степенью дислоцированности докарелия (В. З. Негруца).

Итак, фации располагаются в геологических разрезах карелия под углом к напластованию в виде смещенных относительно друг друга линз, в различных участках являются разновозрастными и в вертикальном направлении лежат одна выше другой, а в латеральном — сменяют друг друга по горизонтали, т. е. лежат «рядом» (см. рис. 5, *II*, *III*, 6, 7).

Границы между фациально различными толщами в общем хорошо выражены и довольно однообразны. Так, граница между конгломератовой («сариолийской») и кварцито-песчаниковой («сегозерской») толщами проводилась нами по первому появлению в разрезе кварцевых конгломератов и вышележащих кварцито-песчаников, обычно перекрывающих полимиктовые конгломераты или лежащих непосредственно на фундаменте там, где последние выпадают из разреза. Граница между кварцито-песчаниковой (сегозерской) и доломитовой (онежской) толщами всегда проводилась нами по переходной руководящей пестроцветной пачке песчанистых, мергелистых, глинистых и карбонатных сланцев, присутствующих во всех разрезах с переменной мощностью — от единиц до 40 м (Фенькина ламба в районе р. Кумсы). Там, где доломитовая толща с пестроцветными сланцами в основании ложится почти непосредственно на породы фундамента (иногда с маломощным горизонтом кварцитов), последние обычно покрыты быстро погребенной и потому сохранившейся в разрезе корой выветривания. В некоторых структурах в основании кварцито-песчаников, лежащих на коре выветривания фундамента (второй тип разреза), прослеживается местами маломощный доломитовый горизонт до 2—10 м, например в районе озер Янисъярви, Вотулмы и в других местах.

Как можно видеть из стратиграфических колонок, в частных, а тем более в сводных колонках фациально разнородные комплексы ставят «выше» друг друга, картируя формационные линии и упуская факт, что их надо бы ставить и «рядом» друг с другом, если принимать во внимание «временны́е», стратиграфические границы. Для экономии места и наглядности рассуждений в сводных колонках нами оставляется установленный порядок: «выше» друг друга, но при этом надо иметь в виду, что отдельные части приводимых разрезов частично должны параллелизоваться друг с другом. С этой точки зрения следует выделять три типа одновозрастных разрезов, откладывающихся на коре химического выветривания разбитого разрывами пенеплена, подвергающегося сводовым и глыбовым дифференциальным колебательным перемещениям.

1. В сводах поднятий, главным образом горст-антиклиналей (рис. 5, *а—б*; рис.7), полимиктовые и мономиктовые глыбовые неотсортированные и нестратифицированные конгломераты континентального происхождения (кора физического выветривания), которые вверх по разрезу и по мере приближения к прогибам (обычно грабен-синклина-

лям или мульдам), т. е. и в вертикальном и в латеральном направлениях, приобретают лучшую сортировку и следы стратификации параллельно с уменьшением величины обломков и далее переходят в аркозы. Образующиеся на континентальных отмелях, в сводах положительных структур они частично перемываются, из них выносится мелкозем. Из поднимающихся участков пенеплена материал коры химического выветривания, перемываясь, выносился до формирования глыбовых конгломератов, поэтому породы коры химического выветривания под ними не сохраняются, но входят в состав обломков конгломерата (Панаярви в Северной Карелии; р. Остер в Кумсинском районе; к югу от Медвежьегорска и пр.). Приуроченность конгломератов к сводам горст-антиклиналей хорошо наблюдается в районе Койкарской структуры (см. рис. 13, 14, 15), в Северо-Западной Карелии (антиклинали Раакку-тунтури, Мянтю-тунтури, см. рис. 37, 38), в Малых Кейвах, в своде поднятия между Сегозерской и Маслозерской мульдами (см. рис. 21), в Гимолах и многих других местах. К ядрам грабен-синклиналей они выклиниваются и замещаются кварцевыми конгломератами и аркозами; в ядрах антиклиналей в настоящем эрозионном срезе они обычно размываются и сохраняются лишь в эрозионных останцах, что было подмечено нами в 1945—1948 гг. (см. профили Койкарской и других структур). Этот тип разреза обычно принимается геологами за «сариолийскую свиту» — самое нижнее подразделение карелия.

2. В бортах мульд и грабен-синклиналей (рис. 5, *б—в*; рис. 7) полимиктовые конгломераты выклиниваются, выпадают из разреза и замещаются базальными кварцевыми конгломератами (продуктами перемыва и переотложения предшествовавшей химической коры выветривания) кварцито-песчаниками и аркозами, с прослоями кварцевых конгломератов, достигающими здесь максимальной мощности. Это так называемая «сегозерская свита». Кора химического выветривания спорадически сохраняется под толщей кварцито-песчаников.

3. В ядрах мульд и грабен-синклиналей (рис. 5, *в—г*; рис. 7) в условиях быстрого погружения опускающихся блоков фундамента кора химического выветривания захоронялась, не подвергаясь размыву и перемыву. В этих условиях в низах разреза накапливались маломощные пачки кварцито-песчаников, переслаивающихся с мергелистыми и карбонатными сланцами, а затем породы доломитовой толщи.

Между этими основными типами разреза можно было выделить промежуточные или подразделить их на подчиненные типы в зависимости от усложняющих их колебательных движений высших порядков. Ради простоты изложения в данной работе этого не делается.

В условиях морской трансгрессии при выравнивании ложа и выполаживании осадочных пород вверх по разрезу можно найти в наиболее полных разрезах все вышеупомянутые толщи, но всегда с различными мощностями: минимальными для кварцито-песчаниковой и доломитовой в ядрах горст-антиклиналей (от нуля до первых десятков метров) и минимальными для полимиктовых и кварцевых конгломератов в ядрах мульд и синклиналей (от нуля до первых метров), т. е. обычная закономерность, давно установленная для платформенных структур — к ядрам антиклиналей в одновозрастных отложениях фации огрубевают, а мощности уменьшаются (табл. 5).

Рассматривая разрезы карелия и их распространение в пределах структур, можно установить первичные размеры и контуры бывших обширных мульд, теперь представленных лишь отдельными уцелевшими от размыва участками, как, например, Западно-Карельская мульда, представленная теперь разрозненными частями когда-то единой структуры: Янгозерской, Гимольской, Любосалмской, Воломской и пр., или Юго-Западная мульда, которая ранее «обнимала» воедино Янисъярвинскую, Суоярвинскую и Туломозерскую.

Таблица 5

Стратиграфическая схема карелия (нижнего протерозоя)

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">Полные разреры крупных мульд и грабен-синклиналей 1-го и 2-го порядков (рис. 5, в—г)</td><td rowspan="2">Промежуточные разрезы крыльев (рис. 5, б—в)</td><td colspan="3">Сокращенные разрезы горст-антиклиналей (рис. 5, а—б)</td></tr>
<tr><td colspan="2">2-го порядка</td><td>1-го порядка</td></tr>
<tr><td colspan="2">Глинистые и шунгитовые сланцы</td><td>Кварцито-песчаники (б. ф.)</td><td colspan="2">Кварцито-песчаники (к. ф.)</td><td>Размыв</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Доломиты (л. и б. ф.)</td><td>Доломиты</td><td>Пестрые сланцы (б. ф.)</td><td rowspan="2">Кварцито-песчаники (п. ф.)</td><td rowspan="2">Кварцито-песчаники (к. ф.)</td><td rowspan="2">Полимиктовые конгломераты</td></tr>
<tr><td>Пестрые сланцы</td><td rowspan="2">Кварцито-песчаники (б. ф.)</td></tr>
<tr><td>Пестрые сланцы (л. ф.)</td><td>Кварцито-песчаники (б. ф.)</td><td>Кварцито-песчаники (к. п. ф.)</td><td>Полимиктовые конгломераты</td><td>Размыв</td></tr>
<tr><td colspan="2">Кварцито-песчаники (б. ф.)</td><td>Кварцито-песчаники (к. п. ф.)</td><td colspan="2">Поли- и мономиктовые (глыбовые) конгломераты</td><td>Размыв</td></tr>
<tr><td colspan="2">Кварцито-песчаники (п. ф.)</td><td>Переотложенная кора выветривания, кварцевые конгломераты, серицитовые кварциты</td><td colspan="2">Размыв
Остаточные обычно мономиктовые конгломераты с глыбами и валунами выветрелых пород</td><td>Размыв</td></tr>
<tr><td colspan="2">Кора выветривания на месте (базальные сланцы)</td><td>Размыв</td><td colspan="2">Размыв</td><td>Размыв</td></tr>
<tr><td colspan="2">Скрытое несогласие</td><td colspan="3">Скрытое или явное несогласие</td><td></td></tr>
</table>

Примечание. Континентальные, прибрежные, лагунные, бассейновые фации обозначены индексами: к. ф., п. ф., л. ф., б. ф.

Карбонатные разрезы (мощностью до сотен метров), по-видимому, были присущи лишь наиболее крупным карельским структурам, с наибольшей амплитудой и интенсивностью прогибания. Именно к ядрам таких мульд приурочены и хогландские вулканогенные комплексы: в Онежской мульде — суйсарский вулканический комплекс, в Печенгской — породы четвертой группы покровов. При меньшей амплитуде и интенсивности прогибания в компенсированных мульдах карбонатные породы и хогландские вулканогены вообще отсутствовали. Однако и в некоторых малых в настоящем эрозионном срезе структурах наблюдаются в верхах разреза размытые маломощные горизонты карбонатных пород, иногда чередующихся с карбонатными кварцито-песчаниками и сланцами. Кварцито-песчаники нижних горизонтов карелия этих мульд обычно лежат не на поли- или мономиктовых конгломератах, а непосредственно на химической коре выветривания гранитоидов и докарелид, и к краевым частям этих мульд в их современных контурах не наблюдается закономерного уменьшения мощностей. Отсюда следует вывод, что такие малые структуры представляют собой остаточные отрицательные структуры 2-го порядка, которые усложняли когда-то крупные мульды, теперь почти целиком размытые, и что эти малые структуры сложены разрезами, свойственными именно внутренним, а не краевым частям структур 1-го порядка. К малым структурам, в которых тем не менее наблюдаются карбонатные породы, относятся Туломозерская, Суоярвинская, Чирко-Кемская и некоторые другие.

Общие закономерности в разрезах изолированных в настоящем эрозионном срезе структур заставляют предполагать, что все они в прошлом сообщались. Отложение происходило в мелководном бассейне с очень извилистой береговой линией и большим количеством обширных островов.

Так как наиболее явственная разница в разрезах одновозрастных отложений наблюдается именно в низах разрезов карелия и обнаруживается в структурах 2-го порядка, усложняющих мульду, по-видимому, к этому времени и были приурочены наиболее интенсивные движения глыб пенепленизированного фундамента и начало морской трансгрессии, которые и привели к дифференциации разрезов сначала на континентальные и мелководные морские, затем морские с различной глубиной отложения осадков.

В настоящее время появилось много интересных работ, посвященных литологии и палеогеографии ятулия вообще [3, 146, 150, 163, 198—201, 221, 222, 231, 238, 242, 252, 253] и конгломератов в частности [53, 54, 65, 130, 147, 148, 228, 258]. Поэтому в настоящей работе эти вопросы не затрагиваются.

Роль эффузивного вулканизма в разрезе ятулия Карелии, по-видимому, сильно преувеличена; даже согласно материалам приверженцев подавляющего значения эффузивов по сравнению с силлами на долю пирокластов приходится не более 4% общего количества зеленокаменного материала в ятулии. Кроме того, за пирокласты часто принимают граувакки, поэтому этот процент должен быть значительно снижен. Вулканическая деятельность проявилась в карелии в раннеятулийское время в связи с началом глыбовых движений пенеплена. Быстро нарастающая мощность осадочного чехла подвижной платформы препятствовала в дальнейшем излиянию лав. Магма размещалась внутри разреза в виде пластовых интрузий.

КОЛЬСКИЙ ТИП РАЗРЕЗОВ

В течение осадконакопления карелия (ятулия) неоднократно происходила смена трансгрессивных и регрессивных спектров, причем в разрезе сохранились именно первые из них. Вторые были размыты

во время последующих континентальных перерывов, которые в большем числе и более явственно прослеживаются именно в кольском типе разрезов, где они имеют региональный характер [59, 62, 68]. Циклы осадконакопления в кольском типе разрезов сходны по продолжительности времени их образования, характеру и интенсивности одновременных движений (приблизительно равная и малая мощность отложений, входящих в один цикл, 200—300 м), имеют одинаковый характер чередования в разрезе каждого цикла литологических типов пород. Их равная значимость и отсутствие объединяющего их единого мегацикла, подчиняющего себе закономерности развития каждого из них в ходе общей единой линии развития высшего порядка, отличают кольский тип разреза от карельского. В последнем наблюдается цикличность нескольких порядков, подчиненных единому трансгрессивному мегациклу. Частая смена знака колебательных движений, охватывающих единовременно огромные регионы на Кольском полуострове и в Северной Карелии (в противоположность более автономным движениям малых блоков в Карелии), приводила к периодическим излияниям основной спилитовой магмы, сопровождаемой ощутимым количеством продуктов вулканических выбросов на протяжении всей истории формирования мульд на Кольском полуострове. Однако и здесь, по-видимому, роль эффузивов несколько преувеличена, так как многие так называемые покровы согласно нашим данным являются силлами. Следует отметить также большую степень дифференциации здесь основной спилитовой магмы. В результате в кольском типе разрезов, особенно во «второй вулканогенной» толще, наблюдается чередование основных спилитовых, кислых и средних кератофир-мюджеритовых лавовых покровов. Последние, в свою очередь, подвергаются дифференциации путем ликвации на месте, с образованием ликвационных шаровых и полосчатых текстур и расщеплением на расплавы, путем кристаллизации которых образуются светлые кератофиры, альбитофиры, мюджериты, с одной стороны, и темные до черных альбит-хлорит (кварц)-магнетитовые породы — с другой [66].

Общая мощность осадков и интенсивность их накопления в Северной Карелии и на Кольском полуострове были незначительны по сравнению с Карелией. Маломощный чехол платформы легко пробивался вулканическими взрывами, прочищавшими пути еще для трещинных, по-видимому, излияний лавы.

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ КАРЕЛИЯ

Следует иметь в виду, что если частные разрезы в пределах каждой данной структуры сопоставляются по возрастным границам, то сводные колонки различных структур (где стоящие «рядом» разрезы надстраиваются один «выше» другого) можно сопоставлять (и бессознательно всеми практически сопоставляются) лишь по формационным линиям. При корреляции разрезов Онежской мульды (большинство которых составлено автором в давние годы по приведенным в отчетах полевым материалам впервые согласно своей оригинальной схеме) бросаются в глаза следующие закономерности (рис. 8).

1. Удивительное постоянство разреза I и II типов по всему западному и всему северному бортам мульды и в складках, ее окаймляющих. В плоских сводах горст-антиклиналей (Кумсинской, Святнаволокской, трех Койкарских) фундамент прикрыт отложениями I типа разреза: глыбовыми конгломератами, залегающими на месте или слабо перемещенными, стратиграфически выше и к ядрам синклиналей переходящими в аркозы и слабо стратифицированные поли- или мономиктовые конгломераты (с валунами любых, но чаще прочных пород подстилающего фундамента) и кварцевые конгломераты. К ядрам синк-

линалей и в сторону мульд полимиктовые конгломераты замещаются кварцевыми конгломератами (как это было установлено автором в 1948 г.), подстилающими II тип разреза, представленного тремя маломощными горизонтами осадочных пород (кварцито-песчаников и аркозов с прослоями кварцевых конгломератов), переслаивающихся с тремя характерными и выдержанными горизонтами зеленокаменных пород. В подошве верхнего третьего силла габбро-диабазов лежит маркирующий горизонт маломощных доломитов (12—40 м), подстилающихся пестрыми сланцами — глинистыми, мергелистыми, известковистыми.

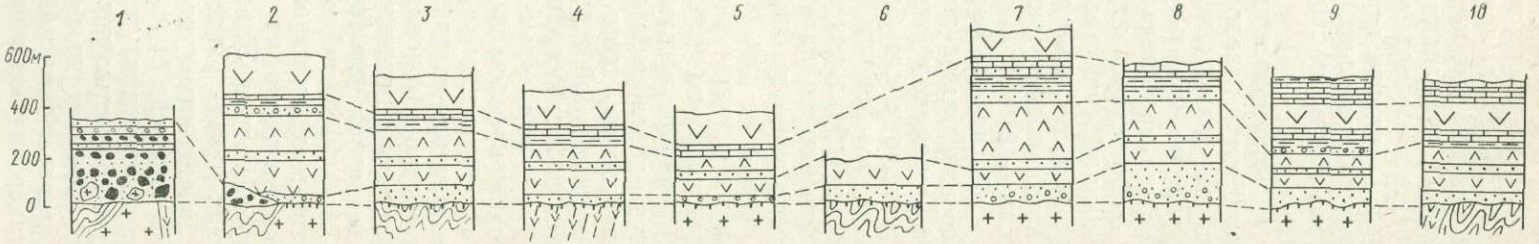
2. По направлению к внутренним частям мульды в переходных разрезах Бригун-наволока, Кучино и Пялозеро наблюдается уменьшение мощности зеленокаменных горизонтов, увеличение мощности осадочных, с параллельным изменением их фациального состава — замещением песчанистого материала карбонатно-глинистым.

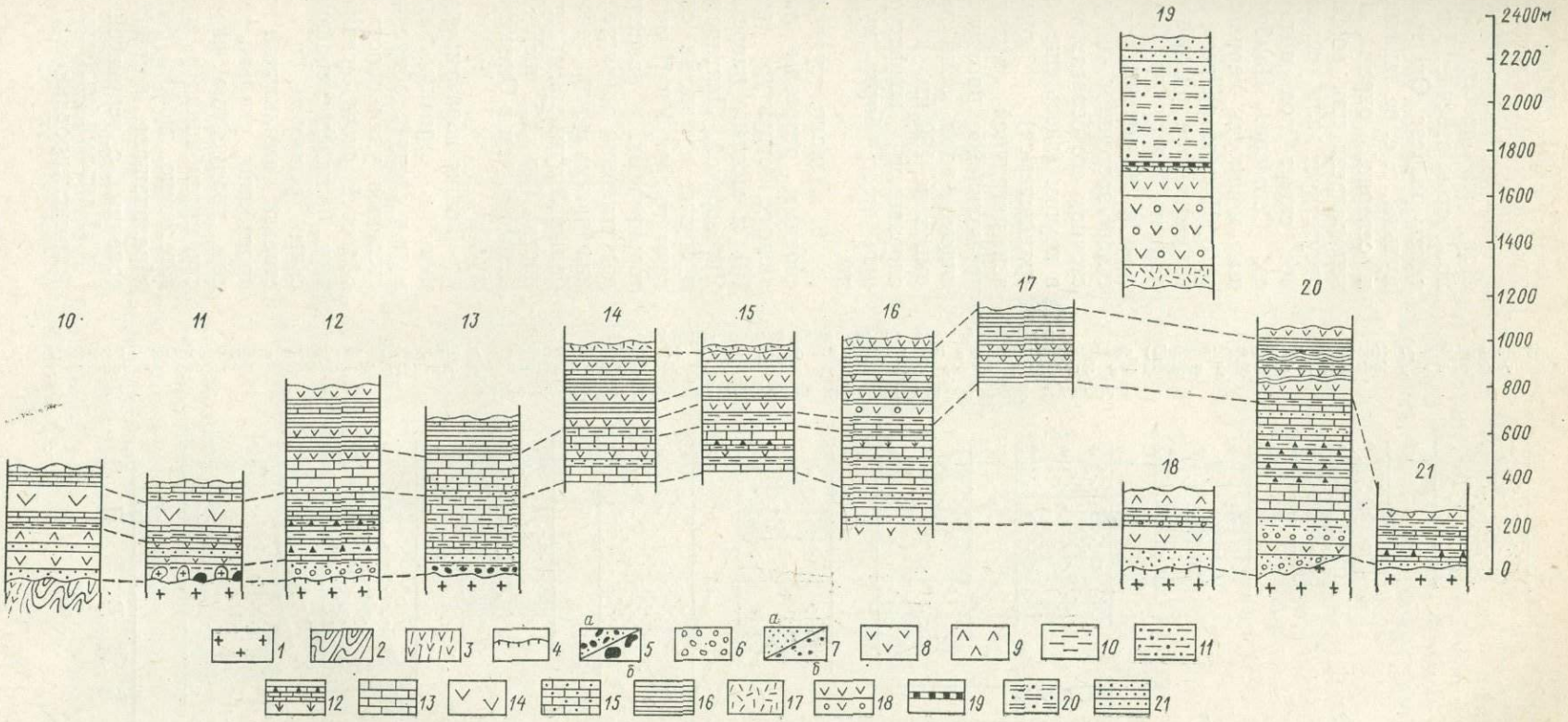
3. Во внутренних частях мульды имеет место III тип разреза, представленный существенно карбонатными породами, глинистыми и шунгитовыми сланцами с еще большей мощностью разреза, с хорошо коррелирующимися горизонтами, выделенными и прослеженными В. А. Соколовым [216].

4. Различные разрезы I, II и III типов подстилаются базальными образованиями одного стратиграфического уровня, образующимися на коре химического выветривания пенепленизированного фундамента одновременно с его блокированием, дифференциальными движениями блоков, заложением будущих карельских структур. Одновременно процессы преобладающего химического выветривания сменяются процессами физического выветривания в условиях резко расчлененного рельефа и соответственно более дифференцированного климата. Глыбовые конгломераты in situ образуются в сводах приподнимающихся антиклинальных отмелей; с дальнейшим их поднятием грубый материал перемещается различными факторами по склонам вниз (делювий, пролювий), приобретая следы обработки, перемыва и зачаточной сортировки. Валуны конгломератов, образуясь за счет разрушения химической коры выветривания, часто представлены выветрелыми породами (например, гранитами). За счет дальнейшей транспортировки в сторону опускающихся блоков перемыва материала химической коры выветривания образуются кварцевые базальные и внутриформационные конгломераты (пролювиально-аллювиальные, аллювиально-дельтовые, прибрежно-морские), чередующиеся с аркозовыми песчаниками. Таким образом, кора выветривания сохраняется от перемыва и переотложения лишь там, где она быстро захоронятся, т. е. в наиболее быстро погружающихся блоках, где она подстилает породы II и III типов разреза, в тех случаях, когда разрез начинается непосредственно с кварцито-песчаников (см. рис. 5, 6, 7) бассейновых фаций. В крайнем юго-западном и восточном бортах мульды, однако (см. колонки Повенец — Шайдомы и Пяльмы), непосредственно на фундаменте наблюдается карбонатно-сланцевый разрез III типа. Это можно объяснять различно: а) или в этих направлениях мульда ранее простиралась значительно далее, а затем в позднее приподнятых участках краевые разрезы I и II типов были уничтожены эрозией; б) или, как полагает В. З. Негруца, III тип разреза (онежская серия) лежит с региональным несогласием на сегозерской серии, полностью перекрывая ее в южном направлении; в) или в условиях трансгрессии, распространяющейся с юга на север, породы III типа разреза онежской серии трансгрессивно перекрывали породы I и II типов разреза сегозерской серии без несогласия (стратиграфические перекрытия или прислонения, имеющие место в краевых частях трансгрессирующего бассейна). Последнее объяснение представляется наиболее правильным.

Рис. 8. Сопоставление разрезов карелия Онежской мульды.

Разрезы: *1* — идеальный горст-антиклиналей окраин; *2—4* — грабен-синклиналей западной окраины (*2* — Койкары — Свят-наволок, *3* — Святая Губа, *4* — Святой Мыс, *5* — Карташи); *6—10* — *то же, северной* (*6* — Покровское — Мяндусельга, *7* — *сводный разрез к юго-западу от Фенькиной* ламбины, *8* — разрез к западу от Остречья, *9* — Ялгамка, по Л. Я. Харитонову, *10* — Воронов Бор — Нижнее Григозеро); *11—13* — переходные западного крыла (*11* — Бригун-наволок, *12* — Кучино, по В. В. Яковлевой, *13* — Пялозеро); *14—19* — внутренних частей (*14* — Спасская Губа, *15* — Белая Гора — о. Лычный, *16* — Тивдия, *17* — Шуньга, по Н. И. Рябову, *18* — Медвежья Гора, *19* — Кондопожский полуостров); *20—21* — краевой северо-восточной части (*20* — Повенец — Шайдома, по В. А. Соколову, *21* — Пяльма — Кузаранда, по В. А. Соколову).
Фундамент: *1* — гнейсы и гранитоиды; *2* — сланцы филлитовидной толщи; *3* — сланцы нижней зеленокаменной толщи; *4* — кора выветривания. Карелий (ятулий): *5* — полимиктовые и мономиктовые гранитные конгломераты, в том числе валунные и галечные (*а*) и глыбовые (*б*); *6* — кварцевые конгломераты; *7* — кварцито-песчаники с прослоями мелкозернистых (*а*) и грубозернистых (*б*) кварцевых конгломератов; *8* — афанитовые и мелкозернистые диабазы; *9* — диабазы с хлоритовыми миндалинами; *10* — пестрые глинистые, мергелистые, кремнистые и карбонатные сланцы; *11* — пестрые сланцы, переслаивающиеся с песчаниками; *12* — доломиты с прослоями доломитовых брекчий и водорослевыми горизонтами; *13* — переслаивание глинистых сланцев с доломитами; *14* — габбро-диабазы; *15* — песчанистые доломиты; *16* — толща глинистых и шунгитовых сланцев с прослоями доломита и шунгита. Суйсарский комплекс: *17* — туфосланцы; *18* — эффузивы и силлы разнообразного состава. Иотний: *19* — базальные образования (конгломераты и аркозы); *20* — песчано-глинистые сланцы и песчаники; *21* — кварцито-песчаники.




10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
2400м
2200
2000
1800
1600
1400
1200
1000
800
600
400
200
0
а
б
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21

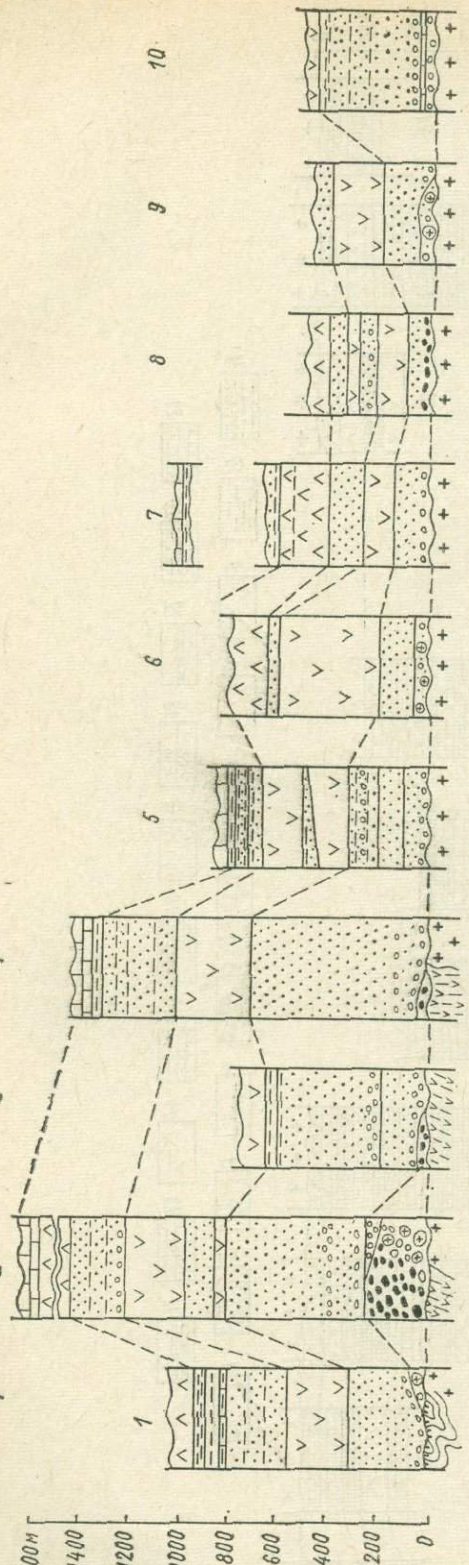


Рис. 9. Сопоставление разрезов карелия Сегозерской мульды.

1 — западный берег оз. Сегозеро — с. Паданы; *2* — юго-западный берег оз. Сегозеро; *3* — Сондалы; *4* — оз. Елмозеро; *5* — южный берег оз. Сегозеро; *6* — д. Карельская маселька — юго-восточный берег оз. Сегозеро; *7* — восточный берег оз. Сегозеро; *8* — Глухая Губа; *9* — Калички острова (Гридан, Каликан, Санаон); *10* — о. Чапансари. Условные обозначения см. на рис. 8.

5. При корреляции разрезов Сегозерской мульды (рис. 9) выясняется, что разрез здесь полностью отвечает I и II типам разреза Онежской мульды, т. е. ее западной и северной окраин. III тип разреза или вообще отсутствует или, вероятнее, скрыт под водами оз. Сегозера. Наибольшая мощность терригенного II типа разреза обнаруживается на юго-западном берегу оз. Сегозера и наименьшая — на северо-восточном и восточном его берегах, т. е. в крутом (здесь еще сохранившемся) крыле асимметричной мульды, прямолинейно протягивающемся вдоль зоны разрывов на 130 км и обусловившем конфигурацию этого борта мульды.

6. Однако, судя по сводным разрезам различных структур (рис. 10) и частным разрезам Янгозерской, Лехтинской и других мульд, их слагают только I и II типы терригенных разрезов, достигающих во внутренних частях мульд очень большой суммарной мощности (до 1,5 км), не меньшей, чем в Онежской мульде.

Таким образом, разницу в строении этих мульд следует объяснять степенью удаленности от областей сноса, различным палеогеографическим режимом и не столько амплитудой их прогибания, сколько темпом, градиентом скорости прогибания (и соответственно, может быть, образованием компенсированных с терригенным I и II типами разрезов и некомпенсированных с

III карбонатно-сланцевым типом разреза прогибов?). К последним относятся Онежская и Туломозерская мульды (см. рис. 20); к первым с редуцированным или отсутствующим III типом разреза — многие мульды, из которых наиболее типичны Лехтинская и Янгозерская; к промежуточным, с развитием всех трех типов разреза, но значительно меньшей суммарной мощности — Янисъярвинская и Суоярвинская (см. рис. 10).

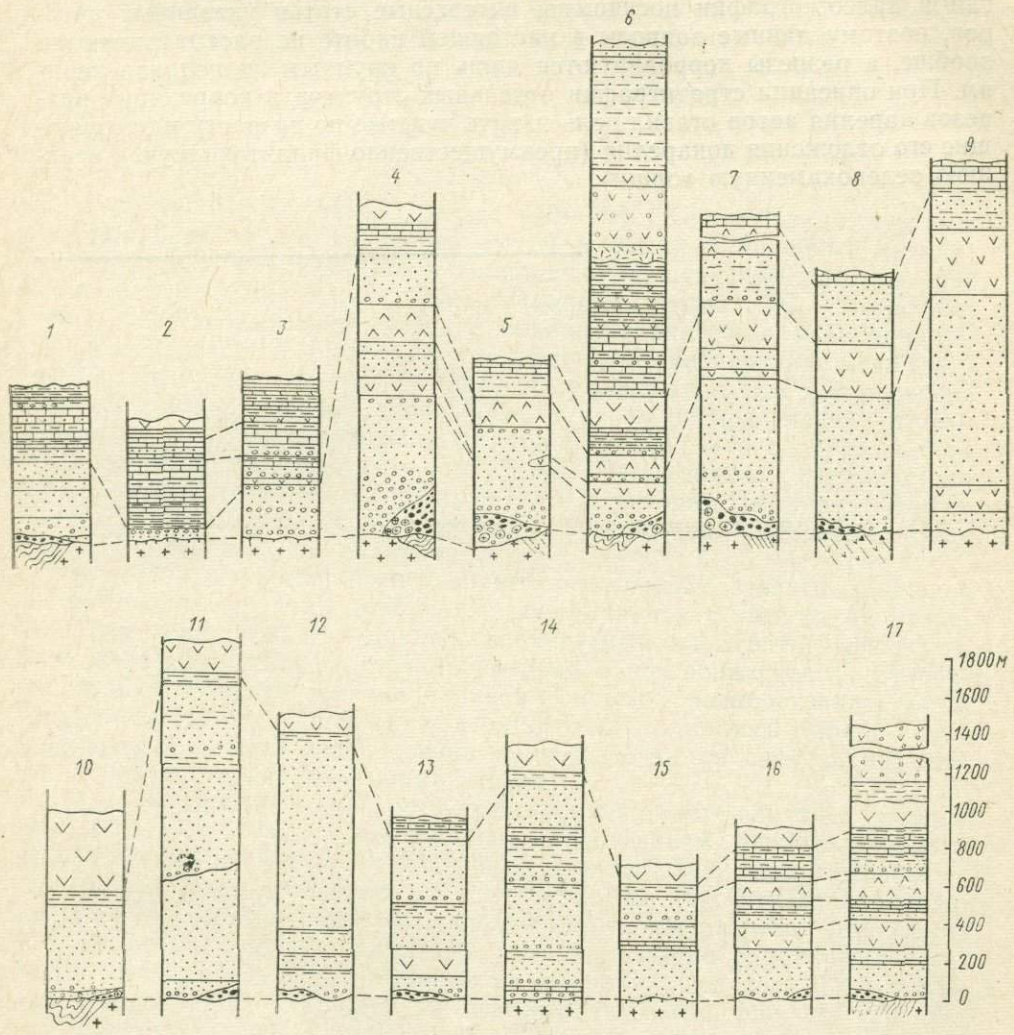


Рис. 10. Сопоставление сводных разрезов карелия по различным структурам юго-западной, южной и центральной Карелии.

1 — оз. Янисъярви; *2* — оз. Туломозеро; *3* — Суоярви; *4* — оз. Янгозеро; *5* — оз. Маслозеро; *6* — Онежская мульда; *7* — оз. Сегозеро; *8* — оз. Елмозеро; *9* — Чирко-Кемь; *10* — Парандово — Надвоицы; *11* — Бороварака; *12* — Риговарака; *13* — Шароварака; *14* — Вогулма; *15* — Шоба; *16* — Суопосвара; *17* — Шомбозеро.
Условные обозначения см. на рис. 8.

7. Наличие трансгрессивно-регрессивных циклов (см. рис. 10) свидетельствует о несколько неравномерных движениях переменного знака одних и тех же областей на фоне их общего устойчивого прогибания. Значительно более контрастна цикличность в разрезе карельских мульд Кольского полуострова и Северной Карелии, где каждый цикл начинается нижними грубыми терригенными отложениями (конгломераты, гравелиты, песчаники, реже алевритистые сланцы) и заканчивается карбо-

натными и где периоды осадконакопления прерывались длительными и мощными излияниями взрывного типа основных лав, доля которых в разрезе во много раз превышает долю собственно осадочной части.

В 1960—1970 гг. вопросы литологии и палеогеографии карелия (ятулия), неизменно связанные с дробной стратификацией разрезов, успешно разрабатываются В. З. Негруца и Т. Ф. Негруца во ВСЕГЕИ и В. А. Соколовым в Геологическом институте г. Петрозаводска. Литологии и палеогеографии посвящены интересные статьи указанных авторов, поэтому данные вопросы в настоящей работе не рассматриваются вообще, а разрезы коррелируются лишь по крупным их подразделениям. При описании стратиграфии отдельных структур и корреляции разрезов карелия автор ставил цель изъять чуждые по возрасту и засоряющие его отложения докарелия (преимущественно филлитовидную и верхнюю зеленокаменную толщи).

СТРУКТУРЫ ДОКАРЕЛИЯ — БЕЛОМОРИЯ

В 1945—1949 гг. нами впервые [42—44] было показано, что геосинклинальные толщи докарелия смяты в сложные линейные изоклинальные складки, конформно и гармонично облекающие массивы гранитоидов; позже они были названы складками срыва [60], в строении которых участвовали доятулийские молодые гранитоиды, размещающиеся вдоль плоскостей срыва и принимающие участие в складчатости (диапир-плутоны). На примере Печенги было показано, что докарельские структуры обнаруживают зональность в своем распределении относительно зон структурообразующих глубинных разломов с образованием глыбовых структур, подобных структурам Приладожья. Впоследствии такая же зональность была обнаружена и в районах Имандра — Варзуги (Н. А. Островская, М. А. Гилярова), Шомбозеро — Ветреный Пояс (Ю. Б. Богданов, М. А. Гилярова) и др.

В настоящее время представляется возможным связать зональное распределение структур докарелия — беломория и с типами их разрезов (Гилярова, 1967 г. — доклад, прочитанный на стратиграфическом совещании), и вообще со структурно-фациальной зональностью относительно осевых частей геосинклинальных систем и распространить закономерности распределения таких структурных зон на весь Карело-Кольский регион. С этой точки зрения нами выделяются следующие типы зон с соответствующими типами структур.

I. Зоны линейных сильно сжатых изоклинальных сложных складок продольного сжатия, с выдержанным простиранием, располагающихся вдоль осевых частей докарельских геосинклиналей, совпадающих с системой древних глубинных разломов (рис. 11, 12). Эти складки сложены эвгеосинклинальным (вулканогенным) типом разреза — см. раздел «Стратиграфия карелия (ятулия)». Складки обычно опрокинуты в одном направлении в асимметричных синклиналях (см. рис. 27) и в разных направлениях (наружу) — в симметричных (см. рис. 11, 12). Эта зона характеризуется наиболее напряженной тектонической обстановкой (рис. 13, 14, 15).

Разрез представлен докарельскими вулканогенно-осадочными толщами (вулканогены спилит-кератофирового состава), прорванными интрузивными основными и ультраосновными породами офиолитовой формации и в значительно меньшей степени малыми телами гранитоидов, встреченных лишь спорадически в этих внутренних эвгеосинклинальных зонах — см. карты Печенги, Имандры — Варзуги, зоны Шомбозеро — Ветреный Пояс и др.: рис. 16, 17, 18, 19, 27.

II. Зоны развития глыбовых структур. Речь идет о мелкоглыбовых структурах, образующихся в условиях выклинивающейся (к осевым частям зеленокаменных прогибов) маломощной гранитоидной коры. Крупноглыбовые структуры характерны для всей площади региона. В строении зон участвуют два структурных элемента (см. рис. 34, 35, например, вдоль разломов, ограничивающих Беломорский блок).

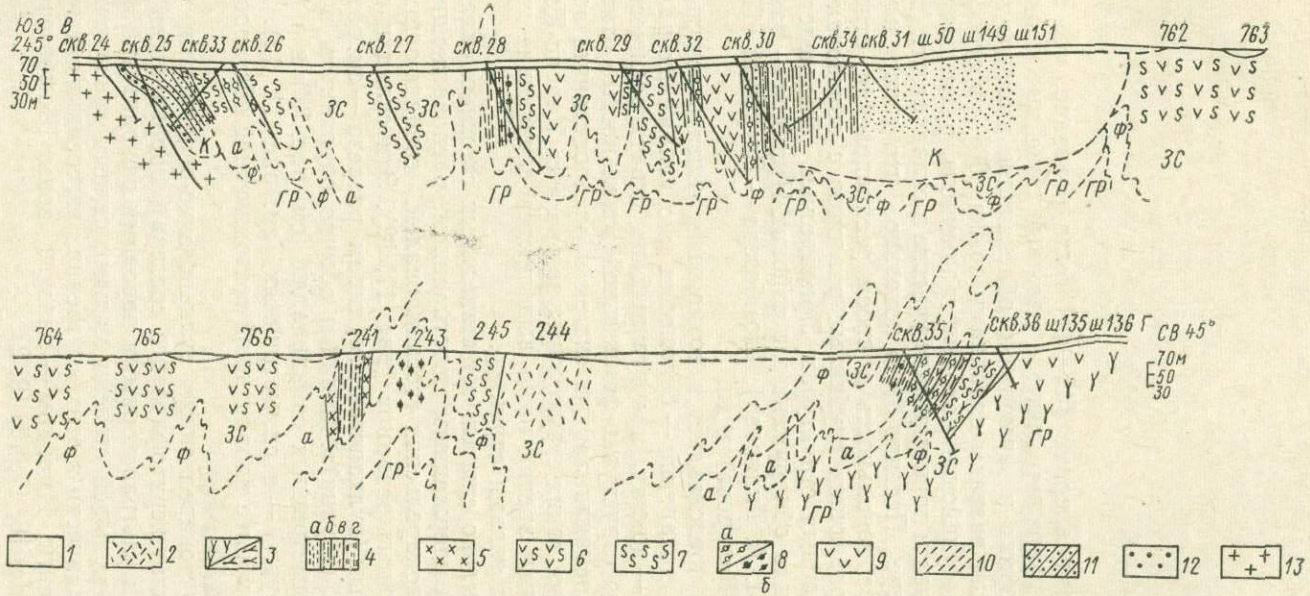


Рис. 11. Кочкомский сводный геологический разрез по линии ВГ (см. рис. 12) в структуре Парандово-Надвоицы (фактический материал СЗТГУ, интерпретация М. А. Гиляровой).

Данные СЗТГУ

1 — четвертичные отложения; *2* — ятулий, альбитовые лейкогаббро-диабазы. Нижний протерозой (калевий): *3* — плагио- и плагиомикроклиновые граниты (*а*) и гранит-аплиты (*б*); *4* — кварцитовая толща (*а* — аркозовые кварциты, *б* — кварцево-серицитовые, *в* — кварцево-карбонатные сланцы, *г* — кварциты); *5* — альбитофиры и связанные с ними кварцево-альбито-биотитовые сланцы; *6* — метадиабазы и зеленые сланцы нерасчлененные; *7* — зеленые сланцы и частично метадиабазы с прослойками парасланцев; *8* — порфиробластические амфиболиты (*а* — по эффузивам, *б* — осадочного и неясного происхождения); *9* — метадиабазы, метамандельштейны и частично зеленые сланцы; *10* — кварцево-биотитовые, кварцево-хлорито-биотитовые и другие сланцы; *11* — аркозовые кварциты с прослоями кварцево-карбонатных сланцев; *12* — базальные конгломераты. Архей: *13* — олигоклазовые граниты.

Добавления, внесенные автором для интерпретации разреза

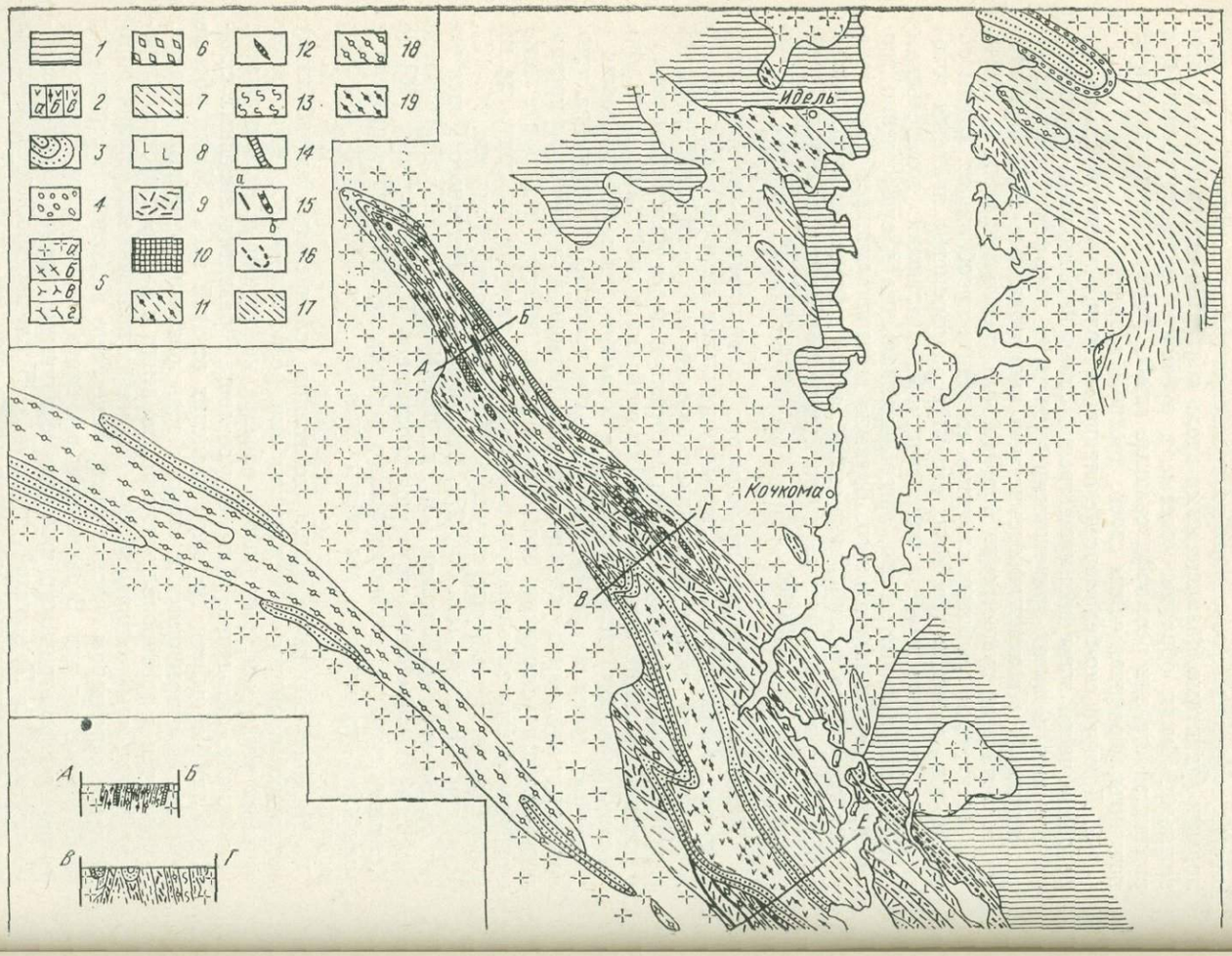
Нижний протерозой (карелий): *К* — кварцито-песчаники, базальные конгломераты, *ГР* — граниты, секущие докарелий. Верхний архей (докарелий): *ЗС* — зеленые сланцы по эффузивам, местами переходящие в порфиробластические амфиболиты с вторичными кварцитами, *ф* — филлитовидная толща с подчиненными кварцитовыми сланцами осадочного происхождения, кварцевыми порфирами и кератофирами, *а* — амфиболиты порфиробластические. Пунктиром обозначены границы между толщами.

1. Глыбы древних гранитоидов изометричной или удлиненной неправильной формы, от единиц до десятков километров в поперечнике. Гранитоиды разного состава реоморфизованы и омоложены в течение складчатости докарелия, мигматизированы (так же как и окаймляющие их сорванные с основания докарельские толщи) доятулийскими молодыми гранитами, размещенными вдоль контактов их с докарельскими толщами. Таким образом, «одетые в рубашку» молодых гранитов, в различной степени реоморфизованные глыбы формально дают горячие контакты, утрачивая черты своего древнего возраста.

2. Докарельско-беломорские сланцевые толщи представлены в «передовой» части зоны преимущественно сланцеватыми пара- и ортоамфиболитами, в низах гранатовыми слоистыми параамфиболитами, чередующимися с высокоглиноземистыми кианитовыми и мелкозернистыми полосчатыми существенно биотитовыми гнейсо-сланцами. В «тыловой части» зоны глыбовых структур последние преобладают. Таким образом, зона развития глыбовых структур одновременно является зоной стыка двух типов разреза одновозрастных отложений: докарельского существенно вулканогенного, эвгеосинклинального и существенно терригенно-миогеосинклинального. Взаимно выклинивающиеся низы докарельского разреза (сланцеватые амфиболиты) и верхи беломорско-кольского (высокоглиноземистые и биотитовые полосчатые сланцы и гнейсы) в этой зоне имеют характер переслаивания друг с другом (рис. 16, 17).

Повсюду совершенно закономерно, с внутренней стороны, зоны глыбовых структур окаймляются сланцеватыми амфиболитами нижней зеленокаменной толщи эвгеосинклинального типа разреза, с внешней стороны — высокоглиноземистыми гнейсами и далее подстилающими их ритмичнослоистыми мелкозернистыми гнейсами и гнейсо-сланцами миогеосинклинального типа разреза. (Если высокоглиноземистые толщи в указанных зонах не закартированы — это происходит или из-за того, что они пропущены в условиях плохой обнаженности или из-за превращения их в двуслюдяные, биотитовые и т. д. гнейсы в результате метаморфизма.) Эта закономерность прослежена автором повсюду, где им выделены зоны глыбовых структур: Печенга, Поной, (см. рис. 16, 17), Имандра — Варзуга (см. рис. 27), Беломорье — от Ветреного Пояса через оз. Воронье до Топозера (см. рис. 28). К северо-западу от Топозера подобные же глыбовые структуры прослежены Н. В. Горловым [76] до Ковдора, с той же закономерностью в распределении типов разреза и толщ, как это видно из его схемы, хотя он и не обратил на это внимания.

Нижние сланцевые толщи докарелия (сланцеватые амфиболиты) выполняют промежутки между глыбами, резко меняя свое простирание соответственно контурам глыб и образуя межглыбовые сильно сжатые синклинали, отходящие в сторону от зоны I развития линейных складок и замыкающиеся по мере удаления от этой зоны. Межглыбовые синклинали открываются в сторону зоны развития линейных складок, замыкаются в противоположном направлении и в плане имеют клиновидную или языковидную форму. Форма их поперечного сечения определяется характером склонов глыб, чаще всего падающих в сторону от глыб и реже под них. В зависимости от этого языковидные синклинали являются симметричными или асимметричными, нормальными или опрокинутыми (в Печенгской структуре). В случае дробления крупных глыб на второстепенные более мелкие рисунок межглыбовых синклиналей в плане усложняется: они приобретают сложноветвящиеся очертания, со всех сторон окружая глыбы второго и третьего порядка с соответственным образованием языковидных синклиналей более высоких порядков, вдающихся в тела более крупных глыб (см. рис. 16, 17, 18, 19, 21, 27).



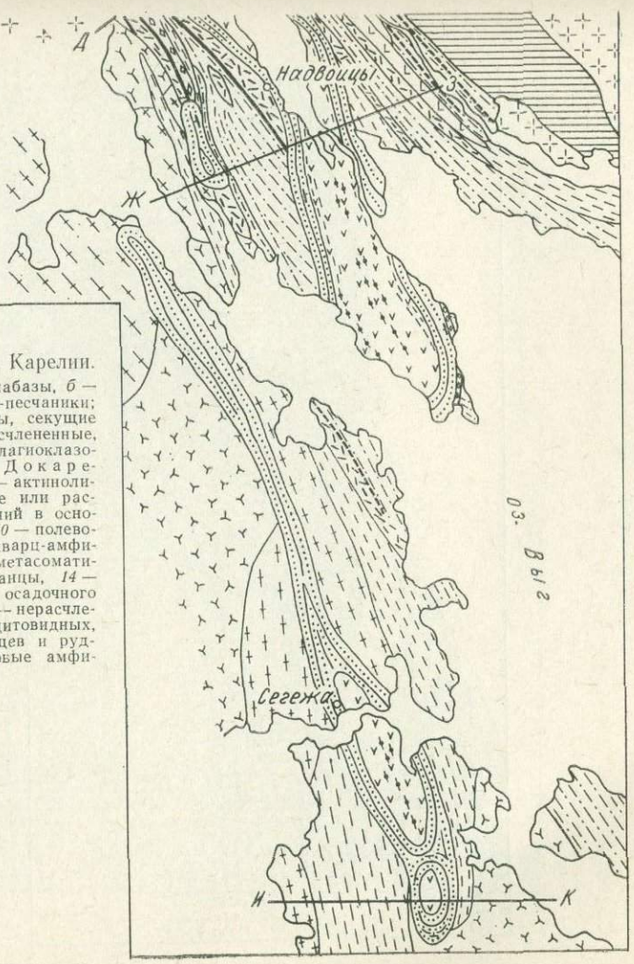
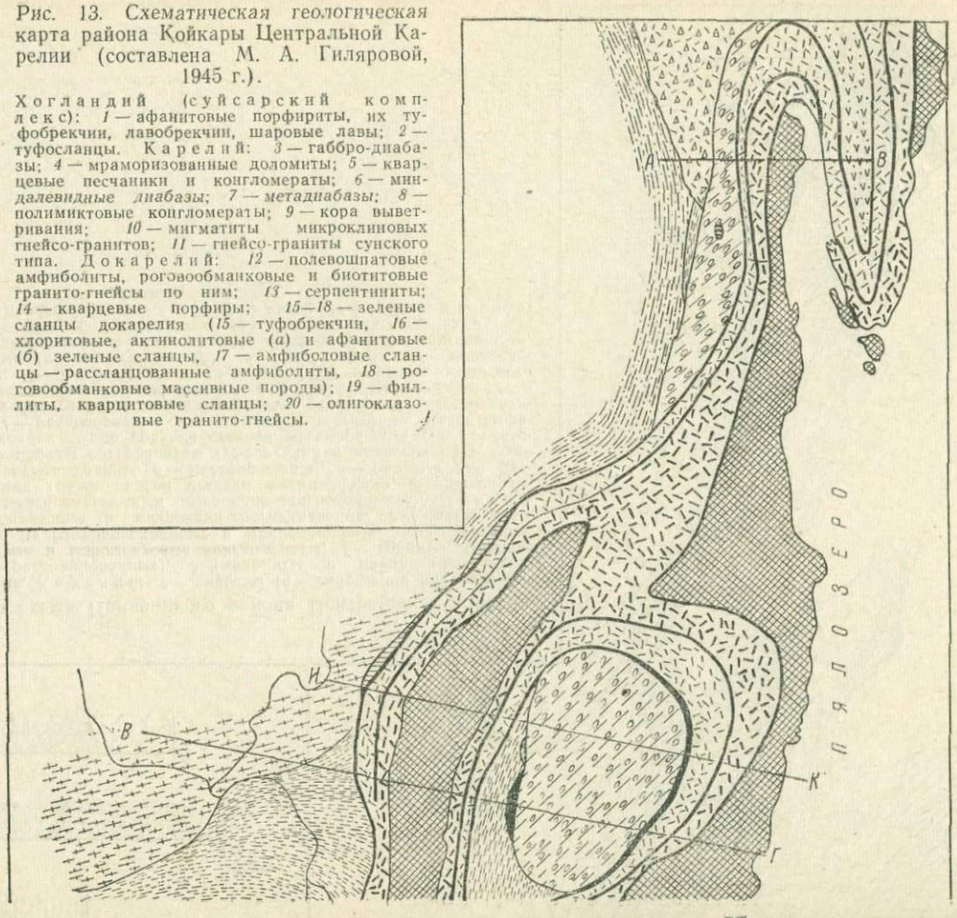


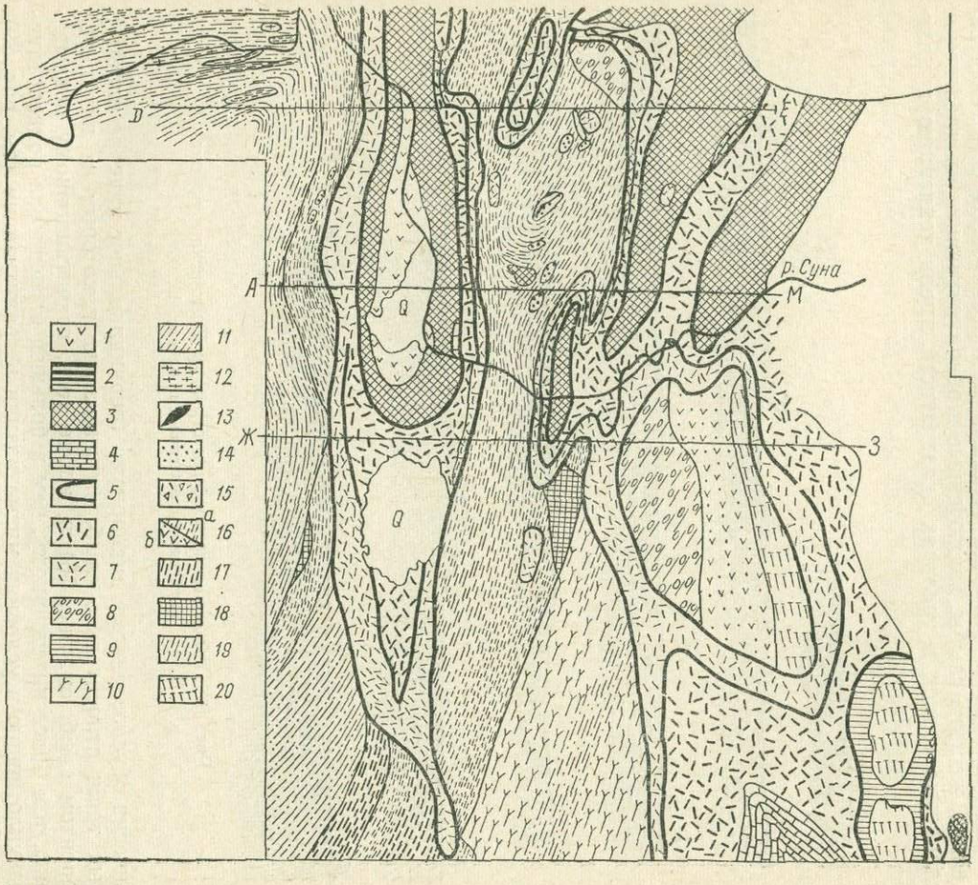
Рис. 12. Геологическая схема Надвоицкого района Центральной Карелии.

1 — четвертичные отложения. К а р е л и й: *2* — диабазы (*а* — собственно диабазы, *б* — амфиболизированные, *в* — рассланцованные), *3* — кварциты и кварцито-песчаники; *4* — базальные полимиктовые и мономиктовые конгломераты; *5* — граниты, секущие докарелий (*а* — массивные плагиомикроклиновые и микроклиновые, нерасчлененные, *б* — огнейсованные плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые, *в* — плагиоклазовые, *г* — порфировидные плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые). Д о к а р е л и й: *6—9* — зеленокаменная толща низкой степени метаморфизма (*6* — актинолитовые амфиболиты, *7* — зеленые сланцы, *8* — метапорфириты, *9* — плотные или рассланцованные афанитовые породы с горизонтом туфобрекчий и лавобрекчий в основании); *10—14* — зеленокаменная толща средней степени метаморфизма (*10* — полевошпатовые амфиболиты, *11* — разнообразные кварц-амфибол-биотитовые, кварц-амфиболовые, частично порфиробластические кварц-биотитовые сланцы, *12* — метасоматические кварциты, *13* — мелкозернистые амфиболиты и амфиболовые сланцы, *14* — кварц-биотитовые сланцы); *15—17* — филлитовидная толща (*15* — кварциты осадочного происхождения: обломочные (*а*), хемогенные (*б*), *16* — альбитофиры, *17* — нерасчлененная толща разнообразных филлитовидных сланцев с прослоями кварцитовидных, графитовых сланцев, альбитофиров, амфиболитов, тальк-хлоритовых сланцев и рудными горизонтами); *18* — порфиробластические амфиболиты; *19* — гранатовые амфиболиты.

Рис. 13. Схематическая геологическая карта района Койкары Центральной Карелии (составлена М. А. Гиляровой, 1945 г.).

Хогландий (суйсарский комплекс): *1* — афанитовые порфириты, их туфобрекчии, лавобрекчии, шаровые лавы; *2* — туфосланцы. Карелий: *3* — габбро-диабазы; *4* — мраморизованные доломиты; *5* — кварцевые песчаники и конгломераты; *6* — миндалевидные диабазы; *7* — метадиабазы; *8* — полимиктовые конгломераты; *9* — кора выветривания; *10* — мигматиты микроклиновых гнейсо-гранитов; *11* — гнейсо-граниты сунского типа. Докарелий: *12* — полевошпатовые амфиболиты, роговообманковые и биотитовые гранито-гнейсы по ним; *13* — серпентиниты; *14* — кварцевые порфиры; *15—18* — зеленые сланцы докарелия (*15* — туфобрекчии, *16* — хлоритовые, актинолитовые (*а*) и афанитовые (*б*) зеленые сланцы, *17* — амфиболовые сланцы — рассланцованные амфиболиты, *18* — роговообманковые массивные породы); *19* — филлиты, кварцитовые сланцы; *20* — олигоклазовые гранито-гнейсы.





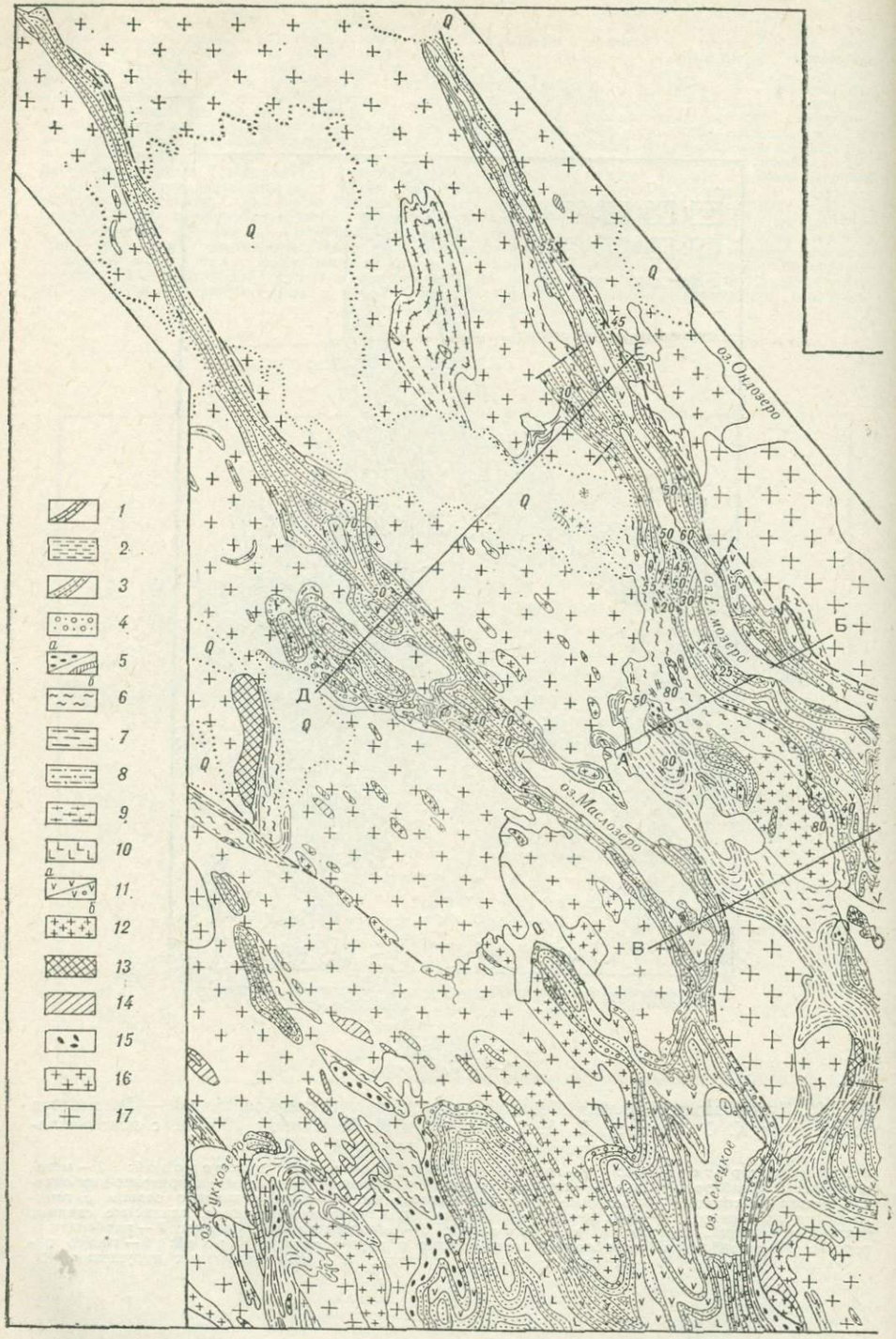
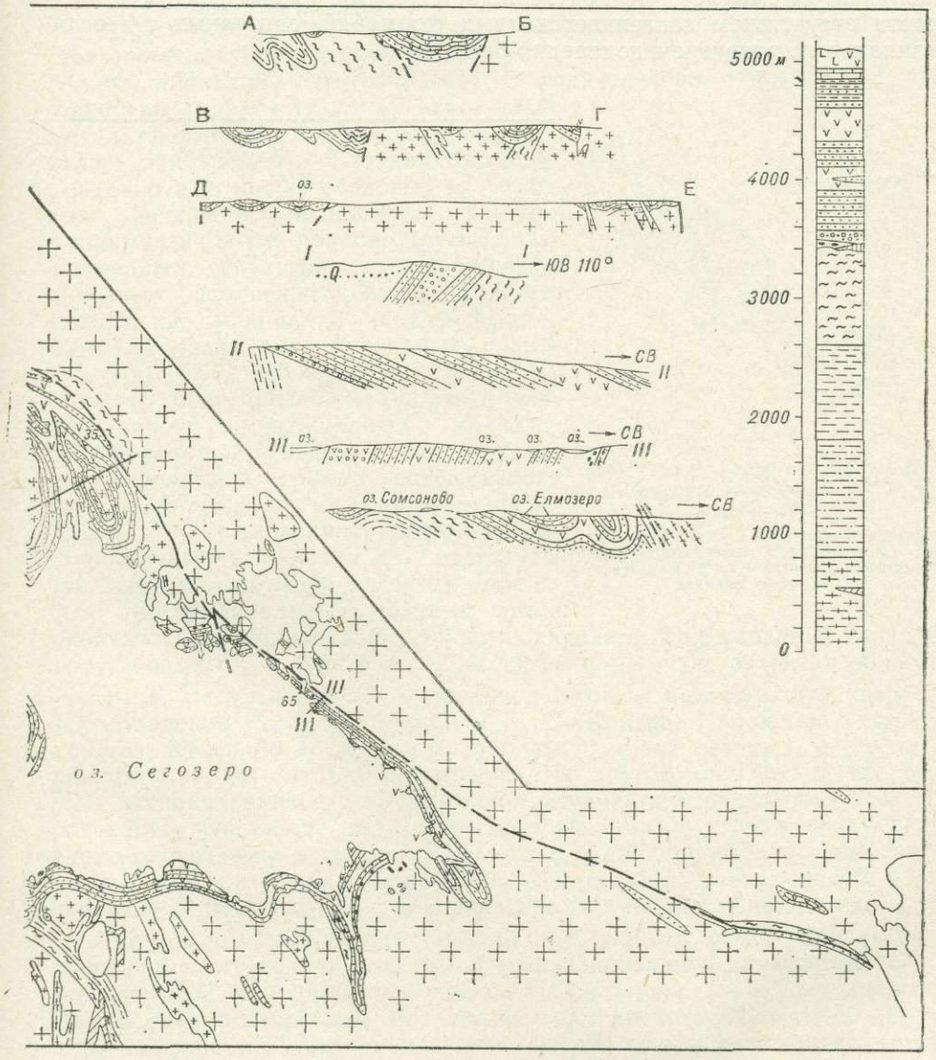


Рис. 21. Геологическая схема Сегозерско-Елмозерской и Маслозерской структур (составлена М. А. Гиляровой с использованием материалов СЗТГУ, 1955 г.).

Карелий: *1* — доломитизированные известняки с прослоями глинистых сланцев и кварцито-песчаников; *2* — глинистые и мергелистые пестрые сланцы; *3* — кварцито-песчаники с прослоями кварцитов, кварцево-серицитовых сланцев и кварцевых конгломератов (внизу); *4* — кварцевые конгломераты, аркозы, гравелиты с прослоями сланцев; *5* — базальные образования (*а* — конгломераты, *б* — базальные сланцы). Докарелий: *6* — зеленые сланцы по метадиабазам, метапорфиритам; *7* — филлитовидная толща, вмещающая кислые эффузивы; *8* — нерасчлененные гимольские сланцы и гнейсо-сланцы; *9* — биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы. **Изверженные породы.** Карелий: *10, 11* — габбро-диабазы, диабазы (на профилях: *11а* — диабазы и габбро-диабазы, *11б* — миндалевидные диабазы). Докарелий: *12* — гранитоиды, секущие докарелий, существенно микроклиновые; *13* — пироксениты, габбро-нориты, габбро-диабазы, габбро-амфиболиты; *14* — габбро-амфиболиты, амфиболиты; *15* — серпентиниты; *16* — плагио- и плагиомикроклиновые граниты, гранодиориты, мигматиты нерасчлененные; *17* — плагио- и плагиомикроклиновые граниты, гранодиориты фундамента, частично мигматизированные.



В целом структуры глыбовых зон напоминают громадного масштаба будинаж-структуры. При этом глыбы: 1) могли бы повсюду оконтуриваться тектоническими разрывами, поскольку нормальные стратиграфические контакты между ними и сланцевыми толщами не сохранились (срывы, молодые перемещенные интрузивные доятулийские граниты по поверхностям срыва), и 2) породы глыб в разных участках приходят в соприкосновение с разными толщами докарелия-беломория, следовательно, жесткие глыбы, заключенные в обволакивающие их пластичные сланцевые толщи, в условиях складчатости имели тенденцию к меха-

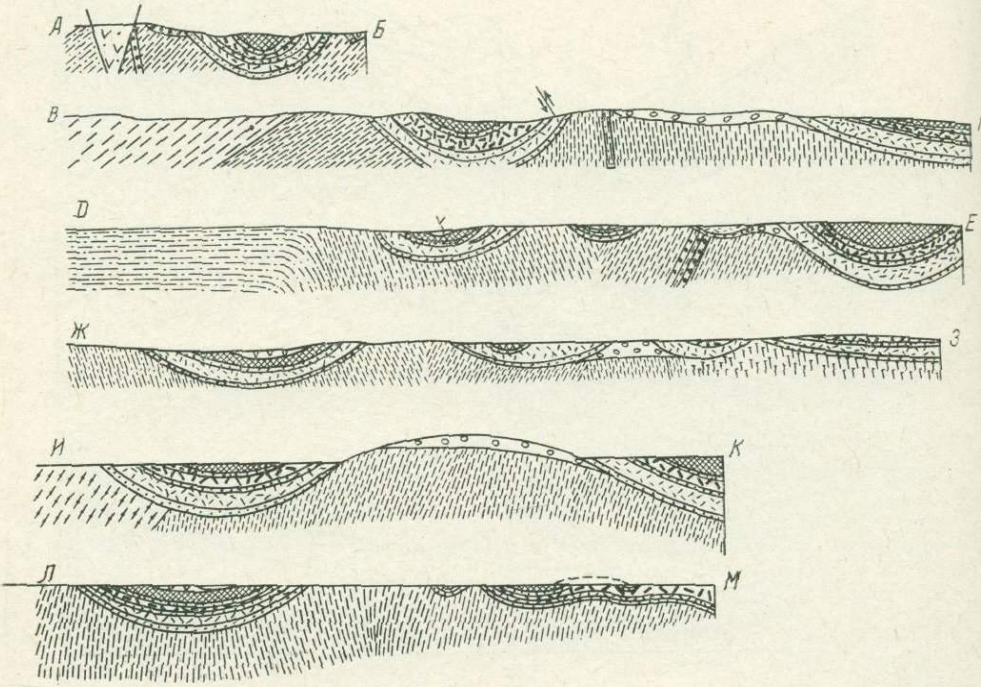


Рис. 14. Геологические профили структур Койкарского района.
Условные обозначения см. на рис. 13.

нически обусловленному диапиризму (периклинальное падение пластичных толщ относительно глыб, выклинивание некоторых из них перед фронтом глыб, см. рис. 16) и, кроме того, гравитационному всплыванию, тем более интенсивному, чем в большей степени они подвергались разуплотнению в условиях мигматизации и гранитизации (см. рис. 29).

Со временем, вероятно, зоны подобных глыбовых структур, тяготеющих к глубинным структурообразующим разломам, будут закартированы в значительно большем числе и послужат руководящими структурами при тектоническом районировании как пограничные между эв- и миогеосинклинальными зонами первичных геосинклинальных систем докарелия-беломория. Даже на современных картах Карелии и Кольского полуострова подобные структуры вырисовываются к западу от Янгозерской мульды, к западу и северо-западу от Сегозера (см. рис. 20, 21), к западу и северо-западу от Койкар (см. рис. 34) и пр.

Молодые постдокарельские (доятулийские) гранитоиды в описываемой зоне имеют ограниченное распространение, размещаясь по поверхности срывов в контактах глыб со сланцевыми толщами и мигматизируя последние лишь в узких прилежащих ореолах, измеряемых десятками и реже сотнями метров.

III. Зоны развития крупных брахискладчатых структур, крылья которых усложнены мелкими интенсивными и сложными складками, являющимися преимущественно складками волочения. Часто наблюдается дисгармоничная складчатость, обусловленная чередованием в разрезе менее компетентных гнейсо-сланцевых толщ с более компетентными прослоями в них амфиболитов (амфиболизированных силлов габбро-диабазов) и амфиболовых сланцев. Глыбы древних гранитоидов, если и играют существенную роль в формировании крупных брахиантиклиналей, занимая их ядерные части (?), то во всяком случае не выходят на поверхность в современном эрозионном срезе, являясь достаточно глубоко погруженными (рис. 20). Зоны подобных структур располагаются

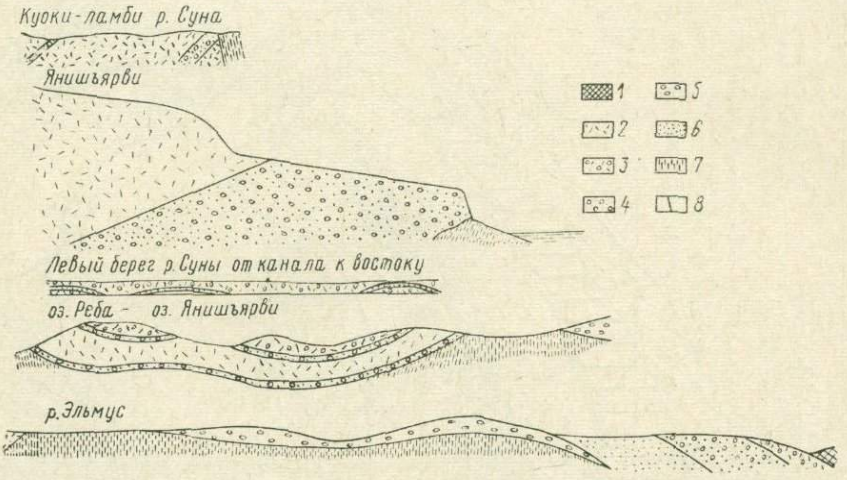


Рис. 15. Геологические профили руководящих обнажений.

1 — габбро-диабаз; *2* — метадиабаз; *3* — миндалевидный диабаз; *4* — кварцевый конгломерат; *5* — полимиктовый конгломерат; *6* — аркозы и кварцито-песчаники; *7* — хлоритовый актинолитовый сланец; *8* — сбросы.

в тыловой части зоны глыбовых структур (далее от осевых частей геосинклинальных прогибов), представляя собой окраинные части докарельских геосинклиналей, т. е. миогеосинклинальные зоны (см. рис. 27, 28, 29, 34, структуры Приладожья, Имандра — Варзуги, Беломорья к северо-востоку от зоны глыбовых структур Шомбозеро — Ветреный Пояс), или формируя центральные части самостоятельных миогеосинклиналей с меньшей интенсивностью и амплитудой прогибания, осевые части которых заложены, по-видимому, без связи с глубинными структурообразующими разломами (Кейвский миогеосинклинальный прогиб).

Соответственно границы распространения указанных структур приблизительно совпадают с границами распространения разреза II типа, названного нами миогеосинклинальным (см. раздел «Стратиграфия докарелия»). Этот разрез слагается в нижней части толщей тонкозернистых, тонкополосчатых и ритмичнослоистых биотитовых двуслюдяных сланцев и гнейсо-сланцев (терригенная флишоидная толща двучленного строения) и высокоглиноземистой толщей ставролитовых, гранат-ставролитовых, кианитовых, кианит-гранатовых и других сланцев и гнейсов). Вулканогенный материал в разрезе этих толщ играет резко подчиненную роль и встречается преимущественно в виде туфогенного материала. Лишь в основании разреза наблюдаются, кроме того, основные эффузивы, ассоциирующие с карбонатными породами (например, карбонатно-амфиболитовая толща Приладожья, Беломорья, оз. Имандра и пр.). Гранитоиды, сопровождающие зоны развития этих структур, приурочены к краевым (внешним) их участкам, имеют более

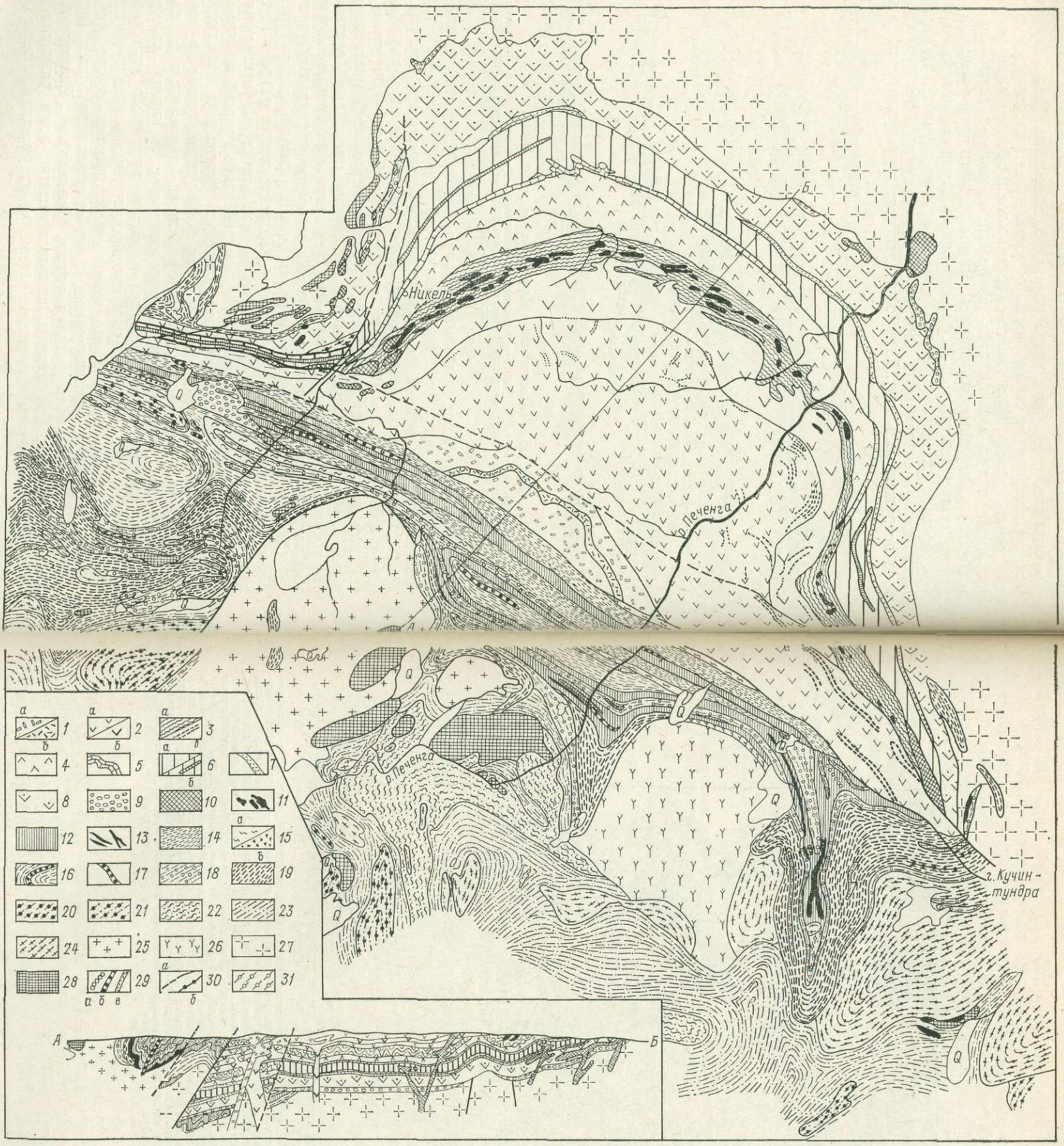


Рис. 16. Схематическая геологическая карта Печенги (составлена М. А. Гиляровой с использованием материалов СЗТГУ, 1962 г.).

Карелий: *1* — плагиопорфириты Порьиташ (*а*), связанные с ними туфы и туфосланцы (*б*); *2* — диабазы 4-го покрова, их пирокластолиты (*а*) и связанные с ними силлы (*б*); *3* — продуктивная толща филлитов и туфосланцев 4-го осадочного горизонта с подчиненными им основными и ультраосновными интрузиями (*а*), прослои туфосланцев продуктивной толщи, расщепленных интрудированными в них диабазами и габбро-диабазами хогландия «4-го» покрова (*б*); *4* — эффузивы 3-го покрова, связанные с ними силлы и их пирокластолиты; *5* — толща 3-го осадочного горизонта (глинистые сланцы, песчаники, известняки); *6* — эффузивы 2-го покрова, связанные с ними силлы и их пирокластолиты (*а*), кислые эффузивы и гипабиссальные породы, связанные со 2-м покровом (*б*); *7* — толща 2-го осадочного горизонта (глинистые сланцы, песчаники, конгломераты, известняки); *8* — эффузивы 1-го покрова и связанные с ними силлы и пирокластолиты; *9* — толща 1-го осадочного горизонта (полимиктовые, гранитные и другие конгломераты; *10* — недифференцированные уралитовые габбро-диабазы; *11* — дифференцированные основные и ультраосновные интрузии. Докарелий: *12* — зеленокаменные породы, частично их пирокластолиты (зеленые сланцы); *13* — тремолитовые, тальк-тремолитовые, актинолитовые сланцы по ультраосновным породам; *14* — филлитовидные сланцы карбонатизированные; *15* — туфопесчаники, туфосланцы, частично зеленокаменные породы (*а*), туфобрекчии (*б*); *16* — филлитовидные сланцы Тальтундры с прослоями порфироидов и пр.; *17* — дайки ортофиров; *18* — слюдистые сланцы и кварциты; *19* — сланцеватые амфиболиты; *20* — порфиробластические амфиболиты; *21* — гранат-биотитовые, гранат-амфиболовые, силлиманит-биотит-гранатовые кианит-биотит-гранатовые гнейсы; *22* — амфиболовые гнейсы; *23* — биотитовые гнейсы; *24* — огнейсованные плагиомикроклиновые граниты; *25* — плагиомикроклиновые граниты A_1, прорванные и мигматизированные гранитами A_2; *26* — гранодиориты и диориты; *27* — древние плагиограниты и плагиомикроклиновые граниты, пересеченные трещинными молодыми гранитами (не выделены на карте); *28* — габбро-амфиболиты, полевошпатовые амфиболиты; *29* — кварциты и кварцитовые сланцы осадочного и метасоматического происхождения (*а*), известковистые и хлорит-известковистые сланцы (*б*), прослои метаморфизованных туфов кварцевых порфиров и кератофиров (*в*); *30* — разрывы (*а*), филлониты по зонам милонитизации (*б*); *31* — гранатовые параамфиболиты.

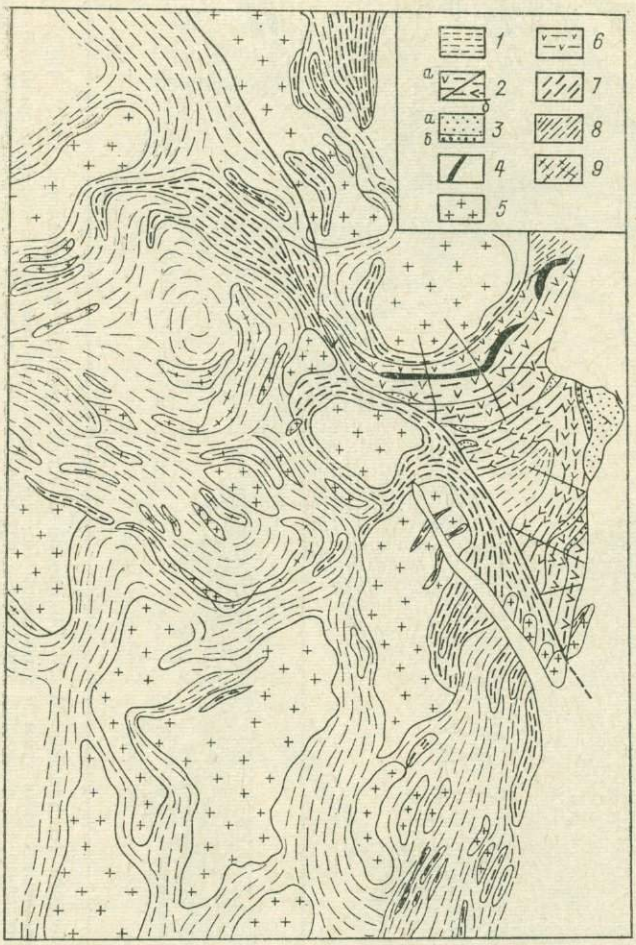


Рис. 17. Схематическая геологическая карта района р. Поной (составлена М. А. Гиляровой с использованием материалов Э. И. Сергеевой и А. В. Синицына, 1967 г.).

Карелий: *1* — туффиты, туфосланцы, филлиты (алевриты, алевропелиты, пелиты) и подчиненные им эффузивы спилитовой серии (спилиты, ультраосновные породы); *2* — эффузивы (подчиненные им силлы) афанитовых и альбитовых порфиритов, их вулканических брекчий, шаровых лав, метадиабазов, метагаббро-диабазов и связанные с ними зеленые сланцы (*а* — нижние горизонты, *б* — верхние); *3* — кварцито-песчаники, кварциты, аркозы (*а*) и подчиненные им прослои кварцевых конгломератов, гравелитов и серицитовых сланцев (филлитов, *б*); *4* — гранитные и полимиктовые конгломераты; *5* — граниты, секущие докарелий. Докарелий: *6* — зеленые сланцы (актинолитовые, хлоритовые, эпидотовые) и амфиболиты; *7* — амфиболовые и кварц-амфиболовые сланцы и гнейсо-сланцы с прослоями биотит-амфиболовых, биотитовых и кварцитовых гнейсо-сланцев и сланцев с подчиненными им полевошпатовыми и гранатовыми амфиболитами, в верхней части карбонатсодержащие. Кольские гнейсы: *8* — биотитовые, мусковитовые, эпидот-биотитовые, двуслюдяные гнейсы и их мигматизированные разновидности; *9* — амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты и реже гранатовые амфиболиты.

(Кейвы, Имандра — Варзуга) или менее (Беломорье) резко выраженный щелочной характер. Они образуют тела типа диапир-плутонов с интрузивными конформными и гармоничными контактами с вмещающими их миогеосинклинальными толщами и широкими ареалами метасоматитов вокруг них. До сих пор щелочные граниты считались посткарельскими, нами доказывается их докарельский (доятулийский) возраст.

IV. Зоны развития куполовидных структур приурочены к геоантиклиналям на стыках их с геосинклинальными прогибами или внутри — к геосинклинальным сводовым поднятиям, разделяющим докарельско-беломорские геосинклинальные системы на подчиненные прогибы и поднятия (геоантиклинали) меньших масштабов. Зоны геоантиклинальных поднятий характеризуются особым типом разреза (см. раздел «Стратиграфия докарелия»); это наиболее грубозернистые однообразные полимиктового состава парапороды (гнейсы), в наименьшей степени подвергнувшиеся осадочной дифференциации, не содержащие ни кварцитов осадочного происхождения, ни карбонатных прослоев. Характерной их особенностью является насыщенность ранними и поздними гранитоидами плагио- и плагиомикроклинового состава различного генезиса. Наряду с перемещенными (интрузивными) телами гранитоидов типа штоков и батолитов с проявлением наложенной метаморфической зональности, полями инъекционных мигматитов вокруг них, возникших благодаря плутоническому наложенному метаморфизму, наблюдаются также явления глубинной мигматизации и гранитизации с образованием метасоматических гранитов, переходящих в одну сторону к анатектитам, в другую — к ареалам мигматитов с убывающей степенью ультраметаморфизма и, наконец, к гнейсам, носящим черты лишь регионального метаморфизма. Образование такой зональности, многократно описанной в литературе вообще и в литературе по указанному региону в частности (К. А. Шуркин, Н. Г. Судовиков, Н. В. Горлов, В. А. Дук и другие), как известно, следует связывать с куполовидными выступами фронтов мигматизации и гранитизации, сопровождающимися подъемом геоизотерм, активизацией растворов-расплавов и образованием полифациальных метаморфических комплексов. Описание структур этих зон чаще всего сводится к изображению малых и сложных складок течения, усложняющих крылья в общем довольно простых структур.

Наблюдая распределение такой структурно-фациальной зональности в условиях одного эрозионного среза, следует сделать некоторые приближенные и предварительные выводы о метаморфической зональности, в общих чертах совпадающей со структурно-фациальной зональностью. Вкрест простирания зон геосинклинальной складчатости докарелия-беломория степень регионального метаморфизма увеличивается от осевых участков синклинорных зон к внешним: от зон развития наиболее напряженной линейной складчатости к зонам более простых структурных форм (как это ни парадоксально), усложняющихся в крыльях складками высших порядков. Так, верхняя зеленокаменная и филлитовидная толща (эвгеосинклинальный тип разреза) обычно находятся в зеленосланцевой фации метаморфизма (рис. 21); нижняя зеленокаменная (сланцеватые амфиболиты) толща в контакте с высокоглиноземистыми толщами в зоне развития глыбовых структур — в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации; толща мелкозернистых полосчатых (флишоидных) биотитовых сланцев и гнейсо-сланцев и вышележащих высокоглиноземистых сланцев с преимущественным развитием брахискладчатых структур — в амфиболитовой фации. В том же направлении возрастает роль наложенного плутонического метаморфизма. Наконец, в геоантиклинальных зонах на фоне регионального метаморфизма амфиболитовой фации гнейсовых толщ (нижних беломорских) развертываются процессы наложенного плутонического метаморфизма и регионального ультраметаморфизма.

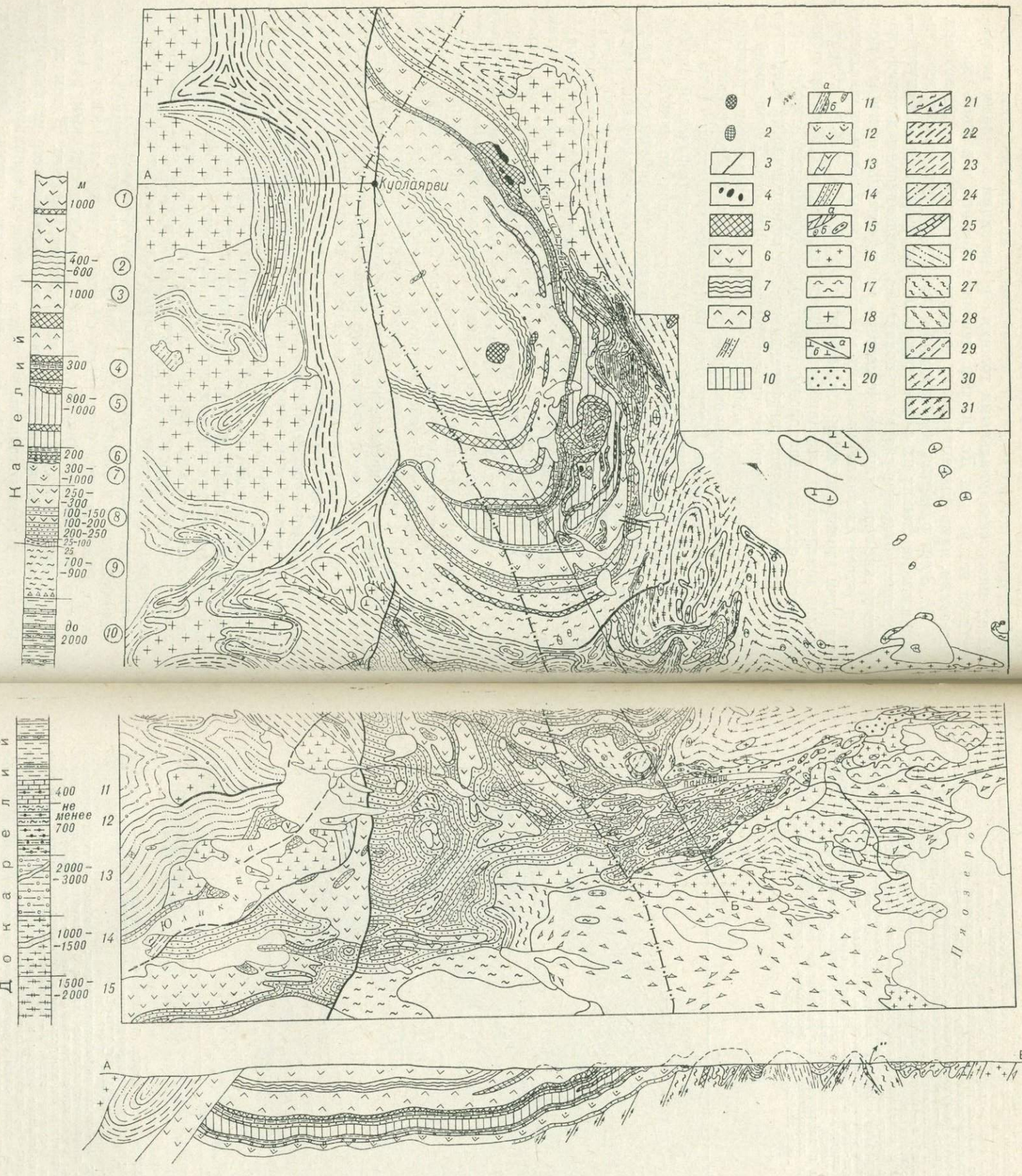


Рис. 18. Схематическая геологическая карта структуры Куолаярви (составлена М. А. Гиляровой, 1966 г.).

Палеозой: *1* — щелочные интрузии центрального типа (ийолиты, уртиты, карбонатиты); *2* — лабрадоровые перидотиты. Иотний: *3* — дайки пироксен-диабазовых лабрадоровых диабазов. Хогландий: *4* — комплекс ультрабазитов (серпентинизированные перидотиты, пироксениты, тремолитовые, тальк-тремолитовые и прочие породы); *5* — силлы габбро-диабазов, пироксеновых и уралитовых; *6* — основные эффузивы, вулканические брекчии, туфы, шаровые лавы 4-го покрова. Карелий: *7* — филлиты и туфосланцы 4-го осадочного горизонта; *8* — диабазовые породы (диабазы, миндалевидные диабазы, порфириты, вулканические брекчии и зеленые сланцы 3-го покрова); *9* — мелкозернистые кварцито-песчаники, доломиты и филлиты 3-го осадочного горизонта, *10* — диабазовые породы и зеленые сланцы 2-го покрова, *11* — филлиты, подчиненные им биотитовые и аркозовые кварциты (*а*), конгломераты 2-го осадочного горизонта (*б*); *12* — диабазовые породы и зеленые сланцы 1-го покрова, *13* — силлы и дайки диабазов, лейко-габбро-диабазов, альбититов, *14* — кварцито-песчаники 1-го осадочного горизонта, *15* — базальные образования: *а* — кора выветривания, *б* — конгломераты. Докарелий: *16* — микропегматитовые граниты Нуорунен и пр., *17* — трещинные дифференцированные интрузии ультрабазитов (оливиниты, перидотиты, пироксениты, габбро-нориты, нориты, пегматоидные габбро-нориты), *18* — плагиомикроклиновые, микроклиновые граниты, *19* — диориты, гнейсо-диориты (*а*) — метагаббро, оливиновые габбро-амфиболиты, полевошпатовые амфиболиты (*б*); *20* — кварцевые порфиры и кератофиры, *21* — зеленые сланцы, *22* — амфиболовые сланцы, *23* — филлитовидные сланцы с подчиненными им прослоями графитистых, кварцитовых, известковистых, роговообманковых сланцев, *24* — кварцитовые сланцы, *25* — известковистые сланцы, мраморизованные известняки, *26* — кварц-биотитовые сланцы и кварциты (частью по филлитовидным сланцам) с прослоями известковистых и амфиболовых сланцев, *27* — сланцеватые параамфиболиты, *28* — порфиробластические (амфиболовые, гранатовые, биотитовые и пр.) сланцы и амфиболиты, *29* — гнейсо-сланцы, мигматизированные гранитами. Беломорий: *30* — амфиболовые гнейсы, гранито-гнейсы с прослоями биотитовых и гранатовых гнейсов, *31* — биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы с прослоями гранатовых и амфиболовых гнейсов.

(Продолжение подписи см. на с. 88)

Продолжение подписи к рис. 18.

Стратиграфическая колонка (цифры в кружках): *1* — афанитовые порфириты и диабазы, их вулканические брекчии, туфы, шаровые лавы с подчиненными им плагиопорфиритами, пикритами и силлами габбро-диабазов, пироксенитов, перидотитов (4-й покров); *2* — предполагаемая толща филлитовидных и туфогенных сланцев (4-й осадочный горизонт); *3* — тонкозернистые метадиабазы и подчиненные им силлы габбро-диабазов (3-й покров); *4* — тонкозернистые известняки, филлиты, кварциты, переслоенные силлами габбро-диабазов (3-й осадочный горизонт); *5* — метадиабазы, зеленые сланцы, переслоенные силлами габбро-диабазов (2-й покров); *6* — полимиктовые конгломераты, тонкозернистые кварциты и аркозы, филлиты (2-й осадочный горизонт); *7* — метадиабазы и зеленые сланцы (1-й покров); *8* — кварцито-песчаники, переслоенные силлами диабазов с пестрыми мергелистыми сланцами и филлитами в кровле, конгломератами или корой выветривания в основании (1-й осадочный горизонт); *9* — зеленые сланцы с горизонтом туфобрекчий в основании; *10* — филлитовидная толща с прослоями кварцитовых, графитистых, карбонатных зеленых и амфиболовых сланцев, амфиболитов и железистых кварцитов (в нижней части), в условиях амфиболитовой фации переходящая в толщу кварц-биотитовых двуслюдяных сланцев; *11* — мраморизованные известняки с прослоями параамфиболовых сланцев и амфиболитов; *12* — сланцеватые параамфиболиты, порфиробластические сланцы и амфиболиты, с прослоями слюдистых, кварцитовых и карбонатных сланцев; *13* — кварц-биотитовые сланцы и гнейсо-сланцы, частью мигматизированные, с прослоями амфиболовых, кварцитовых и карбонатных сланцев и гнейсо-сланцев (частично возможно эквивалентны филлитовидной толще); *беломорские гнейсы: 14* — амфибол-биотитовые, амфиболовые, биотитовые гнейсы и подчиненные им амфиболиты и биотитовые гранито-гнейсы, *15* — биотитовые гранито-гнейсы и подчиненные им биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые гнейсы и амфиболиты.

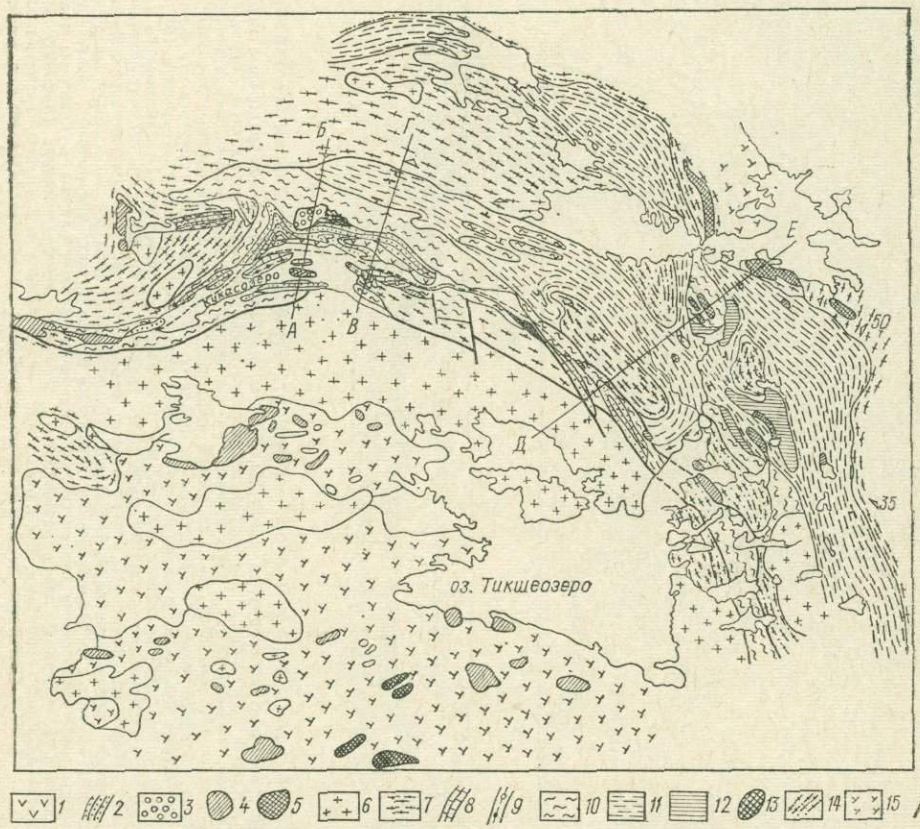


Рис. 19. Схематическая геологическая карта района озер Кукасозеро — Тишкозеро (составлена М. А. Гиляровой с использованием материалов СЗТГУ и Карельского филиала АН СССР).

Карелий (нижний протерозой): *1* — силлы амфиболизированных диабазов и габбро-диабазов; *2* — кварциты, кварцито-песчаники, кварцево-серицитовые сланцы; *3* — полимиктовые конгломераты. Магматические породы, секущие докарелий: *4* — ультраосновные; *5* — ортоамфиболиты, *6* — граниты и их мигматиты по докарельским и беломорским гнейсам. Докарелий + беломорская серия (верхний архей): *7* — мигматизированные беломорские и докарельские гнейсы и сланцы; *8* — карбонатные породы и переслаивающиеся с ними амфиболовые и другие сланцы, и параамфиболиты; *9* — параамфиболиты; *10* — сланцеватые амфиболиты, биотит-амфиболовые, биотитовые сланцы, в верхней части с реликтовыми миндалекаменными текстурами и брекчиями; *11* — нерасчлененная толща парасланцев и парагнейсов, включающая горизонт высокоглиноземистых кианит-ставролитовых и прочих гнейсов; *12* — высокоглиноземистые кварцитовидные кианит-ставролитовые гнейсы и сланцы; *13* — габбро-нориты (друзиты), амфиболиты; *14* — гнейсы беломорской серии; *15* — гнейсо-диориты, гнейсо-гранодиориты нижнеархейского возраста; *16* — разрывы.

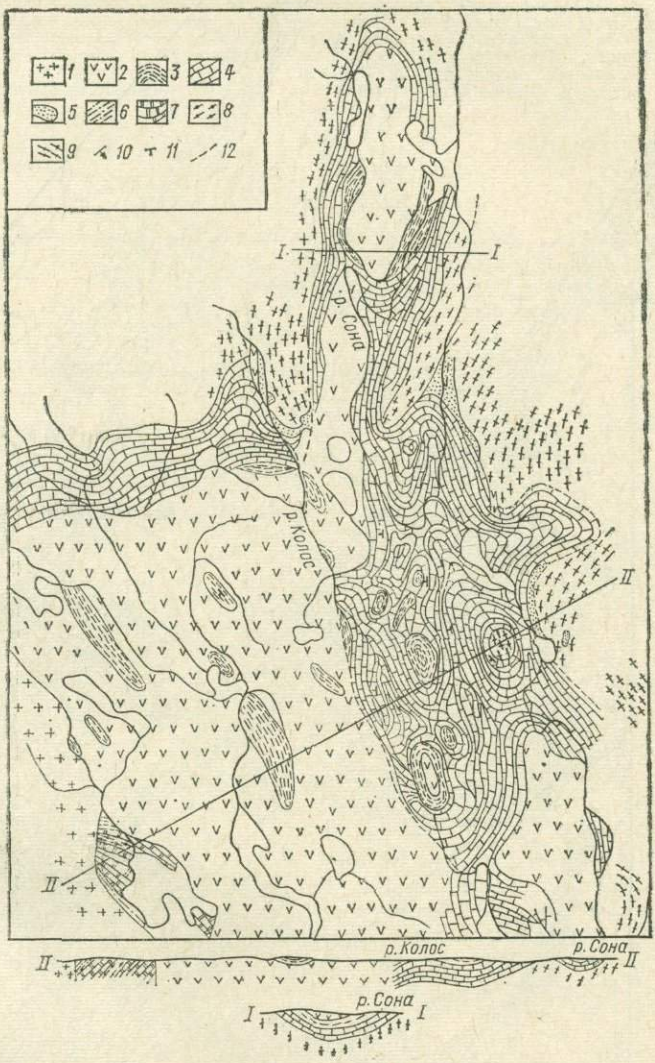


Рис. 20. Туломозерская мульда. Геологическая схема участка Коватъярви — Туломозеро (составлена К. О. Кратцем, В. А. Соколовым и К. В. Ининой, 1956 г., с использованием материалов М. А. Гиляровой, 1950 г.).

Верхний протерозой: *1* — граниты рапакиви. Средний протерозой: *2* — метадиабазы, метагаббро-диабазы; *3* — шунгито-карбонатно-сланцевая толща; *4* — терригенно-карбонатная толща (доломиты, доломитовые известняки, глинистые и песчано-глинистые сланцы с гематитовыми прослоями); *5* — кварцитовая толща (кварциты, кварцито-песчаники, глинистые сланцы, базальные сланцы). Нижний протерозой: *6* — кварц-биотитовые сланцы; *7* — карбонатные породы; *8* — амфиболиты, амфиболовые, графитистые и другие сланцы. Архей: *9* — гнейсо-граниты и граниты; *10* — слоистость; *11* — сланцеватость; *12* — зоны разрывных нарушений.

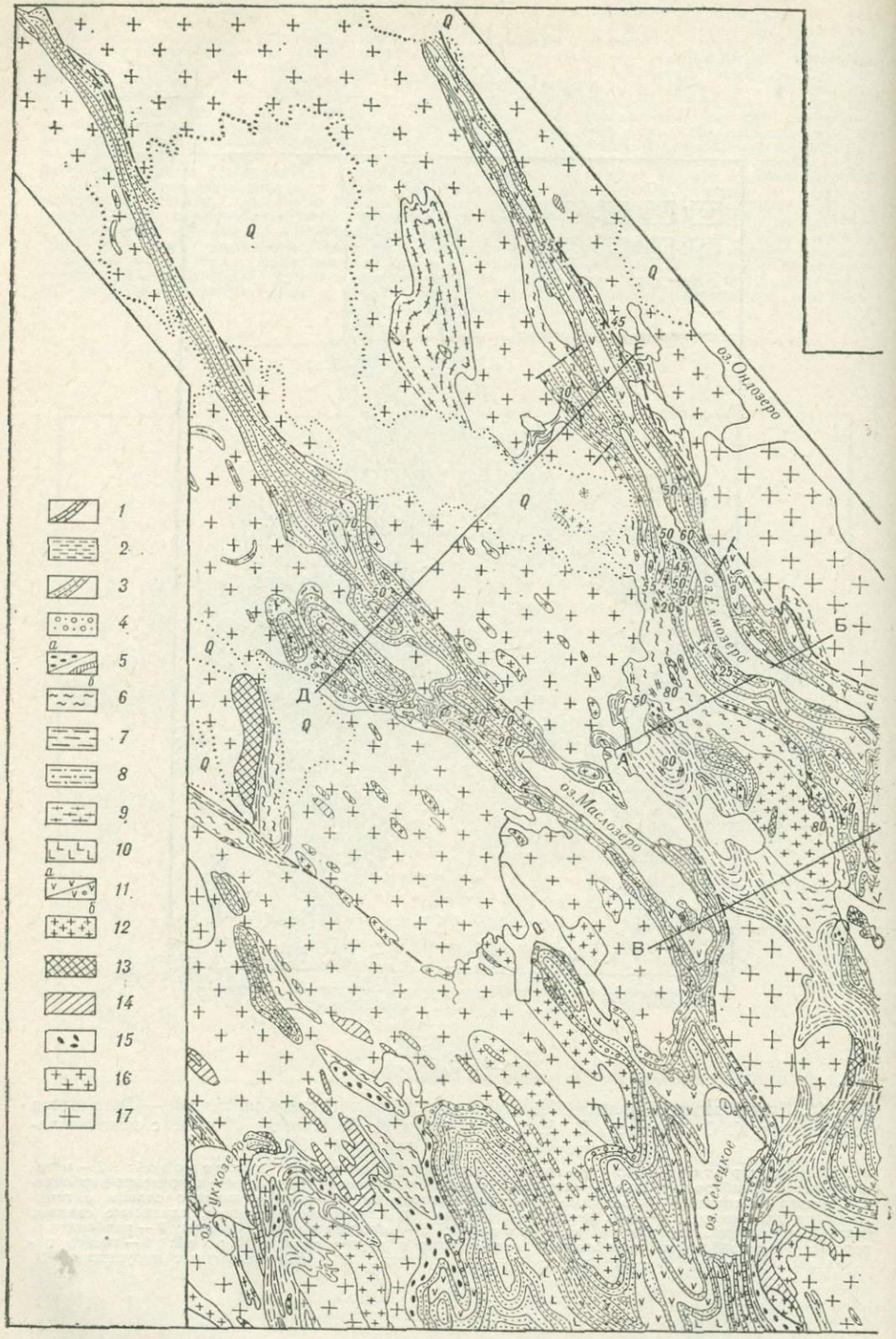
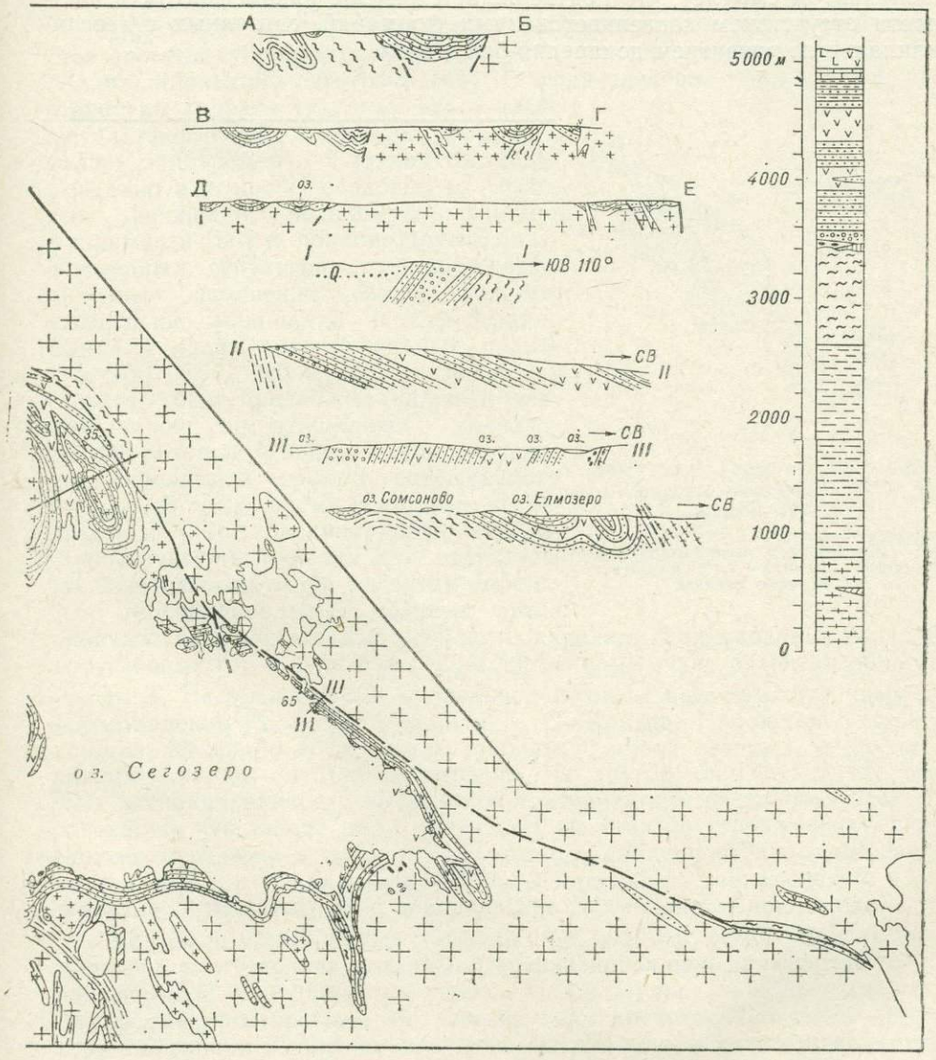


Рис. 21. Геологическая схема Сегозерско-Елмозерской и Маслозерской структур (составлена М. А. Гиляровой с использованием материалов СЗТГУ, 1955 г.).

Карелий: *1* — доломитизированные известняки с прослоями глинистых сланцев и кварцито-песчаников; *2* — глинистые и мергелистые пестрые сланцы; *3* — кварцито-песчаники с прослоями кварцитов, кварцево-серицитовых сланцев и кварцевых конгломератов (внизу); *4* — кварцевые конгломераты, аркозы, гравелиты с прослоями сланцев; *5* — базальные образования (*а* — конгломераты, *б* — базальные сланцы). Докарелий: *6* — зеленые сланцы по метадиабазам, метапорфиритам; *7* — филлитовидная толща, вмещающая кислые эффузивы; *8* — нерасчлененные гимольские сланцы и гнейсо-сланцы; *9* — биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы. **Изверженные породы.** Карелий: *10, 11* — габбро-диабазы, диабазы (на профилях: *11а* — диабазы и габбро-диабазы, *11б* — миндалевидные диабазы). Докарелий: *12* — гранитоиды, секущие докарелий, существенно микроклиновые; *13* — пироксениты, габбро-нориты, габбро-диабазы, габбро-амфиболиты; *14* — габбро-амфиболиты, амфиболиты; *15* — серпентиниты; *16* — плагио- и плагиомикроклиновые граниты, гранодиориты, мигматиты нерасчлененные; *17* — плагио- и плагиомикроклиновые граниты, гранодиориты фундамента, частично мигматизированные.



Таким образом, представления Г. Рида, Н. Г. Судовикова, Б. Я. Хоревой и других о существовании двух типов метаморфизма: орогенического, связанного с погружением геосинклинальных толщ (доинверсионного), и наложенного плутонического, связанного с воздыманием складчатых геосинклинальных толщ (постинверсионного), — вполне оправдываются на примере геосинклинальных систем докарелия с той разницей, что в местах наибольшего прогибания (синклинориях) мы находим хотя и интенсивно складчатые, но слабо метаморфизованные верхние толщи — филлитовидную и верхнюю зеленокаменную (эвгеосинклинального типа разреза).

Некоторые парадоксальные в свете настоящих представлений факты и выводы об обратной связи структурно-фациальной и метаморфической зональности, по-видимому, следует объяснять особым ходом развития протогеосинклинальной системы докарелия — беломория, которые после складчатости, вероятно, не испытывали инверсии вообще (в общепринятом смысле), что подтверждается и еще рядом фактов, в частности отсутствием послеинверсионных формаций, связанных с геосинклинальным развитием докарелия-беломория.

Карельские (ятулийские) структуры рассматривались нами в качестве простых субплатформенных структур или образований орогена без геосинклинальной подготовки [44]. Отсюда следовал вывод о том, что структуры карелия (ятулия), как и вообще платформенные структуры, формировались одновременно с процессом седиментации в условиях сводовых и глыбовых движений пенепленизированного фундамента [56] и, подобно другим платформенным структурам, обнаруживают типичные изменения своего разреза: уменьшение мощностей и огрубевание фаций к ядрам антиклинальных поднятий [52]. С. С. Шульцем для подобных структур был предложен удачный термин — «конседиментационная складчатость», который и вошел в употребление для карельских структур описываемого региона. В то же время некоторые исследователи [116] рассматривали ятулийские структуры карелия как структуры заключительного этапа развития карельской геосинклинальной области, этапа окончательной консолидации области карелид, существования складчато-глыбовых гор и перехода к платформенному этапу развития области.

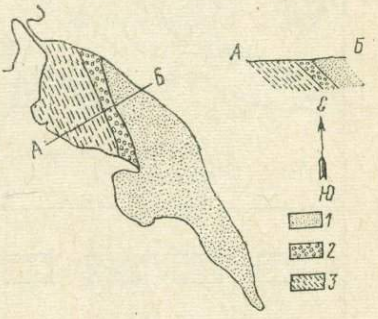


Рис. 22. Геологическая схема о. Сондолы (составлена М. А. Гиляровой, 1947 г.).

Карелий: *1* — кварцито-песчаники; *2* — полимиктовые конгломераты. Докарелий: *3* — зеленые сланцы с дайками кератофиров.

В. З. Негруца пришел к противоположным выводам, отличным от представлений М. А. Гиляровой и К. О. Кратца. Наблюдая локально пологозалегающие докарельские породы, с одной стороны, и крутопадающие кварцито-песчаники карелия, — с другой, он считает, что степень дислоцированности не является критерием для разделения этих образований, что между ними замечается не столько угловое несогласие, сколько перерывы в отложениях, которые наблюдаются по разрезу и выше и ниже, и что карельские породы могут быть также сложно и интенсивно складчаты, как и докарельские геосинклинальные толщи.

Как было указано нами ранее [43, 56, 59], структуры карелия формировались в условиях подвижной активизированной платформы («субплатформы») или, применяя термин С. С. Шульца, — в условиях эпиплатформенного орогена. По генезису они представляют собой структуры облекания и прислонения (рис. 22, 23) или возрожденные (отраженные) структуры. По размерам, морфологии и геологической значимости они разделяются на структуры разных порядков.

К структурам первого порядка относятся: наложенные симметричные мульды, асимметричные приразломные мульды, сопряженные с докарельскими асимметричными линейными геосинклинальными структурами, сундучные — линейные или брахискладки (см. рис. 25, 26). К отраженным структурам второго и третьего порядков, обычно усложняющим мульды и особенно ярко выраженным в их краевых частях, относятся: штамповые горст-антиклинальные и грабен-синклинальные брахискладки; килевые или щелевидные крутые и узкие межглыбовые синклинали, линейные (рис. 24) или имеющие извилистые неправильно изгибающиеся

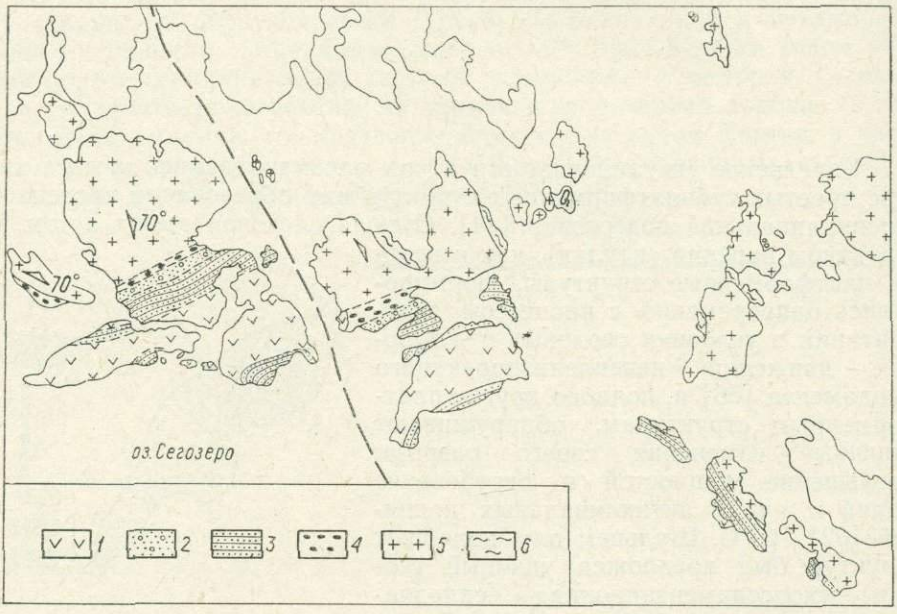


Рис. 23. Геологическая схема Каличьих островов оз. Сегозеро (составлена М. А. Гиляровой, 1949 г., с использованием материалов Н. Г. Судовикова, 1939 г.).

Карелий: *1* — зеленокаменные породы (микродиабазы); *2* — аркозы; *3* — кварцито-песчаники; *4* — базальные моно- и полимиктовые конгломераты. Докарелий: *5* — гранитоиды, секущие докарелий; *6* — зеленые сланцы.

очертания в плане (см. рис. 37); флексурные синклинальные складки и каскады флексурных складок.

Все перечисленные структуры верхнего структурного яруса, так или иначе связанные с разломами фундамента и автономными глыбовыми движениями блоков фундамента, можно рассматривать как приразломные.

К структурам второго порядка, являющимся структурами прислонения или облекания, связанными с неровностями докарельского рельефа, относятся простые и пологие, чаще всего симметричные, сводовые синклинали и мульды с углами падения, несколько увеличивающимися в крыльях этих структур и уменьшающимися до 0—10° в их сводах (см. рис. 13, 14, 15).

В большинстве случаев карельские структуры не имеют черт унаследованности по отношению к более древним докарельским структурам, за исключением асимметричных сопряженных докарельско-карельских структур типа Печенги. Карельские структуры ложатся с азимутальным (иногда до 90°, например, в Койкарской складке, см. рис. 13) и угловым несогласием на докарельские толщи или на гранитоиды фун-

дамента любого возраста. Некоторая косвенная связь между ними намечается в том отношении, что мягкие сланцевые и гнейсо-сланцевые докарельские толщи во время длительного перерыва и пенепленизации фундамента разрушались интенсивнее, чем гранитоиды, обусловливая пониженные участки рельефа, в которых происходило отложение кон-

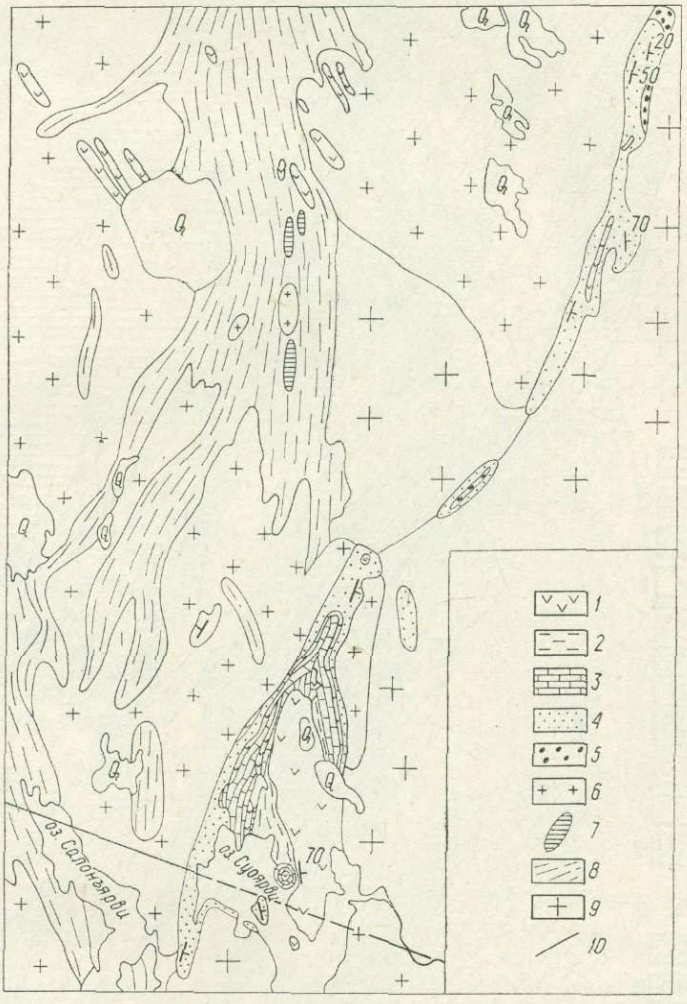


Рис. 24. Геологическая схема структур Суоярви и Костамукса (по материалам СЗТГУ).
Карелий: *1* — силлы диабазов; *2* — глинистые, карбонатные, шунгитовые сланцы; *3* — доломиты; *4* — кварцито-песчаники; *5* — базальные гранитные конгломераты. Докарелий: *6* — гранитоиды, секущие докарелий; *7* — амфиболиты; *8* — гнейсы и сланцы гимольской толщи; *9* — гранитоиды фундамента; *10* — разломы.

тинентальных, а затем и мелководных бассейновых фаций карелия. Кроме того, движения глыб фундамента, отраженных в формирующихся структурах карелия, часто возобновлялись по старым швам структурообразующих для докарелия разломов древнего заложения. Отсюда следовала некоторая связь между простираниями этих разновозрастных толщ. Наконец, разломы, впервые закладывающиеся ко времени отложения карельских осадков, часто проходили вдоль стыка пород с разными механическими свойствами, т. е. между докарельскими структурами и гранитоидами, *также способствуя тождественности простирания*

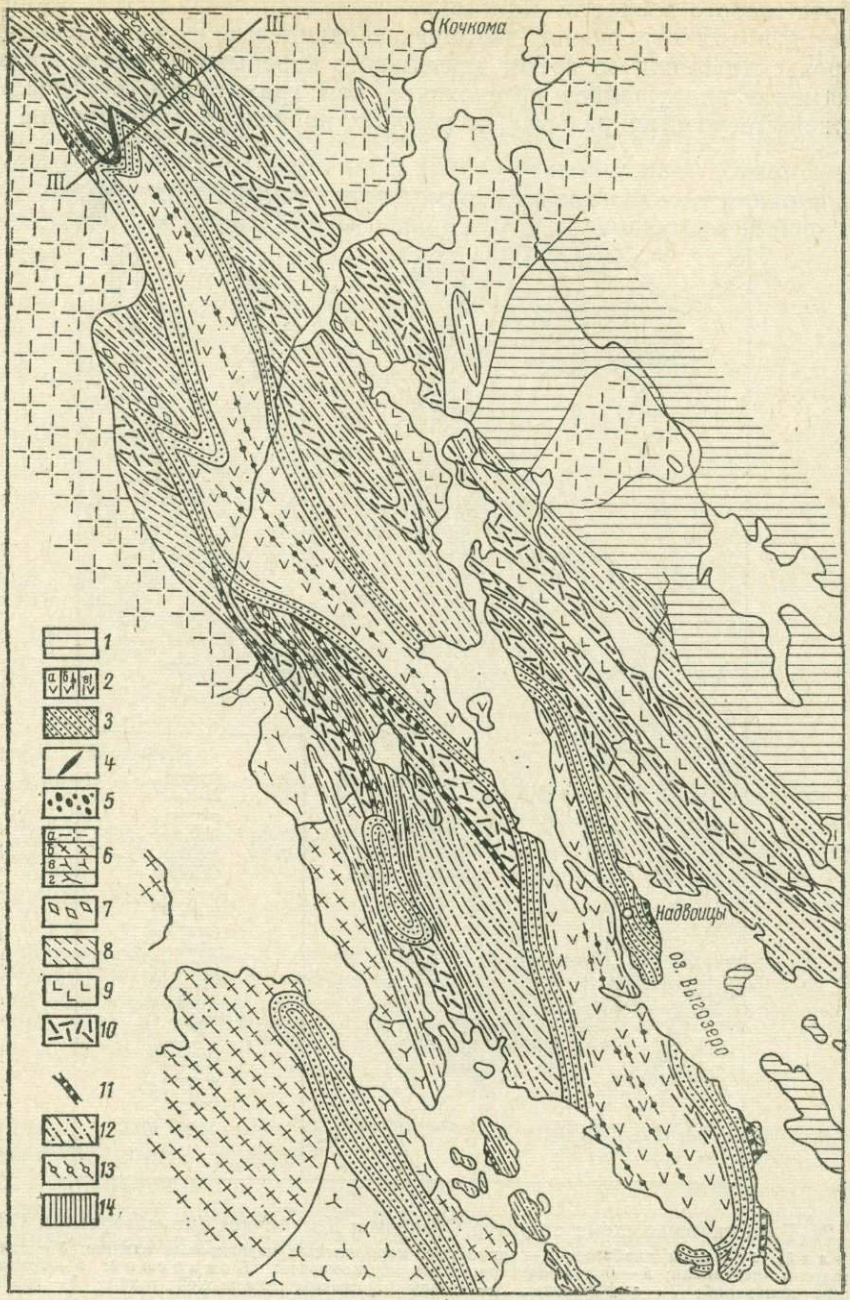


Рис. 25. Геологическая схема Воицкой синклинали (составлена М. А. Гиляровой, 1958 г.).

1 — четвертичные отложения. Карелий (ятулий): *2* — диабазы (*а*), амфиболизированные (*б*), рассланцованные (*в*); *3* — кварциты и кварцито-песчаники; *4* — кора выветривания; *5* — базальные полимиктовые и мономиктовые конгломераты. Граниты: *6* — массивные плагиомикроклиновые и микроклиновые (*а*), огнейсованные плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые (*б*), плагиоклазовые (*в*), порфировидные плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые (*г*). Докарелий: *7—10* — зеленокаменная толща низкой степени метаморфизма (*7* — актинолитовые амфиболиты, *8* — зеленые сланцы, *9* — метапорфириты, *10* — плотные или рассланцованные афанитовые породы с горизонтом туфобрекчий и лавобрекчий в основании); *11—14* — филлитовидная толща (*11* — кварциты осадочного происхождения — обломочные и хемогенные, *12* — нерасчлененная толща разнообразных филлитовидных сланцев с прослоями кварцитовидных, графитистых сланцев, альбитофиров, амфиболитов, тальк-хлоритовых сланцев и рудными горизонтами, *13* — порфиробластические амфиболиты, *14* — габбро-амфиболиты). III—III — разрез (см. рис. 11, профиль по линии ВГ).

тех и других. Некоторые исследователи [118] поэтому искали обязательной генетической связи и черт унаследованности между структурами докарелия и карелия.

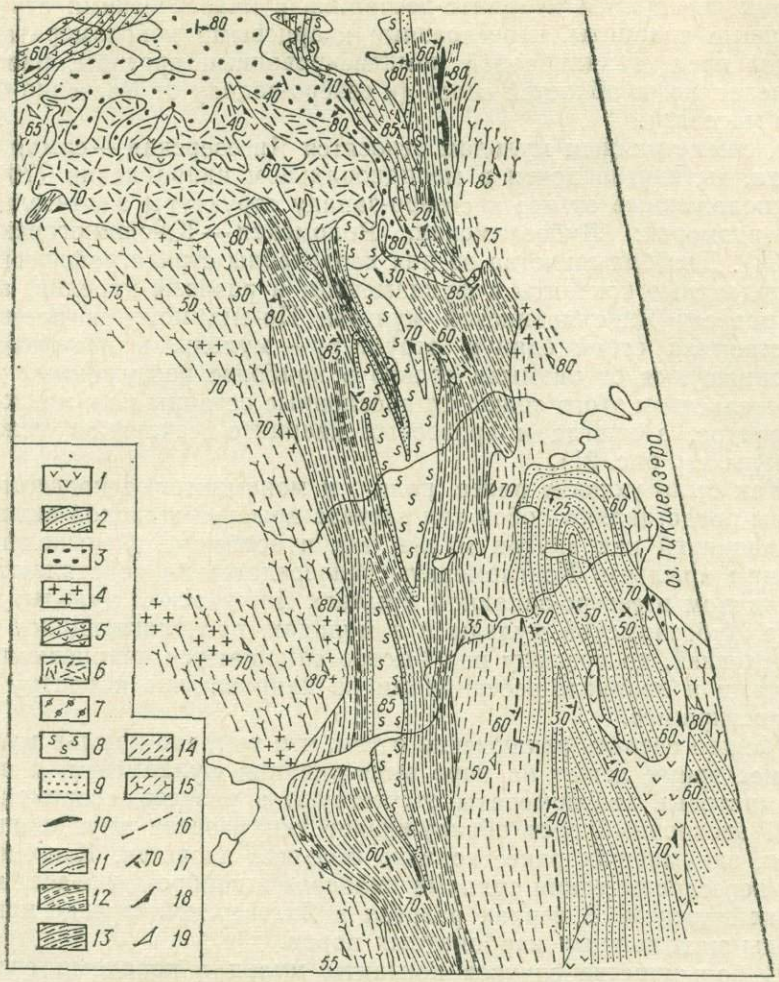


Рис. 26. Большозерская складка карелия (по М. М. Стенарю, сундучная — по М. А. Гиляровой).

Средний протерозой: *1* — метагаббро-диабазы; *2* — кварцито-песчаники и кварциты; *3* — полимиктовые конгломераты. Нижний протерозой: *4* — граниты; *5* — основные эффузивы; *6* — туфоконгломераты, туфопесчаники, слоистые туфы, туфобрекчии, гранитные конгломераты и осадочная брекчия (базальные образования карелия того же возраста, по М. А. Гиляровой); *7* — метаморфизованные основные породы; *8* — лептитовые гнейсы; *9* — серицито-кварцевые, серицито-полевошпат-кварцевые сланцы с линзами кварцевых конгломератов; *10* — магнетитовые кварциты; *11* — *ставролито-биотитовые гнейсы*; *12* — *амфиболовые сланцы*; *13* — *биотитовые и гранато-биотитовые* гнейсы и сланцы; *14* — мигматиты. Архей: *15* — мигматизированные плагиогнейсо-граниты; *16* — линии разлома; *17* — слоистость; *18* — полосчатость; *19* — гнейсовидность.

СТРУКТУРЫ КАРЕЛИЯ ПЕРВОГО ПОРЯДКА

Симметричные мульды. Симметричные мульды в плане представляют собой изометричные или овальные синклинальные структуры с пологими крыльями, падающими центриклинально, с углами 10—25°, и относительно плоским сводом, обычно усложненные также пологими складками второго порядка. Если мульда имеет вытянутые очертания, усложняющие ее вытянутые антиклинальные брахискладки проходят в направлении длинной оси мульды и ее боковых контуров (Янгозерская мульда, см. рис. 21). В изометричных мульдах они не имеют опре-

деленного направления, но чаще всего ориентируются параллельно ее внешним контурам. Судя по сравнительно небольшой амплитуде (мощность разреза карелия до 1000 м) и малой интенсивности прогибания (*мульды выполнены однообразной толщей кварцито-песчаников*, среди которых чередуются кварцито-песчаники с кластическими структурами и сливные кварциты, переслоенные кварцевыми конгломератами), эти мульды представляли собой компенсированные прогибы, расположенные недалеко от областей сноса (к северо-западу от Восточно-Финляндского массива).

К симметричным мульдам относятся Янгозерская — самая большая мульда, вытянутая почти в меридиональном направлении (70×30 км) и расположенные от нее к северо-западу структуры значительно меньших размеров: Лубосалмская, Воломская — *Клюшиногорская* (см. рис. 34). Для большинства из них характерны стратиграфические резко дискордантные контакты с фундаментом и разрезы карелия, аналогичные разрезу Янисъярвинской мульды. По-видимому, в прошлом они представляли собой единую структуру — мульду, в настоящее время сохранившуюся от размыва только в наиболее погруженных участках. Свидетельством этого являются эрозионные останцы полимиктовых конгломератов, а иногда и аркозовых кварцито-песчаников между ними (Гимолы, см. рис. 21).

Как было указано ранее, поли- и мономиктовые конгломераты и аркозы представляют собой тип разреза крыльев и сводов антиклинальных поднятий как внутри мульд, так и особенно примыкающих к их внешним крыльям. Конгломераты непосредственно подстилают мульды в восточном и северо-западном крыльях Янгозерской мульды, в южном крыле Лубосалмской мульды и в мульдах, располагающихся к северу от последней, но повсюду они быстро замещаются кварцевыми конгломератами и *кварцито-песчаниками по направлению к центру мульд* и по простиранию.

Можно сделать заключение о том, что там, где крылья мульд в настоящее время лежат на коре выветривания фундамента, а поли- или мономиктовые конгломераты отсутствуют в разрезе, современный глубокий эрозионный срез обнаруживает тип разреза внутренних частей мульд, занимавших ранее гораздо бо́льшие площади. Кварцито-песчаники *переслоены тремя силлами диабазов и габбро-диабазов, аналогичных койкарским*. В верхах разреза в Янгозерской мульде попадаются выходы маломощных карбонатных пород.

В большинстве случаев контакты мульд с породами фундамента стратиграфические, несогласные. Разрывы типа сбросов приурочены к карельским внутренним частям мульд, они локальны и не всегда продолжаются в породы фундамента, являясь посткарельскими. Лишь немногие из них, ограничивающие борта мульд (например, Лубосалмской), были заложены, возможно, к началу осадконакопления ятулия, активны *в течение всего карельского времени*, сообщая мульдам характер грабен-синклиналей [118].

По происхождению описанные мульды являются, скорее всего, структурами облекания (сохранившимися лишь в погруженных участках), тектонически слабо активными, хотя и в них нельзя исключить полностью прогибание отдельных участков в тектонических впадинах фундамента.

К *иному типу принадлежат симметричные мульды зоны* Шомбозеро — Лехта — Ветреный Пояс (см. рис. 28), приуроченные к зоне глубинных структурообразующих разломов, протягивающихся на сотни километров в северо-западном направлении и как бы нанизанных в виде четок на эту зону разломов. Как было описано ранее, эти мульды формировались в тектонически активной обстановке, унаследованной со времен докарелия, в тектонических ваннах, заключенных между реги-

циональными разломами разного времени заложения. Древнейшие из них, существовавшие еще к моменту осадконакопления докарелия, — северо-западного простирания, подтвержденные геофизикой, обусловили наличие мощных зон милонитов в чарнокитовых нижнеархейских породах (до 40 км шириной, по К. А. Шуркину), образование типичных приразломных глыбовых структур фундамента, окаймленных складчатыми толщами докарелия, и к моменту отложения карелия создали барьер в виде ряда тектонических уступов, выраженных в рельефе, препятствовавших отложению карелия к северо-востоку от этого барьера в области беломорид. Параллельно идущая зона разломов (возможно, более молодая), ограничивающая мульды с юго-запада, как и первая, прослеживается по выходам вдоль нее докарельских зеленокаменных эффузивов. Более молодыми — рвущими зеленокаменные породы докарелия, заложенными к началу карельского времени, явились меридиональные разрывы, разбившие ранее опущенный тектонический трог на ряд параллелепипедальных блоков, по очереди опущенных (мульды) и приподнятых (выходы фундамента), активных в течение всего карельского времени.

К активным тектоническим уступам прислонены карельские отложения мульд с крутыми (50—70° и более) углами падения, выкручивающимися с глубиной. К ядрам мульд углы падения выполаживаются. Перемещения по многочисленным активизированным разрывам фундамента, проходящим параллельно контурам глыб, обусловили образование асимметричных флексурных, щелевидных и других складок второго порядка, усложняющих крылья мульд, и часто приводили к последующим унаследованным разрывам ятулийских осадков в крыльях этих складок, как было описано ранее (см. рис. 6, 7). В условиях достаточной глубины эрозионного среза эти складки отшнуровывались от мульд в виде узких, линейных, асимметричных, часто разорванных вдоль оси складок, следующих вдоль разрывов фундамента параллельно контурам мульды (район Малых Кейв, рис. 27, район Шомбозера, рис. 28, см. вкладку и др.). В этих случаях породы фундамента между такими складками, особенно когда они сложены не гранитами, а породами докарелия, включаются в общий разрез карелия (или наоборот).

Однако такие узкие длинные линейные складки известны и вне связи с мульдами, в самостоятельном развитии. Они образуются в узких прогибах вдоль региональных разрывов предкарельского заложения и протягиваются на десятки и даже сотни (первые) километров при ширине в сотни метров или первые километры. Их можно было бы выделить в самостоятельный тип структур первого порядка под удачным названием «шовных или рубцовых синклиналей» [139]. Они выполнены обычно толщей кварцито-песчаников, иногда подстилающихся конгломератами, и часто сопровождаются зеленокаменными породами ятулия (см. рис. 12, 34 и т. д.).

Асимметричные мульды. Все структуры карелия Кольского полуострова и большинство одновозрастных структур Карелии представляют собой асимметричные мульды разнообразных размеров, с широким одним крылом (в виде половины глубокой тарелки) и узким и прямолинейным вторым крылом, вытянутым вдоль зоны разломов и чаще всего уничтоженным эрозией. Отличительные черты мульд: приуроченность к линейным зонам глубинных разломов древнего заложения (к началу докарелия или карелия), закономерная сопряженность со структурами докарелия, закономерный ход движений блоков фундамента во времени по зоне разломов, обусловливающих последовательное формирование приразломных докарельских и карельских структур.

Недоразвитые крутые и узкие крылья мульд, которые примыкали к зоне разломов, или вовсе не сохранились при последующих движениях блоков (размывались бесследно), или сохранялись их эрозионные ос-

танцы, или гораздо реже сохранялись их недоразвитые крутые крылья целиком или частично. Соответственно согласно морфологии эти мульды можно разделить на две группы: односторонние (однокрылые) мульды, двусторонние (двукрылые асимметричные мульды). К односторонним мульдам принадлежат мульды Кольского полуострова и Северной Карелии (Печенга, Имандра — Варзуга, Панойская, Куолаярви, Кукасозеро) и некоторые мульды Карелии: Онежская, Туломозерская, Янисъярвинская (см. рис. 16, 17, 18, 19, 20, 29, см. вкладку, 30). К двусторонним асимметричным мульдам относятся Сегозерская, Суоярвинская (см. рис. 21, 24), в которых целиком или частично сохранились крутые редуцированные крылья (северо-восточное в Сегозерской и южное в Суоярвинской), вытянутые вдоль зон региональных разломов древнего заложения, возобновленных в карельское время и частично срезающих карельские породы.

С другой стороны, эти приразломные мульды можно было бы разделять согласно возрасту тех глубинных структурообразующих разломов, к которым они приурочены.

1. Сопряженные докарельско-карельские структуры образовались в результате движений по разломам, заложенным к началу докарелия. *По одну сторону зоны разломов образуются линейные* складчатые структуры докарелия с эвгеосинклинальным типом разреза (вдоль зоны разломов), далее сменяющиеся зоной глыбовых структур, и еще далее от зоны разломов — зоны куполовидных структур с миогеосинклинальным (гнейсовым) типом разреза одновозрастных толщ (см. раздел «Стратиграфия докарелия»). По другую сторону зоны структурообразующих разломов в более позднее время формируются мульды на древнем гранитоидном основании (например, мульда Печенги).

2. Мульды карельского возраста, заложенные по структурообразующим более поздним, предкарельским разломам, пересекающим и древнейший гранитоидный фундамент, и дислоцированные складчатые системы докарелия. В этом случае сопряженности и закономерности в распределении структурно-фациальных зон докарелия и карелия не наблюдаются. Основание мульд одинаково закладывается и на древнейших гранитоидах фундамента, и на докарельских структурах с любым типом разреза (Онежская, Сегозерская мульда и др.).

В том случае, когда структуры типа мульд размываются почти нацело и сохраняются лишь их наиболее погруженные участки (непосредственно вдоль зоны разломов), наблюдаются длинно вытянутые (рис. 27, 31, 32), или ветвящиеся (см. рис. 39) или изгибающиеся (согласно пересечению разломов, см. рис. 19), узкие структуры, сложенные крутонаклоненными кварцито-песчаниками карелия, часто оборванными с одной стороны поздними движениями по тем же структурообразующим разломам. *Они залегают или на зеленокаменных породах* докарелия (эвгеосинклинального типа разреза) узкими оторочками, окаймляющими карельские структуры, и в этом случае считаются унаследованными реликтами асимметричных мульд первого типа (Чирко-Кемская, рис. 33, Тикшозерско-Большозерская, см. рис. 26 и другие структуры), или на древних гранитоидах, вдоль линий структурообразующих разломов, заложенных к началу карелия, где являются реликтами более обширных структур второго типа (складки-сателлиты, например, в Малых Кейвах, Шомбозеро и пр.).

Унаследованные мульды заложены в грабенообразных прогибах, унаследованных со времени докарелия. Прогибы выполнены зеленокаменными породами докарелия (эвгеосинклинального типа разреза), на которых с перерывом и несогласием лежат осадочные породы карельских мульд, например в зоне Шомбозеро — Лехта — Ветреный Пояс или частично структуры Имандра — Варзуга (в восточной ее части). В рай-

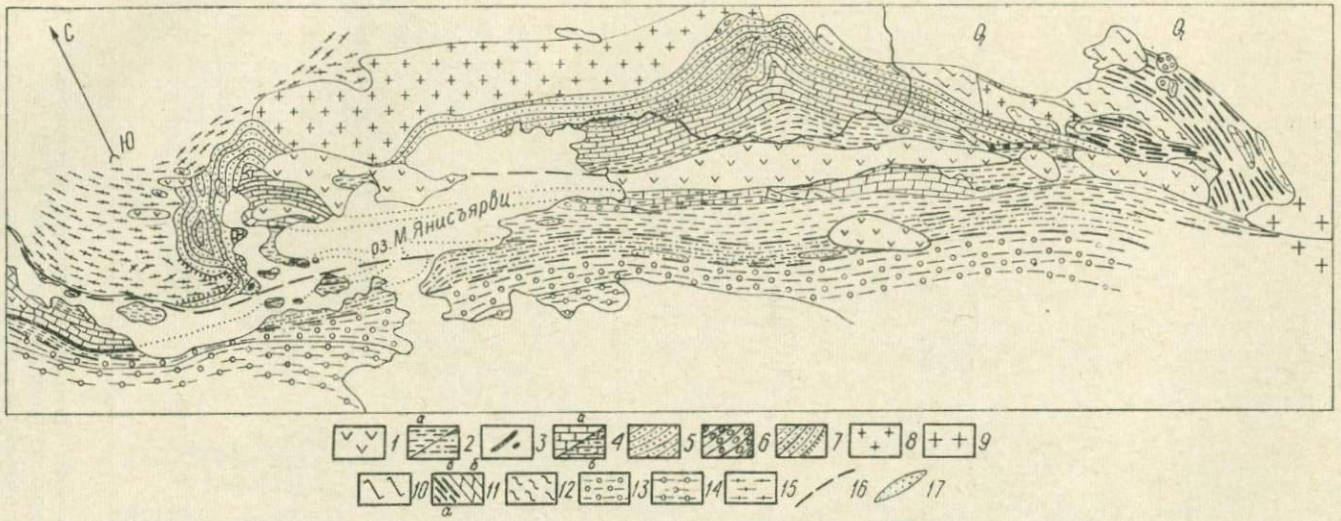


Рис. 30. Геологическая схема структуры оз. М. Янисъярви.

Карелий: *1* — диабазы и габбро-диабазы; *2* — филлиты (*а* — с тонкими прослоями кварцитов, *б* — полосчатые, ритмичнослоистые); *3* — черные сливные кварциты с кварцевыми конгломератами в основании; *4* — доломиты (*а* — серые и розовые Кинтси-Ниеми, *б* — известковистые сланцы с прослоями филлитов); *5* — кварцито-песчаники; *6* — базальные конгломераты; *7* — кора выветривания в основании кварцито-песчаников. Изверженный комплекс, секущий карелий: *8* — граниты молибденоносные с голубым кварцем; *9* — микроклиновые граниты. Докарелий: *10* — гипабиссальные интрузии диоритовых порфиритов, кварцевых порфиров и кератофиров и связанные с ними плагиосланцы; *11* — филлитовидные сланцы (*а*) с прослоями кислых и средних эффузивов (порфиритов по кварцевым порфирам и кератофирам) и карбонатных пород (*б*); *12* — зеленые сланцы по диабазовым породам; *13* — кварцево-биотитовые сланцы, иногда с гранатом; *14* — ставролит-биотитовые сланцы с гранатом; *15* — мигматизированные граниты и гранодиориты основания; *16* — разрывы; *17* — кварциты и кварцитовые сланцы.

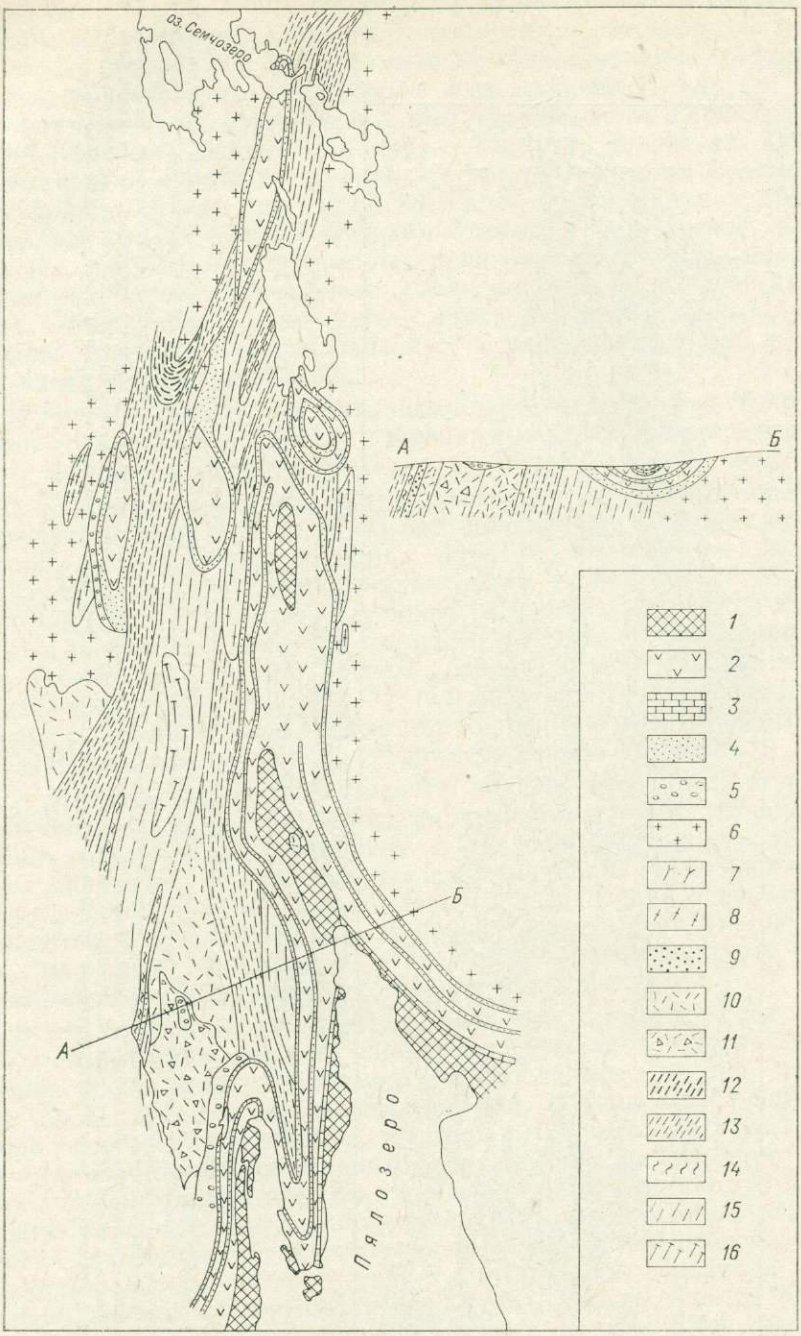


Рис. 31. Геологическая схема зоны Пялозеро—Семчозеро (составила М. А. Гилярова в 1947 г., дополнена по ее же материалам в 1949 г.).

Нижний протерозой (карелий): *1* — габбро-диабазы; *2* — метадиабазы и миндалевидные метадиабазы; *3* — песчаники, пестрые сланцы, доломиты; *4* — кварцевые песчаники и кварцито-песчаники с прослоями кварцевых конгломератов; *5* — базальные полимиктовые конгломераты. Верхний архей (докарелий): *6* — микроклиновые граниты; *7* — мигматиты микроклиновых гнейсо-гранитов; *8* — полевошпатовые амфиболиты; *9* — кварцевые порфиры и кератофиры; *10* — афанитовые диабазы и порфириты; *11* — туфобрекчии; *12* — серпентиниты и тальк-хлоритовые сланцы; *13* — зеленые сланцы; *14* — кварцитовые сланцы; *15* — филлиты. Нижний архей: *16* — олигоклазовые граниты.

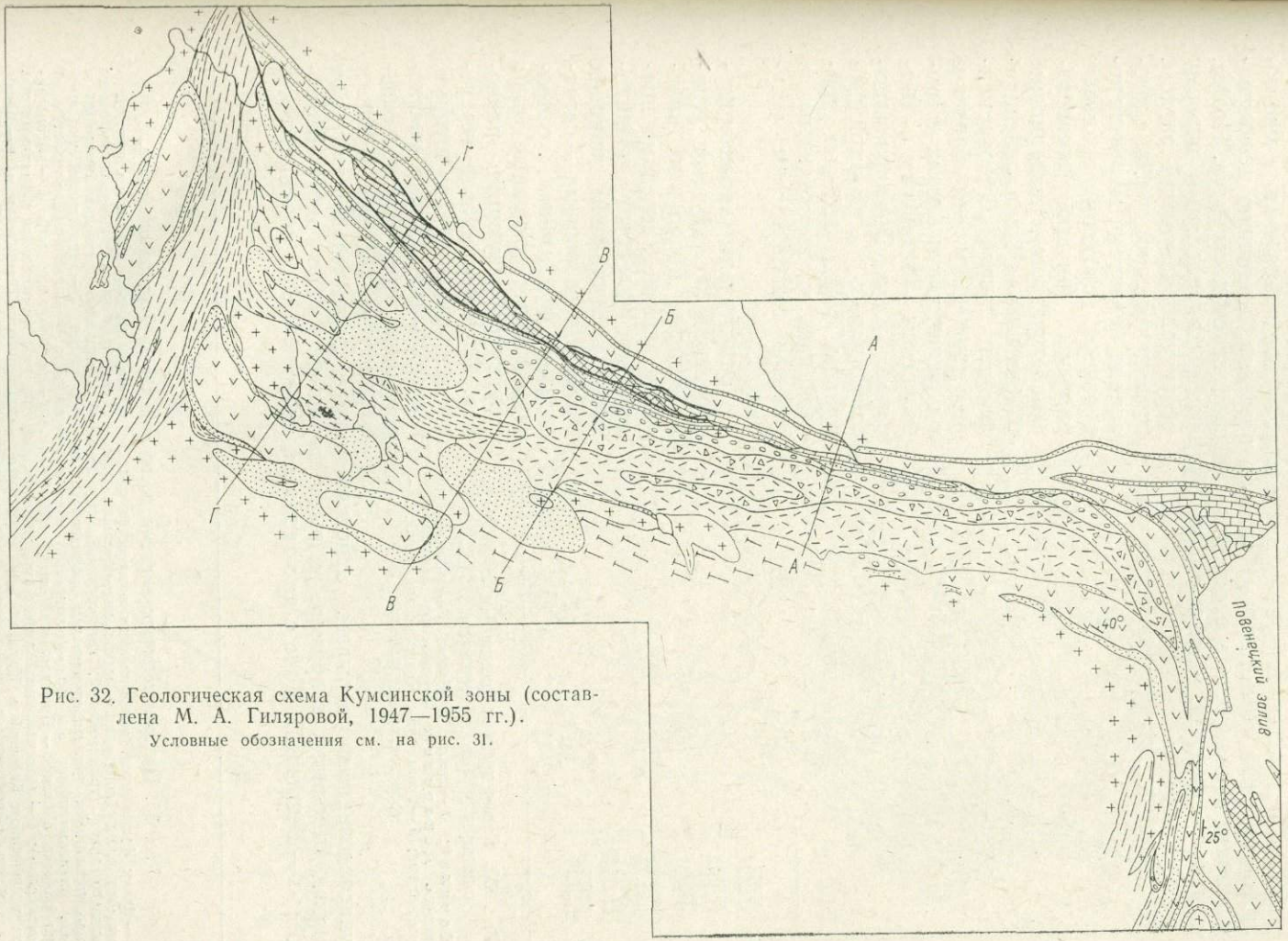


Рис. 32. Геологическая схема Кумсинской зоны (составлена М. А. Гиляровой, 1947—1955 гг.).

Условные обозначения см. на рис. 31.

оне Шомбозеро — Лехта (см. рис. 28) тектонические ванны, в которых происходило образование мульд, формировались в несколько приемов: наиболее древний структурный шов, ограничивающий грабен с северо-востока, существовал к началу докарелия, обусловил одновременное развитие разных структурно-фациальных зон докарелия и эв- и миогеосинклинальным (беломориды) типами разрезов, осадочную дифференциацию и зональность в распределении докарельских структур. Позже, к началу карелия, окончательно оформился параллельный первому структурообразующий разлом, ограничивающий грабен с юго-запада, и впервые возникли поперечные субмеридиональные разломы (рвущие докарельские структуры), разделившие грабен на ряд параллелепипедальных блоков. Одновременно с движениями этих блоков и в опускающихся блоках (Шомбозерском, Лехтинском и Ветреного Пояса) формировались относительно симметричные мульды, борта которых прислонялись к выраженным в рельефе тектоническим уступам.

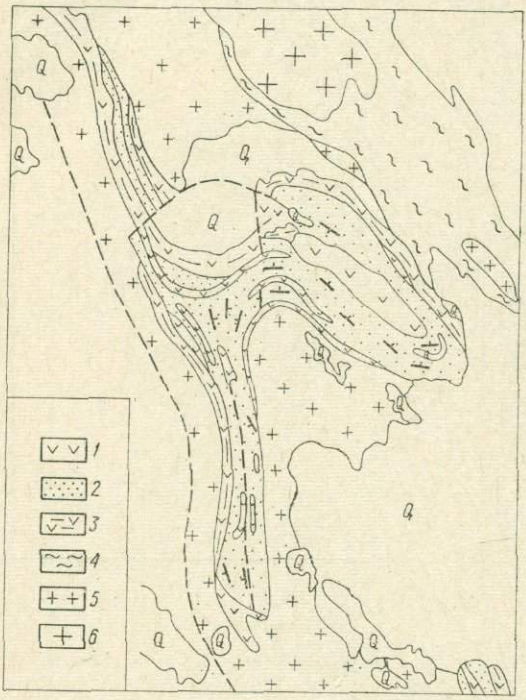


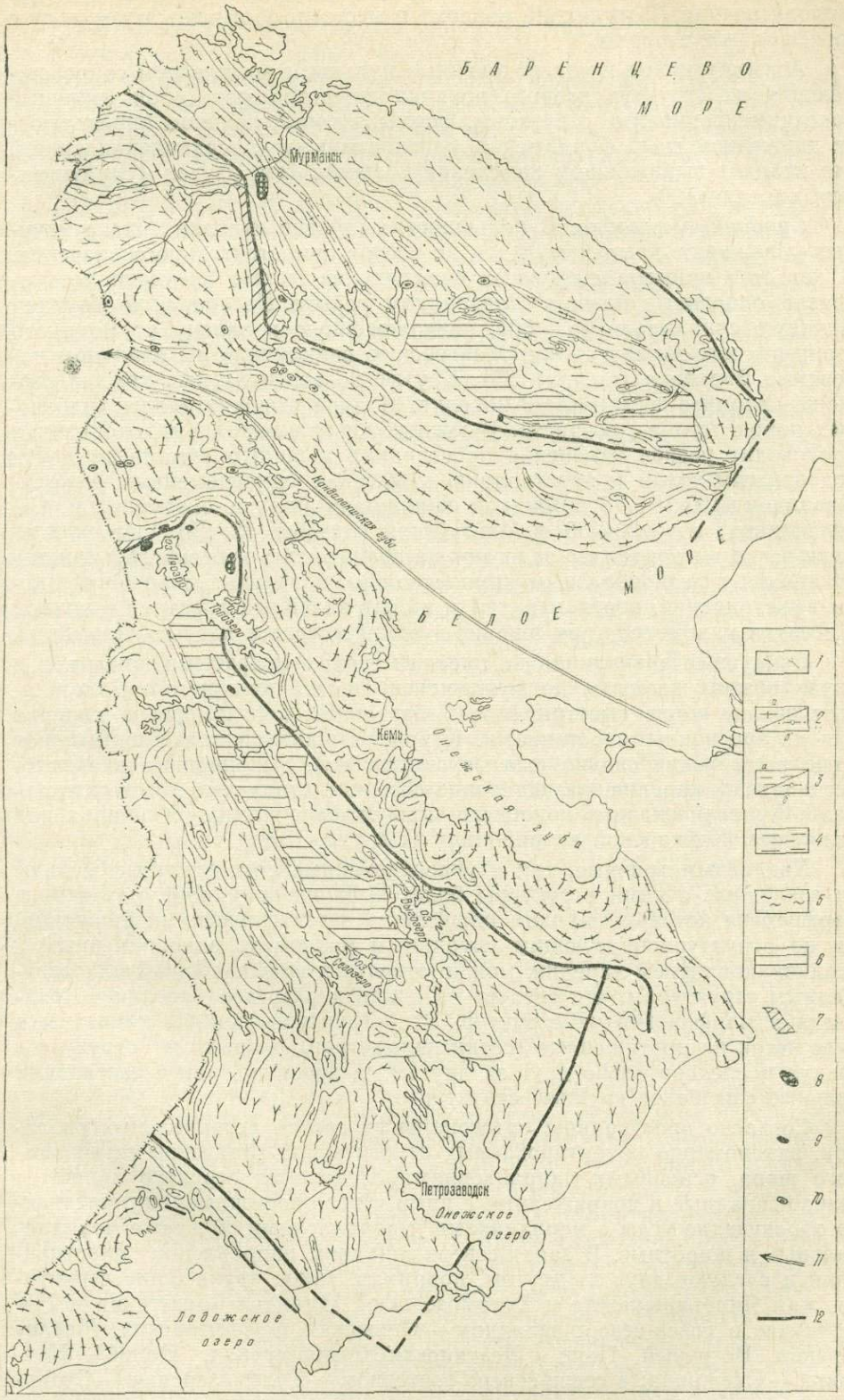
Рис. 33. Геологическая схема Чирко-Кемской синклинали (по материалам СЗТГУ).

Карелий: *1* — силлы диабазов; *2* — кварцито-песчаники. Докарелий: *3* — зеленые сланцы; *4* — мигматиты; *5* — гранитоиды, секущие докарелий; *6* — гранитоиды фундамента.

Эти мульды характеризуются наиболее крутыми углами падения пород в их краевых участках, каскадами продольных флексур, возникающих в ятулийских породах чехла над разрывами — сателлитами фундамента, сопровождающими основные швы структурообразующих разломов. Флексуры иногда переходят в разрывы чехла, которые, таким образом, носят унаследованный характер, постепенно затухая кверху. К таким унаследованным разрывам, ориентированным параллельно контурам мульд, относятся, например, разрывы, ограничивающие грабен Шомбозеро — Ветреный Пояс с юго-западной стороны. Они проявляются в

Рис. 35. Палеотектоническая схема восточной части Балтийского щита.

1 — блоки фундамента, оформившиеся в качестве областей сноса к началу отложения геосинклинальных толщ (докарелия + беломория + кольских гнейсов) верхнего архея. Сложены породами нижнего архея (гранитоидный, гранулитовый, чарнокитовый комплексы), реоморфизованными и инъецированными гранитизированными гранитоидами верхнего архея; *2* — терригенный тип разреза антиклинальных зон (*а* — песчанистый, *б* — глиноземистый); *3* — вулканогенно-терригенный тип разреза Кейвской — Приладожской миогеосинклинали (*а* — песчано-глинистый, *б* — высокоглиноземистый); *4* — нерасчлененный вулканогенно-терригенный тип разреза миогеосинклинальных зон (за исключением Кейвской и Приладожской структур); *5* — вулканогенный тип разреза; *6* — блоки фундамента, оформившиеся как области сноса к началу отложения нижнепротерозойских толщ карелия (ятулия); *7* — некоторые верхнеархейские массивы, «приразломного» комплекса габбронорит-анортозитовой формации позднеархейского возраста (конец архея); *8* — массивы ультраосновной-щелочной формации нижнего протерозоя; *9* — некоторые массивы габбро-перидотитовой формации позднеархейского возраста; *10* — малые интрузии формации ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов каледонского возраста; *11* — ось беломорского антиклинория; *12* — глубинные разломы до поверхности Мохоровичича.


БАРЕНЦЕВО
МОРЕ
Мурманск
Кандалакшская губа
БЕЛОЕ
МОРЕ
Кемь
Онежская губа
Петрозаводск
Онежское
озеро
Ладожское
озеро

кварцито-песчаниках краевых участков Лехтинской мульды в виде зон милонитизации (Вотулмский разлом) и местами обрывают эту мульду с юго-западной стороны.

Асимметричные и унаследованные мульды, с комплексом сопровождающих их структур второго порядка, представляют собой типичные конседиментационные структуры, формы которых целиком определяются движением глыб фундамента, одновременным с осадконакоплением, что находит выражение в изменении разрезов (см. раздел «Стратиграфия карелия»).

Сундучные складки. В большинстве случаев складки типа сундучных усложняют крылья мульд и не имеют самостоятельного значения. В качестве примера сундучных синклиналей можно привести неоднократно описанные нами в Надвоицком районе Центральной Карелии Воицкую синклиналь [53, 60], расположенную к западу от Воицкого озера и к юго-западу от нее, Майгубскую синклиналь, на западном побережье Выгозера (см. рис. 25). Крутые до вертикальных крылья сложены кварцито-песчаниками карелия. В ядре выходят силлы диабазовых пород того же возраста. В южных центриклинальных окончаниях происходит резкое изменение простирания кварцито-песчаников почти под прямым углом к простиранию крыльев, с одновременным выполаживанием их до 70—75° в Воицкой синклинали (южное окончание м. Сабельникова) и до 20—30° в Майгубской (см. рис. 12, 26). Обе синклинали резко дискордантно залегают на гранитоидах и сланцевых толщах докарелия с разнообразным комплексом их базальных отложений (коры выветривания, конгломераты) и имеют линейный характер с длиной в десятки километров при ширине в сотни метров и первые километры.

Сундучные антиклинали с плоским сводом и крутыми крыльями в ядрах обычно размыты до фундамента, иногда прикрытого маломощным чехлом коры выветривания и базальных конгломератов карелия или их эрозионными останцами. К крыльям антиклиналей примыкают чаще всего узкие сильно сжатые синклинали, выполненные кварцито-песчаниками карелия, разделяющие соседние сундучные горст-антиклинали. Краевая складка подобного типа описана нами в Койкарах под названием Койкарской антиклинали (см. рис. 13).

Как асимметричные, так и унаследованные симметричные мульды (и связанные с ними структуры более высоких порядков), развитие и морфология которых целиком определялись тектоническими движениями по структурообразующим глубинным разломам, одновременным с осадконакоплением карелия, можно отнести к возрожденным или отраженным структурам, что следует из анализа разрезов карелия и докарелия и морфологии их структур. Эти структуры как бы нанизаны в виде четок на протяженные (сотни километров) разрывные структуры, следуя последовательно друг за другом, и, вероятно, ранее составляли цельные еще более крупные структуры.

Согласно простиранию ортогональных систем региональных разломов, закономерно ориентированных относительно градусной сетки земного шара, основными направлениями следования структур являются северо-западные и сопряженные с ними северо-восточные, соответственно образующие углы с меридианами и параллелями 30°, реже меридиональные и широтные. В запад-северо-западном направлении простираются и следуют друг за другом, например, такие крупнейшие структуры, как Янисъярвинская и Туломозерская, Имандра-Варзугская и Печенгская; в север-северо-западном — Онежская и Сегозерская, Маслозерская, Ветреный Пояс — Лехтинская-Шомбозерская, Поной — Качковка — Снежница; в север-северо-восточном — Туломозерская — Суоярвинская — Костомукша; в восток-северо-восточном — Панаярвинская — Кукасозерская (рис. 34, см. вкладку, 35).

Структуры второго порядка, усложняющие обычно крылья мульд, очень разнообразны по морфологии и в случае глубоких эрозионных срезов, уничтожающих конфигурацию мульд в целом или только в краевых ее частях, выступают в качестве самостоятельных отрицательных структур, зажатых в древнем основании, но, по существу, являющихся реликтами — эрозионными останцами размытых крупных структур первого порядка. К структурам второго порядка относятся.

1. Пологие и плоские брахиформные изометрические или вытянутые структуры (от десятков, сотен метров и до километров в поперечнике), усложняющие крылья мульд первого порядка или во всяком случае определяющиеся как таковые в краевых участках крупных мульд или в качестве остаточных структур, сохранившихся от размыва крупных, в депрессиях докарельского рельефа. Последние имеют очень широкое распространение (к западу и северо-западу от Янгозерской мульды, группа малых брахисинклиналей к югу от оз. Выгозера — в районе оз. Конжозера, брахисинклинали восточнее и западнее Лехтинской мульды — именно восточнее оз. Риговаракского и севернее оз. Тунгудского и др.).

В пределах крупных мульд отчетливо фиксируются пологие брахиантиклинали: например, в Туломозерской, Янгозерской, Онежской мульдах, в северном крыле Печенгской мульды и в ряде других мест. В противоположность прочим структурам второго порядка, эти пологие брахиформные складки, вероятно, не имеют видимой связи с разрывами фундамента и сложены низами разреза карелия (ятулия), т. е. кварцито-песчаниками с прослоями кварцевых конгломератов, лежащих непосредственно на коре выветривания пород фундамента. Таким образом, закономерных изменений в разрезе кварцито-песчаников карелия в пределах этих структур не наблюдается, чем они и отличаются от сходных с ними горст-антиклиналей и грабен-синклиналей.

В размытых ядрах некоторых брахиантиклиналей обнажаются породы фундамента, так называемые выступы фундамента, например в Койкарах (рис. 36) к северу от оз. Сегозера (рис. 32), в районе оз. Панаярви и в других местах. Там, где антиклинали хорошо очерчиваются как брахиформные структуры, синклинали между ними образуют широкие и мелкие подносовидные, часто бесформенные в плане структуры, с пологим до горизонтального залеганием, выкручивающиеся к крыльям.

2. Штамповые брахиформные массивные горст-антиклинали и грабен-синклинали (в литературе часто описываемые как глыбовые, саксонские складки или овалы-горсты) отличаются от складок предыдущей группы прямой связью с движениями глыб фундамента по тектоническим разрывам, что находит выражение в изменении разреза карелия в разных их участках и в том, что разрывы основания переходят и в породы карельского чехла, обрывая крутые крылья этих складок. Горст-антиклинали особенно хорошо распознаются в том случае, когда в их размытых ядрах обнажаются породы нижнего структурного яруса: сланцевые толщи докарелия и гранитоиды или конгломераты и аркозы, составляющие тип ятулийского разреза сводов горст-антиклиналей или сводовых поднятий (по мнению многих авторов, сариолий, подстилающий ятулий несогласно). К горст-антиклинальным брахискладкам относятся, например, подчиненные Куолаярвинской мульде складки Рааккуту-тунтури, Мянтю-тунтури (рис. 37, 38), Соваярви и Пюхяярви (см. рис. 18), подробно описанные нами в работах, посвященных структуре Куолаярви; подчиненные Онежской мульде «глыбы», из которых наибольшая приурочена к северо-западному замыканию мульды (непосредственно к югу от Кумсинской полосы ятулия, рис. 39), и очень харак-

терная Койкарская сундучная складка (рис. 13, 36); подчиненные Сегозерской мульде (см. рис. 21) «выступы фундамента» на северном побережье оз. Сегозера и Бергаульская горст-антиклиналь с глыбовыми конгломератами в ее своде, окаймленная карельскими кварцито-песча-

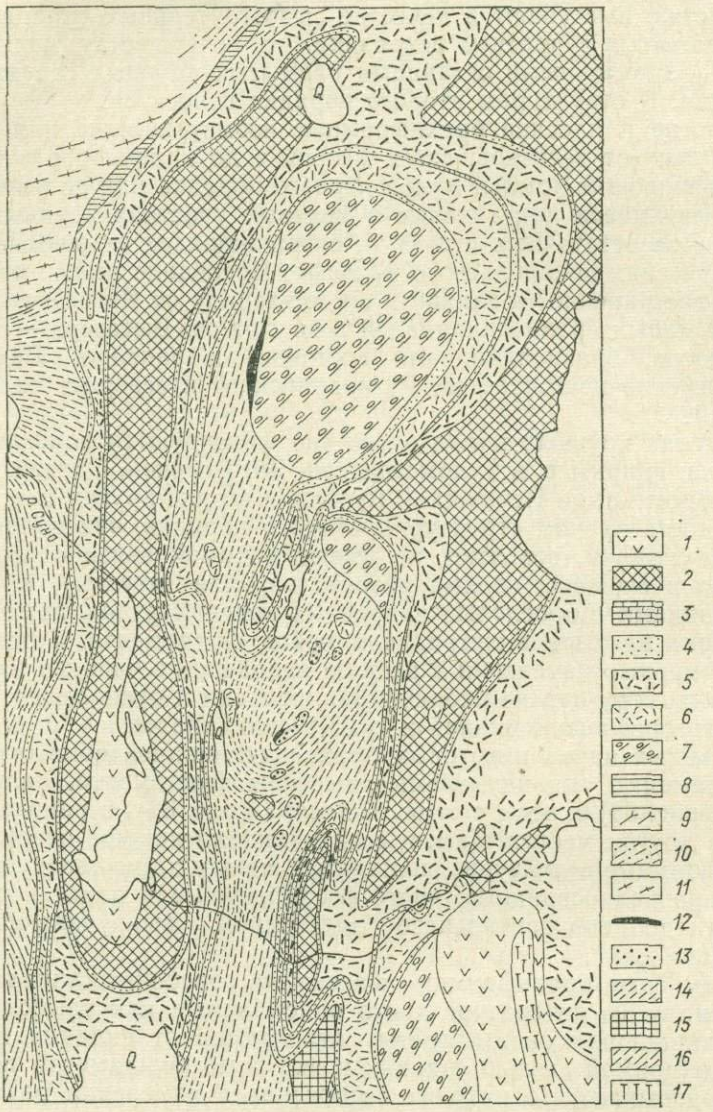


Рис. 36. Геологическая схема Койкарской антиклинали (составлена М. А. Гиляровой).
Карелий: *1* — афанитовые порфириты, их брекчии течения и шаровые лавы суйсарского типа; *2* — габбро-диабазы; *3* — мраморизованные доломиты; *4* — кварцевые песчаники и конгломераты; *5* — миндалевидные диабазы; *6* — метадиабазы; *7* — полимиктовые конгломераты; *8* — базальные сланцы. Докарелий: *9* — мигматиты микроклиновых гнейсо-гранитов; *10* — гнейсо-граниты сунского типа; *11* — полевошпатовые амфиболиты, роговообманковые гранито-гнейсы, биотитовые гнейсы; *12* — серпентиниты; *13* — кварцевые порфиры; *14* — хлоритовые и актинолитовые сланцы; *15* — роговообманковые породы; *16* — филлиты, кварцитовые сланцы; *17* — олигоклазовые гранито-гнейсы.

никами с корой выветривания и кварцевыми конгломератами в основании. Глыбовые моно- и полимиктовые конгломераты свода Бергаульской антиклинали вверх по разрезу и в латеральном направлении переходят в более отсортированные стратифицированные валунные и галечные конгломераты, а затем в аркозы и по направлению к синклинальным прогибам Кюльмас-ручья и вообще Сегозерской мульды вы-

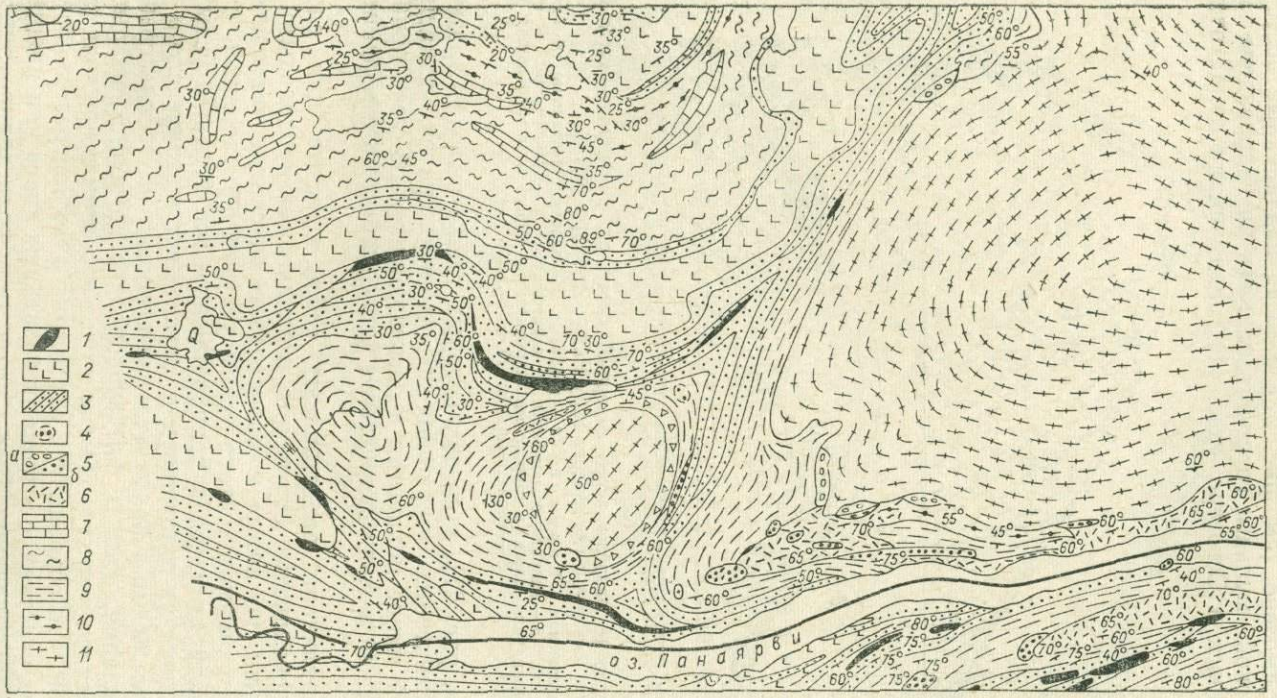


Рис. 37. Геологическая схема района оз. Панаярви (антиклинали Раакку-тунтури и Мянтю-тунтури) (составлена А. А. Воиновым, изменения в легенде — М. А. Гиляровой).

Карелий: *1* — альбититы; *2* — габбро-диабазы; *3* — кварцито-песчаники; *4* — базальные конгломераты с галькой зеленых сланцев, *5* — базальные конгломераты (*а* — гранитные, *б* — полимиктовые). Докарелий: *6* — кварцевые порфиры; *7* — карбонатные породы; *8* — филлитовидные сланцы; *9* — зеленые и амфиболовые сланцы; *10* — амфиболиты; *11* — гранито-гнейсы.

клиниваются и замещаются кварцевыми конгломератами и кварцито-песчаниками. Сюда же относятся подчиненная Лехтинской мульде Вотулмская антиклиналь (рис. 40), в своде которой выходят докарельские зеленокаменные породы с лежащими на них останцами конгломератов карелия, которые к окружающим синклиналям замещаются кварцевыми конгломератами и кварцитами; горст-антиклиналь водораздела Маслозеро — Елмозеро (см. рис. 21) и т. д., подчиненные восточному борту Янгозерской мульды; горст-антиклинали на водоразделе между озерами Селецким и Сегозеро (рис. 41), антиклинали оз. Пиозанец и

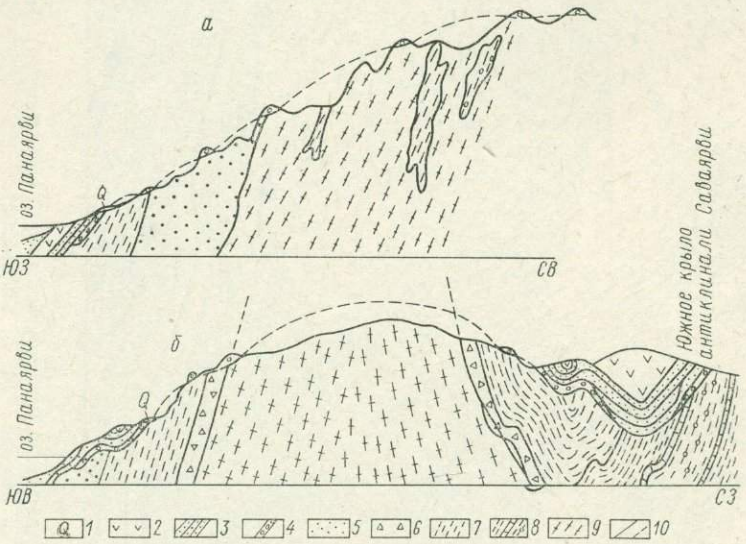


Рис. 38. Геологические разрезы через северный берег оз. Панаярви — гору Мянтю-тунтури (*а*) и через гору Раакку-тунтури (*б*).

1 — четвертичные отложения. Карелий: *2* — диабазы; *3* — кварцито-песчаники; *4* — конгломераты. Докарелий: *5* — кварцевые порфиры и кератофиры; *6* — туфобрекчии; *7* — зеленые сланцы; *8* — филлитовидная толща с прослоями карбонатных пород и амфиболовых сланцев; *9* — гранито-гнейсы; *10* — разрывы.

Суккозера (см. рис. 21), в сводах которых также выходят эрозионные останцы полимиктовых «сариолийских» конгломератов, лежащих на филлитовидной толще докарелия и замещающихся по мере приближения к Янгозерской мульде кварцевыми конгломератами и кварцито-песчаниками.

Грабен-синклинали представляют собой простые или сложные обычно пологоскладчатые структуры, ограниченные продольными краевыми разломами, по которым происходило опускание тектонического трога. К образующимся тектоническим уступам прислонялись ятулийские толщи, задирающиеся и приобретающие все большие углы падения, параллельно с их отложением и опусканием тектонического трога. Карельские отложения в крутонаклоненных крыльях частью срывались со своего основания, частью, флексурообразно изгибаясь, разрывались в краевых участках структур. Тем не менее при этом в крыльях грабен-синклиналей обычно сохранились симметрия и последовательность разреза в краевых участках, с выходами базальных слоев или нижних частей разреза в их основании. Вверх по разрезу происходило выполаживание пород. Таким образом, крутизна крыльев в этих структурах при всех прочих равных условиях зависела от глубины эрозионного среза, в условиях которого наблюдается структура в настоящий момент (рис. 6, 7).

Карельские отложения грабен-синклиналей, ограниченных краевыми разрывами, усложнены складками более мелких порядков. Типичными примерами грабен-синклиналей являются Большозерская синкли-

наль (см. рис. 26, по М. М. Стенарю), Восточно-Идельская (см. рис. 12), Лубосалмская структура и др. Последняя располагается к западу от Янгозерской мульды и ранее, по-видимому, с ней соединялась.

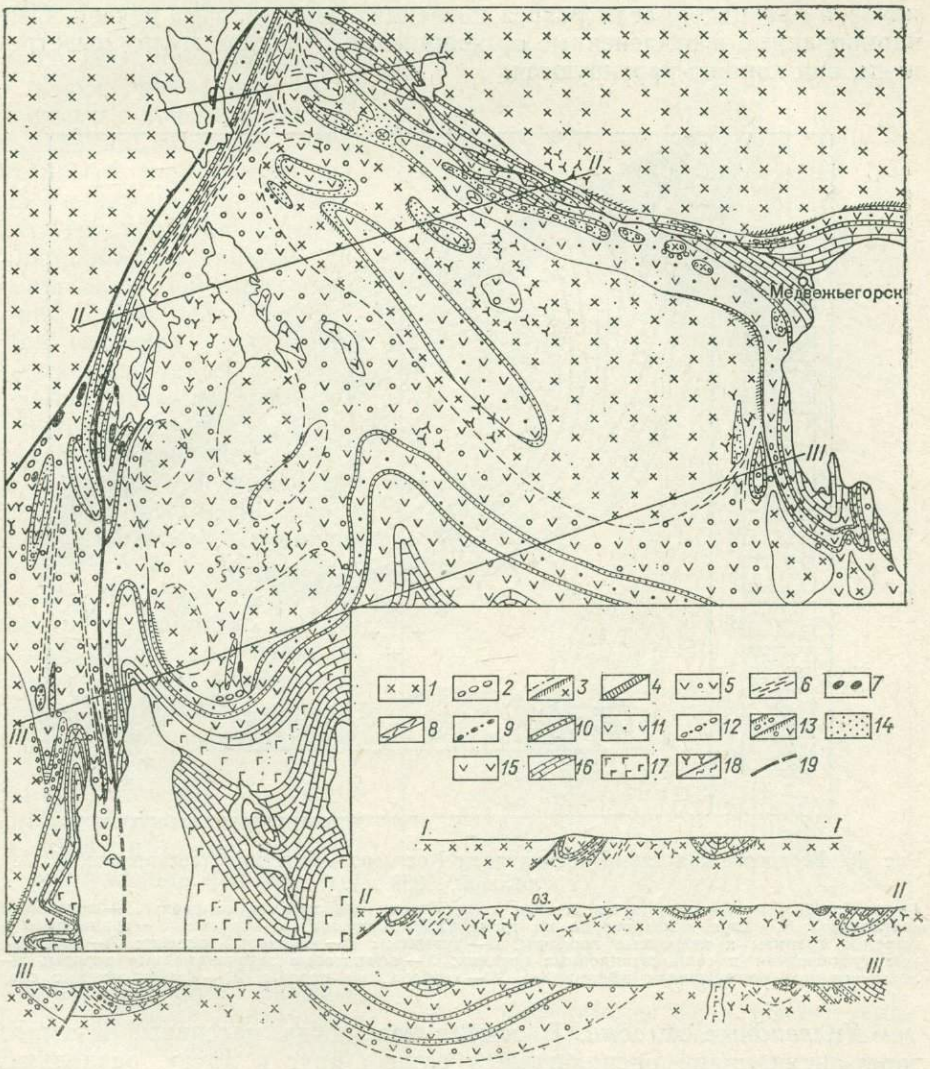


Рис. 39. Геологическая схема Кумсинской глыбы (составлена Л. Я. Харитоновым по материалам СЗТГУ и М. А. Гиляровой).

1 — гранито-гнейсы фундамента; *2* — базальные конгломераты; *3* — серицитовые сланцы и кора выветривания на породах фундамента; *4* — аркозовые песчаники; *5* — метадиабазы (бергаульская серия); *6* — филлиты и туфосланцы (бергаульская серия); *7* — серпентиниты и метаперидотиты; *8* — кератофиры; *9* — полимиктовые (предсегозерские) конгломераты; *10* — кварцито-песчаники; *11* — метадиабазы; *12* — полимиктовые (предонежские) конгломераты; *13* — остатки коры выветривания на предонежских полимиктовых конгломератах и сегозерских метадиабазах (район оз. Долгого); *14* — кварцито-песчаники; *15* — метадиабазы; *16* — метааргиллиты, метаалевролиты и карбонатные породы; *17* — метагаббро-диабазы; *18* — гранодиориты, граниты и мигматиты (постбергаульские или посткарельские?); *19* — тектонические нарушения.

В настоящее время она лежит несогласно на более древних гранитоидах, имеет форму овала, вытянутого к северо-западу, и сложена мощной (до 1600 м) толщей кварцито-песчаников, которые вдоль северо-восточного и юго-западного крыльев имеют с гранитоидами тектонические контакты (см. рис. 34). Нормальные стратиграфические контакты с гранитоидами сохранились лишь в северо-западном и юго-восточном окончаниях структуры, где кварцито-песчаники лежат на базальных

полимиктовых конгломератах, по-видимому, замещающихся и здесь кварцевыми конгломератами и аркозами к ядру структуры.

В пределах мульд подобные структуры встречаются очень часто, но хуже распознаются среди поля мощных однообразных кварцито-песчаников и кварцитов, если разрез последних недостаточно изучен. Отпрепарированные и отчлененные от кварцито-песчаников мульд выветриванием, *они хорошо картируются.*

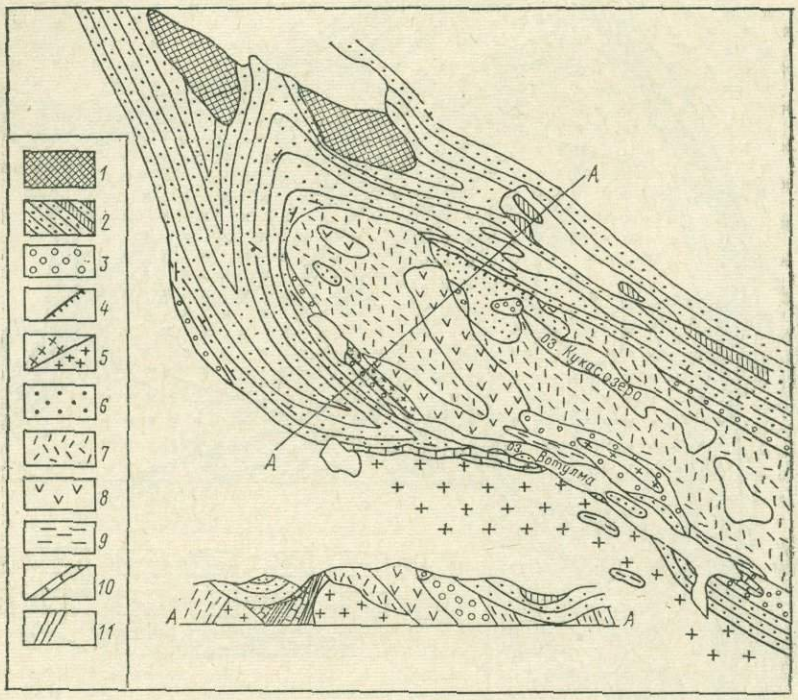


Рис. 40. Геологическая схема антиклинали Косозеро — Вотулма (составлена М. А. Гиляровой, 1939 г.).

1 — габбро-диабаз; *2* — кварцито-песчаники с прослоями филлитовых сланцев; *3* — полимиктовый конгломерат; *4* — кора выветривания на гранитах и докарельских породах; *5* — граниты (*а* — выветрелые граниты и кварцевые порфиры, *б* — граниты); *6* — кварцевый порфир; *7* — нерасчлененные туфобрекчии и седиментационные брекчии; *8* — афанитовые зеленокаменные породы; *9* — зеленые сланцы по основным эффузивам; *10* — карбонатные породы; *11* — филлитовидные сланцы.

Килевидные складки. В том случае, когда массивные штамповые горст-антиклинали располагаются близко друг к другу, разделяющие их грабен-синклинали приобретают форму узких симметричных «щелеобразных» или шовных складок с крутым (до 50—60°) падением крыльев к осям складок (в условиях достаточно глубокого эрозионного среза). В плане такие узкие синклинали имеют форму, приспособленную к конфигурации прилежащих глыб фундамета, разделенных разломами, или просто отражают узор разрывов, вдоль которых происходили движения, одновременные с осадконакоплением карелия. Соответственно такие синклинали являются или прямолинейными линейными (например, закартированные нами Койкарские синклинали, окаймляющие Койкарскую сундучную складку, см. рис. 13, и синклинали, окаймляющие с запада, севера и востока Кумбинскую глыбу, см. рис. 31, 32, 39, т. е. синклинали Пялозеро — Орехозеро, Чумойгора, Педровара — Мяндусельга, Кумчозеро с субмеридиональным простиранием, Кумсинская синклиналь с субширотным простиранием и др., см. рис. 31, 32) или образуют сложную систему извилистых, ветвящихся, изгибающихся, резко меняющих свое простирание узких синклиналей, окаймляющих глыбы

фундамента, как, например, в районе южной части мульды Куолаярви, в районе Панаярви (см. рис. 37, 38). Подобные синклинали имеют несогласные стратиграфические контакты с фундаментом и выполнены кварцито-песчаниками и подчиненными им силлами диабазов низов разреза карелия. Кварцито-песчаники подстилаются корой выветривания и кварцевыми конгломератами, реже базальными поли- и мономиктовыми конгломератами, которые слагали своды прилежащих горст-антиклиналей и выклиниваются к синклинальным складкам или под ними (см. рис. 6, 7, 37, 38, 14).

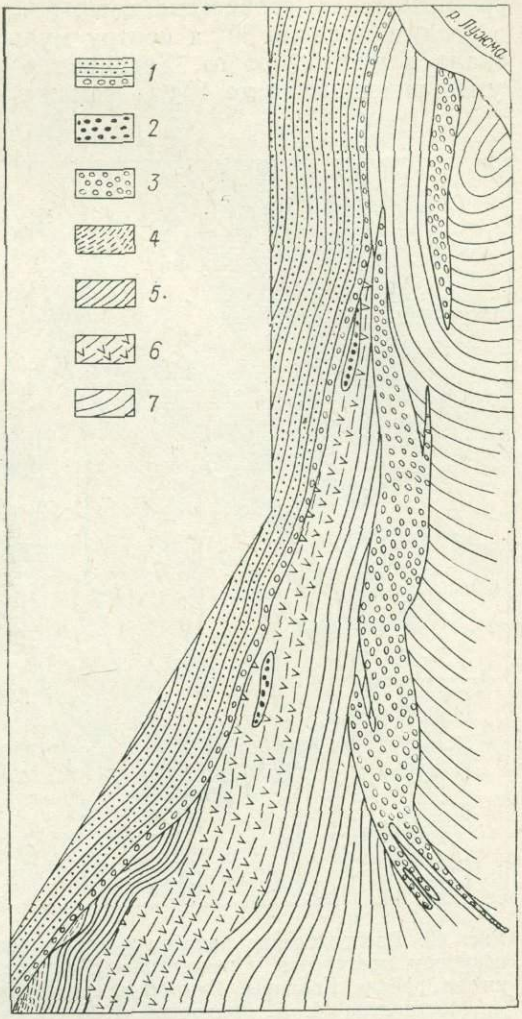


Рис. 41. Геологическая карта участка между р. Лужмой и оз. Селецким (составлена М. А. Гиляровой с использованием материалов В. З. Негруцы).

Карелий: *1* — кварцито-песчаники в основании с гравелитами и кварцевыми конгломератами; *2* — конгломерат с преобладанием зеленокаменной гальки; *3* — полимиктовые конгломераты. Филлитовидная толща, докарелий: *4* — гематитовый кварцит; *5* — ленточные серицитовые сланцы; *6* — зеленые сланцы по туфогенам; *7* — аркозовые филлиты. По В. З. Негруце, филлитовидная толща к западу от полимиктовых конгломератов вместе с полимиктовыми конгломератами входит в состав сарнолийской серии).

В условиях достаточно глубоких эрозионных срезов и при дальнейшем размыве узких межглыбовых щелевидных синклиналей карелия, выполненных кварцито-песчаниками, сообщение между ними прерывается, целостность узора нарушается, и они принимают в плане вид отдельных изолированных, неправильно изогнутых, полукольцевых, подковообразных, S- и Г-образных структур, лежащих дискордантно на коре выветривания фундамента со стратиграфическими контактами. К таким структурам относится, например, Чирко-Кемская синклиналь причудливой формы, Костамукшская (рис. 33, 18, 42, 43 и др.).

Флексурные синклинали (продольные). Эти складки второго порядка образуются чаще всего в краевых частях мульд (или, вероятно, там они легче выявляются), отражая серию ступенчатых разрывов фундамента, последовательно опускающих центральные части мульд на глубину до нескольких километров (см. рис. 27). В чехле покрывающих карельских субплатформенных отложений при этом образуются флексурные ступенчатые складки двух типов (рис. 6, 7).

1. Попутные флексуры выражены коленообразными перегибами с падением крыльев (пологим или горизонтальным, крутым до вертикального) в одну сторону. Соответственно в современном эрозионном срезе наблюдаются выходы горизонтов в виде узких полос (крутые крылья флексур), местами расширяющихся с образованием изометричных ши-

роких участков или бесформенных площадей (пологие крылья флексур). Подобная картина наблюдается, например, в Куолаярвинской мульде (см. рис. 18) в третьем осадочном горизонте, к которому приурочены силлы габбро-диабазов. Узкая полоса выхода этого горизонта с углами падения 60° к центру мульды расширяется в виде широкого овала к востоку от оз. Хосиярви с углами падения, последовательно уменьшающимися до 10° (в том же направлении), а затем с выкручиванием того же горизонта к югу снова сужается (см. рис. 18).

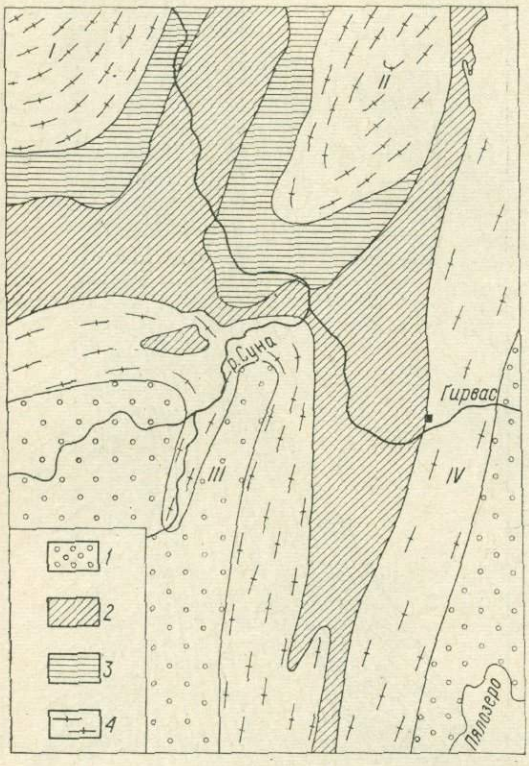


Рис. 42. Распределение архейских пород под покровом протерозоя и четвертичных отложений в районе Койкары. Глыбовые структуры (составлена М. А. Гиляровой, 1945 г.).

1 — гнейсо-граниты глыб нижнего архея; *2* — толща сланцев; *3* — полевошпатовые амфиболиты; *4* — граниты верхнего архея и их мигматиты сунского типа.

2. Встречные флексуры (стулообразные складки), выраженные асимметричными складками в чехле карельских отложений, облекающих стулообразные неровности фундамента, образующиеся при сочетании крутых склонов доятулийского рельефа, обусловленных сбросами, и пологих, падающих в противоположную сторону, участков пенеплена (см. рис. 16). Поскольку ступенчатые разрывы фундамента проходят приблизительно параллельно друг другу концентрическими или продольными рядами, обусловливая форму образующегося бассейна и соответственно будущей мульды, соответствующие им отраженные флексурные складки чехла являются длинно вытянутыми, линейными, располагающимися параллельно внешнему краю мульды и друг другу, продольными и более или менее резко асимметричными. К верхним горизонтам разреза карелия они выполаживаются и затухают, в нижних горизонтах, обнажающихся в краевых участках мульд, наблюдаются очень хорошо и лучше всего диагностируются в тех случаях, когда с углублением эрозионного среза они отчленяются от центральных частей мульды и следуют с внешней ее стороны одна за другой параллельно ее контурам (рис. 27).

Представляя собой реликтовые протяженные и узкие асимметричные синклинали, сложенные низами разреза карелия (полимиктовыми конгломератами и аркозами, кварцито-песчаниками и кварцевыми конгломератами?), зажатыми среди блоков фундамента, сложенными гранитоидами и докарельскими и беломорскими сланцевыми толщами, они обычно рассматриваются как входящие в разрез этих толщ или идущие по границе между ними и гранитоидами. Особенно часто допускается эта ошибка, когда простирание и падение плохо стратифицированных низов карельских отложений и их кор выветривания не могут быть определены достоверно или когда определяется падение только в одном крыле такой складки.

К подобным флексурным асимметричным синклиналям относятся, например, кварцито-песчаники Шомбозерской и Пермеярвинской полосы, лежащие среди докарельских амфиболитов и зеленых сланцев параллельно северо-восточному краю Шомбозерской и Лехтинской мульд

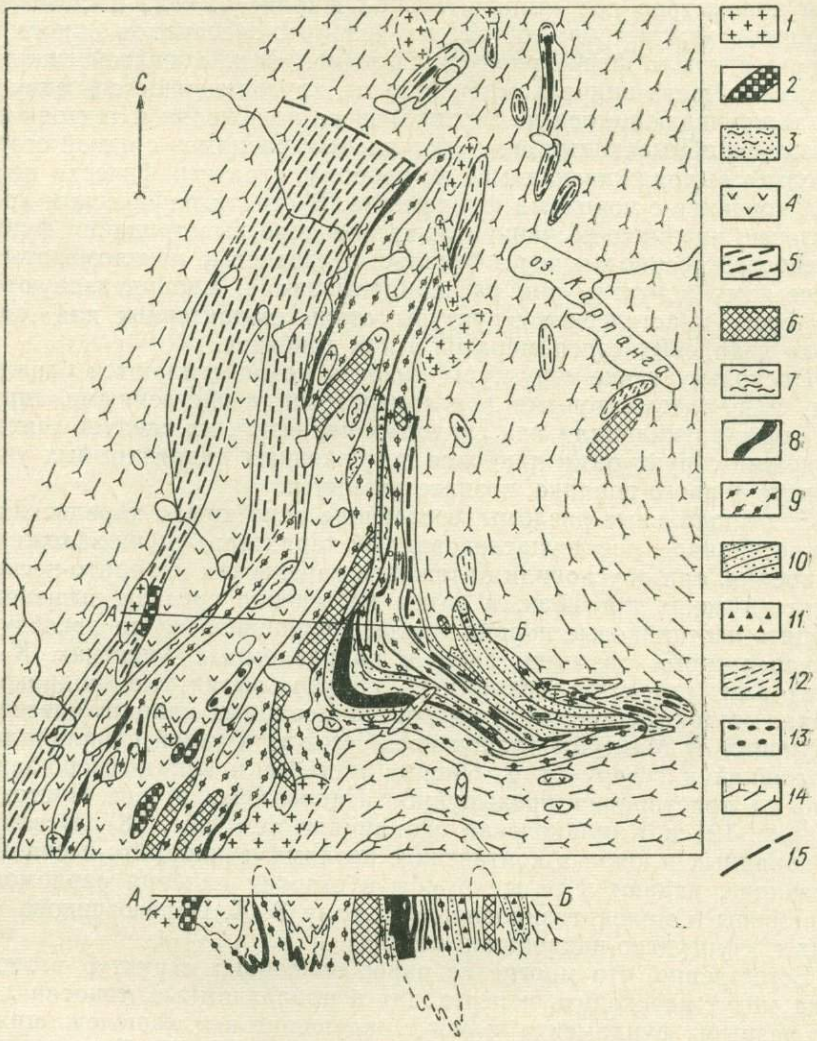


Рис. 43. Геологическая схема межглыбовой Костамукшской синклинали (составлена В. М. Черновым, 1957 г., по личным наблюдениям и материалам С. А. Дюкова, 1957 г., П. А. Гурвич и С. И. Эвенчик, 1954 г.).

Нижний протерозой: *1* — микроклиновые граниты; *2* — оливиновые габбро-нориты, оливиниты и серпентиниты; *3* — кварцевые порфиры; *4* — метадиабазы и метамандельштейны; *5* — зеленые сланцы; *6* — габбро-амфиболиты; *7* — кварцевые порфиры и плагиопорфиры измененные; *8* — амфибол-магнетитовые и магнетитовые кварциты; *9* — параамфиболиты, амфиболовые сланцы; *10* — альбит-кварц-биотитовые туфогенные сланцы; *11* — туфобрекчии; *12* — биотитовые и амфиболовые гнейсы; *13* — конгломераты и аркозы (по М. А. Гиляровой псевдоконгломераты по контактам древних гранитов с докарелием). Архей: *14* — плагиограниты и гнейсо-граниты; *15* — разрывы.

(см. рис. 28), и пр. На Кольском полуострове к таким флексурным складкам карелия относятся отчлененные выветриванием от Имандра-Варзугской мульды, но тяготеющие к ней узкие протяженные полосы коры выветривания, полимиктовых конгломератов, кварцевых конгломератов и кварцито-песчаников Малых Кейв (см. рис. 27), рассматривающихся, однако, всеми геологами в качестве более древних образований, базальных или внутриформационных для многочисленных серий и свит,

представляющих, согласно нашей схеме, сланцевые толщи докарелия-беломория (см. соответствующие описания и карты Шомбозерской, Лехтинской и Имандра-Варзугской структур).

Приразломные моносинклинали. Они представляют собой реликтовые остаточные приразломные структуры, вытянутые на единицы и десятки километров при незначительной ширине выхода в сотни метров и единицы километров; состоят из кварцито-песчаников одного сохранившегося крыла флексурной складки, или сильно сжатой синклинали, или осевой части приразломной мульды, крутопадающего в одну сторону и выкручивающегося до вертикального положения к тектоническому контакту, с обрывающим его региональным разломов с одной стороны и несколько выполаживающимся ко второму, стратиграфически несогласному, контакту с породами фундамента. В стратиграфическом контакте аркозовые кварцито-песчаники лежат на коре выветривания фундамента непосредственно или через базальные кварцевые конгломераты; к тектоническому контакту они рассланцовываются, милонитизируются, теряют свои кластические структуры, столь характерные для карелия, галька кварцевых конгломератов в них дробится.

Поскольку такие структуры никогда не подстилаются базальными поли- или мономиктовыми конгломератами, свойственными типу разреза горст-антиклинали или сводовых поднятий, их следует считать остаточными структурами наиболее погруженных приразломных участков структур первого порядка, позднее размытых.

Эти продольные разломы, срезающие одно крыло карельских кварцито-песчаников, носят унаследованный характер; будучи заложены еще до карелия, они обусловили отложение карельских кварцито-песчаников в тектонических прогибах, а затем постепенно срезали вышележащие кварцито-песчаниковые породы чехла, сохранившиеся до последующего посткарельского размыва лишь в приразломных участках. К таким структурам относятся, например, сильно вытянутые «однокрылые» складки милонитизированных и рассланцованных кварцито-песчаников, следующих от Майгубы (район пос. Сегежи) к узкой синклинали, расположенной к северу от р. Онигма и далее к запад-северо-западу — точно на простирании предыдущих: Идельозерская, две Пустозерские (см. рис. 12) и Компаковская синклинали (см. рис. 28). В западных, юго-западных и южных контактах с разломами кварцито-песчаники, их слагающие, падают в те же румбы в сторону падения разломов, рассланцованы и милонитизированы (поэтому В. А. Перевозчикова отнесла их к «тунгудско-надвоицкой серии»).

Естественно, что многие из ранее описанных структур второго порядка могут переходить и переходят в приразломные моносинклинали, если разрывы фундамента вызовут нарушения и в вышележащих кварцито-песчаниках чехла с последующим их размывом. Даже одна и та же полоса кварцитов, в отдельных отрезках последовательно сменяющих друг друга по простиранию, может представлять собой то флексурную, то щелевидную складку, то приразломную моносинклиналь и т. д., как, например, это происходит с некоторыми линейными складками карелия, отчлененными от мульды Имандра — Варзуга выветриванием (к северу от оз. Пурнач, в районе Малых Кейв).

Во всех описанных структурах второго порядка, кроме первой группы, наблюдается разница разрезов, особенно резко проявляющаяся в нижних горизонтах разреза карелия.

Складки меньших порядков. Ими являются малые и простые брахискладки и купольные складки, усложняющие крылья описанных структур первого и реже второго порядка, от первых единиц до десятков метров и до 1 км. К их числу относятся, например, складки, усложняющие классическую Койкарскую антиклиналь (см. рис. 13) к югу и северу от с. Койкар. Кроме того, в толще филлитовых, шунгитовых и

туфосланцев верхов онежской серии карелия и низов суйсарской в бортах более крупных структур развиваются различных порядков (от нескольких метров до долей сантиметра) мелкие складки течения, часто опрокинутые, лежачие и разорванные, надвинутые друг на друга, сложной и прихотливой формы. С их участием создаются дисгармоничные структуры в субплатформенных отложениях Печенгской, Онежской и других мульд. Малые складки наблюдались также в тонкоплитчатых и слоистых доломитах.

ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РАЗРЫВЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И КАРЕЛИИ

Отрывочные сведения о тектонических разрывах рассматриваемой области имеются во многих работах различных периодов исследования. В этих работах обычно смешивались крупнейшие разрывы первого порядка, являющиеся структурообразующими, с второстепенными разрывами и даже просто планетарной трещиноватостью, которая принималась за разрывы, особенно с тех пор, как стали применяться методы геологического дешифрирования, а в хорошо обнаженных районах наблюдалась трещиноватость. В плохо обнаженных районах каждый прямолинейный участок долины или озера толковался как разрыв.

Интересные сведения о крупных структурных линиях и тектонических разрывах первого порядка содержатся в работах А. П. Карпинского, Г. Д. Рихтера, А. А. Полканова, А. Е. Ферсмана, Л. Я. Харитонова, А. А. Никонова и Г. Д. Панасенко, Г. Д. Панова, М. К. Граве и В. Я. Евзерова, К. О. Кратца [118], В. А. Перевозчиковой [160], М. Т. Козлова [106], Н. А. Волотовской [29—32], С. И. Макиевского и К. Н. Николаевой [135—137] и других. Обобщающими по разрывам Кольского полуострова явились работы М. Я. Цирульниковой, Р. С. Сокол [254] и Г. А. Поротовой [168, 169]. Последние две работы особенно важны, так как помимо геологической характеристики дают обобщающие сведения о геофизических параметрах разломов, которые позволяют корректировать геологические выводы. В настоящей работе рассматриваются только такие разрывы, которые являются структурообразующими. Обычно они одновременно и «долгоживущие» и «глубинные», хотя понятие о глубинности для докембрия имеет свой масштаб, отличный от более поздних периодов, так как толщина коры в докембрии, по-видимому, была значительно меньше. Некоторые из этих разломов (до поверхности Мохоровичича) названы сверхглубинными [254]. Карта разломов составлена автором в 1964 г. на основании геологических материалов и доложена тогда же на заседании ученого совета геологического факультета ЛГУ. Почти все разломы, отмеченные автором, совпали с разломами, изображенными на карте М. Я. Цирульниковой, Р. С. Сокол [254] (см. рис. 34).

Преддокарельские разломы, заложенные к началу осадконакопления докарелия. Помимо обычных геологических признаков разломы этого возраста выделяются: а) по линейным выходам докарельских вулканогенных пород (предполагается, что в условиях современного глубокого эрозионного среза вулканогены установленного трещинного типа сохранялись от размыва вдоль узких выходов разрывов, прослеженных на сотни и десятки километров), по этим разрывам выводились к поверхности огромные объемы вулканогенов в виде подводных трещинных излияний взрывного типа офиолитовой (спилит-кератофировой) формации; б) по зонам глыбовых структур, обычно сопровождающих разломы этого возраста (и только этого возраста!), в строении которых карель-

ские породы не наблюдаются; в) по возрасту древнейших интрузивных тел, приуроченных к этим разломам, в частности ультраосновных офиолитовой формации (см. рис. 34, 35).

1. Зона разломов Печенги и Имандра — Варзуга [59, 68], разделяющих карельские мульды и складчатые области докарелия с эвгеосинклинальным типом разреза. Благодаря кульминации осей этих синклинорных зон эвгеосинклинальные толщи докарелия между структурами размываются. Разлом между ними прослеживается по линейным трещинным позднеорогенным интрузиям габброидов и ультраосновных пород Чуна — Монче — Волчьи тундры, оз. Улита, с возрастом 1860—2000 млн. лет [1], и по массивам, принадлежащим к карельской щелочно-габброидной формации (Елетьозерской, Гремяха — Вырмес), с возрастом 1760—1930 млн. лет. Они прорывают кристаллические образования архея, гранитоиды раннего докарелия и, по А. А. Кухаренко, пересекаются щелочными гранитами (?). На протяжении от государственной границы в районе Печенгской структуры до оз. Бабинская Имандра намеченный автором по геологическим данным разлом совпадает со сверхглубинным региональным разломом (до поверхности Мохоровичича), по данным геофизических исследований разделяющим блоки фундамента с различной мощностью земной коры и протянутым отсюда к югу до оз. Топозеро и далее до Ветреного Пояса. Однако на участке от оз. Бабинская Имандра до оз. Кукасозера существование сверхглубинного разлома никакими геологическими фактами не определяется, и согласно последним скорее следовало бы предполагать продолжение этого разлома вдоль структуры Имандра — Варзуга, где проведенный автором разлом (см. рис. 27) совпадает с разломом, проведенным по геофизическим данным, глубина заложения которого не установлена. Этот разлом документируется образованием вдоль него глыбовых структур, срезанием толщ докарелия и карелия и т. д. [68].

2. От оз. Кукасозера прослеженная автором (до Ветреного Пояса) зона разломов Гайколя — Идель — Коросозеро совпадает с продолжением того же разлома сверхглубокого заложения, ограничивающего Восточно-Карельскую синклинорную зону с юго-запада. Геологически он документируется проявлением напряженной вулканической деятельности докарелия, сосредоточиванием вдоль зоны этого разлома ультраосновных тел Гайкола и Ветреного Пояса суйсарского возраста, хотя по данным геохронологии их возраст 1900—2000 млн. лет.

3. Параллельно предыдущему проходит зона разломов Топозеро — Шомбозеро — Сосновец — Ветреный Пояс, ограничивающая Восточно-Карельскую зону с северо-востока и, возможно, являющаяся сателлитом ранее описанного разлома № 2. Эта зона документируется образованием вдоль нее глыбовых структур, интенсивной милонитизацией чарнокитовых пород Топозеро-Шомбозерской глыбы [261, 262, 68].

4. Сегозерско-Ухтинская зона разломов, проходящая через Чирко-Кемскую структуру, документируется узкой полосой докарельских вулканогенов, так же как и все предыдущие, и зоной глыбовых структур, сопровождающих его на всем протяжении; мощной зоной милонитов по гранитоидам фундамента (с северо-восточной его стороны); формированием в юго-западном, опущенном в предкарельское и карельское время, крыле асимметричной Сегозерской мульды с редуцированным или срезанным северо-восточным крылом в районе озер Сегозера и Елмозера, что свидетельствует о продолжительной его активности; приуроченностью к нему малых ультраосновных тел докарелия юго-восточного побережья оз. Сегозера.

5. Хаутоварско-Совдозерско-Маслозерский разлом выделяется по тем же признакам, что и Сегозерско-Ухтинский. Однако активность его в постятулийское время снижается: он не затрагивает ятулийских пород восточного борта Янгозерской мульды, хотя и проявляется в ятулий-

ских породах Маслозерской мульды, обусловливая разворот ее крыльев вдоль разлома и асимметрию мульды с недоразвитым и крутым северо-восточным крылом. В южной части он документируется выходом вытянутой вдоль него Хаутоварской полосы вулканогенных толщ докарелия эвгеосинклинального типа разреза, вмещающих многочисленные тела ранних ультраосновных пород офиолитовой формации.

6. Маньгинско-Кумчозерский разлом, идущий в меридиональном направлении через район Койкар, определяется выходами Маньгинской и Койкарско-Кумчозерской вытянутой зон вулканогенных толщ докарелия, образованием вдоль него глыбовых структур, выходами малых ультраосновных массивов раннедокарельского возраста района пос. Койкар, озер Орехозера и Семчозера. Возможно, он является продолжением Восточно-Сегозерского.

7. Гимольско-Тикшозерский с отходящей от него Костамукшской ветвью проведен по тем же признакам, что и разломы, описанные под № 5 и 6. Характерна приуроченность к этому разлому, как и к Маньгинскому, амфибол-магнетитовых кварцитов, образование которых связывается автором с метасоматической переработкой толщи амфиболовых сланцев (нижней зеленокаменной) вопреки установившемуся мнению об осадочном их генезисе (см. раздел «Стратиграфия докарелия»). В южной части этого разлома концентрируются малые тела габброидов позднего докарелия.

Параллельно Хаутоварскому и Маньгинскому разломам прослеживаются приведенные ниже разломы.

8. Туломозерско-Костамукский, «ныряющий» под западное крыло Янгозерской структуры.

9. Ялонварско-Ваксауский (с сопровождающими его западнее) разлом, проведенный по концентрации вдоль него малых тел позднедокарельских габброидов и вытянутых приразломных флексурных синклиналей карелия.

Разломы № 4—9 приблизительно совпадают с разломами, обладающими одинаковой геофизической характеристикой, глубина заложения которых не определена.

10. Куолаярвинская зона меридиональных разломов, обрывающих с запада Куолаярвинскую мульду, приводящих к созданию сложной сопряженной докарельско-карельской структуры, аналогичной Печенгской [62]. Проходит за пределами СССР, поэтому геофизическая его характеристика неизвестна. По аналогии с Печенгской структурой он должен был бы определяться как глубинный.

11. Парандовско-Выгозерский, виргирующий к юго-западу на четыре ветви, выраженные геоморфологически в образовании трех юго-западных заливов Выгозера и южного (Сегежско-Уросозерская ветвь), проводится как на основании линейновытянутых зон распространения докарельских вулканогенных толщ, так и по приуроченным к ним ранним ультраосновным телам и ранним и поздним докарельским габброидам.

12. Усть-Понойская зона разломов, проходящая к северо-западу, обусловившая образование докарельско-карельской сопряженной структуры, аналогичной Печенгской (см. рис. 17). На сводной геофизической карте она отсутствует, но по геологическим данным обладает большой значимостью. Проведенная автором, она попадает в зону промежуточных значений мощности земной коры и отделяет Мурманский массив от Кейвской структуры.

Поздние докарельско-беломорско-кольские (позднеархейские) глубинные разрывы. Эти разломы являются послескладчатыми продольными, пограничными, отделяющими крупные (первого порядка) положительные и отрицательные структуры; синклинорные, антиклинорные и геоантиклинальные. Они обычно являются запад-северо-западными и

очень протяженными разрывами. Их возраст определяется тем, что: 1) вдоль них образуются зоны милонитов и диафторитов в пересекаемых ими древнейших гранитоидах и других породах фундамента, в докарельско-беломорско-кольских толщах и в секущих их ранних гранитоидах; 2) вдоль них интрудируют поздние микроклиновые граниты; 3) с ними связаны позднеорогенные докарельские дифференцированные массивы габбро-анортозит-перидотитовой формации типа Федоровой тундры и Панских высот; 4) они используются посторогенными (?) щелочными и пегматоидными гранитами, воздействующими на массивы габбро-перидотитовой формации. (Этот факт, устанавливаемый многими авторами, следовало бы еще и еще раз проверить!) Возможны и более вероятны обратные соотношения, однако автор не располагает собственными материалами для окончательного решения данного вопроса, но уверен в том, что щелочные граниты докарельские (см. с. 141—146); 5) с этими разломами связаны массивы каледонской щелочно-ультраосновной формации, являющиеся последним отзвуком магматической деятельности, связанной с ними.

Следует отметить, что вдоль этих разломов глыбовые структуры никогда не образуются (этот тип разломов характерен именно для Кольского полуострова и Северной Карелии, которая по ряду признаков тяготеет к Кольскому полуострову) и что громадное большинство этих разломов обладает северо-западным простиранием.

1. Северо-Кейвский разлом, идущий вдоль северо-западной границы Кейвской, Воронье-Колмозерской зоны, через коленообразный перегиб Кольского залива к Мотовскому заливу, впервые намечен Г. Д. Рихтером; по В. А. Токареву [232, 233], он был заложен в позднем архее и функционировал до позднего протерозоя. Этот разлом отделяет Мурманский массив от Кольской геоантиклинальной зоны на северо-западе и от Воронья-Колмозеро-Кейвской синклинальной зоны на юго-востоке и хорошо выражен в рельефе (обрывы до 60 м высотой), во всяком случае в северо-западной части. По разлому приводятся в соприкосновение разные горизонты кейвского разреза с гранитоидами. «Конгломераты», лежащие будто бы в основании лявозерских гнейсов структуры Воронья — Колмозеро, как это давно указывалось нами, являются или будинаж-структурами или эрозионными останцами более молодых карельских конгломератов, лежащих в основании «третьей и четвертой подсвит песцовотундровой свиты», которые, конечно, должны рассматриваться как карельские отложения.

Нижняя возрастная граница разлома определяется тем, что он срезает разные горизонты кейвского разреза миогеосинклинальной и кейвских гнейсов геоантиклинальной складчатых зон; вдоль зоны разлома образуются мощные толщи бластомилонитов и диафторитов в северо-западной его части [205], будинаж-структуры, наложенная дислоцированность и опрокинутость кейвских гнейсов на юго-западе [6]. Вдоль разлома интрудируют (на северо-запад) в поздние докарельские микроклиновые гранитоиды типа ара-гранитов с возрастом 1800—1900 млн. лет, с которыми связаны микроклинизация и альбитизация бластомилонитов, их окварцевание, многочисленные жилы пегматитов, в свою очередь далее катаклазированных; на юго-восток — щелочные граниты с изотопным возрастом 1680—1810 млн. лет и микроклиновые граниты с возрастом 1680—1915 млн. лет (К — Ar-метод).

В юго-восточной части к разлому приурочены дифференцированные трещинные интрузии габбро-анортозит-перидотитовой позднеорогенной формации с возрастом в районе Колмозеро — Воронья 2625 млн. лет (!) (К — Ar-метод), что вряд ли соответствует их истинному геологическому возрасту. На этом участке, вероятно, время заложения разлома было более древним, судя по тому, что в зоне распространены вулканогенные толщи эвгеосинклинального типа разреза (подстилающиеся высокогли-

ноземистыми сланцами типа кейвских) с офиолитовым вулканизмом, отсутствующие в Кейвах. Верхняя возрастная граница этого длительно живущего разлома не совсем определенна. По некоторым данным даже наиболее молодые магматогенные образования этого района (рифейские оливиновые диабазы и порфириты) катаклазированы и милонитизированы вдоль этого разлома (Скуфьин), а в кайнозое наблюдались подвижки блокового типа вдоль старых швов (Г. Д. Рихтер, Е. К. Козлов).

2. Южно-Кейвский разлом, ограничивающий с юга Кейвскую синклинорную зону по границе ее с Понойским и Пурначским горстовыми поднятиями; по-видимому, после пересечения с Хибинским грабеном имеет дальнейшее распространение к северо-западу, ограничивая с севера гиперстеновые диориты и чарнокитовые породы Чудьзъявра и Мурмашей и прослеживаясь далее к ст. Луостари и тундре Нясюккя до государственной границы. Разлом хорошо прослеживается как по геофизическим данным, так и по геологическим, особенно в юго-восточной части, где повсеместно отмечен интрузиями щелочных гранитов, и в северо-западной — цепочечно вытянутыми интрузиями габброидов и ультраосновных пород Луостари — Нясюккя.

3. Северный Имандра-Варзугский разлом разделяет Понойский и Пурначский горстовые поднятия и эвгеосинклинальную докарельскую зону Имандра — Варзуга (сланцеватые амфиболиты, зеленые сланцы и слюдистые гнейсо-сланцы, южнее перекрытые несогласно породами карельской мульды). За Хибинским грабеном он прослеживается далее к северо-западу, ограничивая с юга гиперстеновые диориты и чарнокитовые породы Пулозера и с севера амфиболовые сланцы тундры Кеулик, и далее выходит, по-видимому, к Кучинтундре. Восточнее Хибинского грабена этот тектонический шов хорошо документируется геофизически (по наличию большой гравитационной ступени и ряда совпадающих с ней линейных магнитных аномалий) и геологически: 1) по интрузиям щелочных и пегматоидных гранитов, так же как и Южно-Кейвский, с возрастом 1680, 1720—1760 млн. лет (К — Ar-метод); 2) по линейно вытянутым расслоенным интрузиям основных и ультраосновных пород Федоровой тундры, Панских высот, Малых Кейв (вероятно, следующих до оз. Бабьего) с возрастом 1820—1880 млн. лет (К — Ar-метод); 3) к Северному Имандра-Варзугскому разлому приурочен массив Песочный, принадлежащий к каледонской щелочно-ультраосновной формации. В восточной части этот разлом не обнаружен геофизическими методами, не прослеживается по зонам милонитизации и мигматизации. Приблизительно на пересечении его с разломом сверхглубинного заложения располагается массив Гремяха — Вырмес. Таким образом, одновременно заложенные разрывы № 2 и 3 продолжали свою активную деятельность после складчатости докарелия вплоть до каледонского времени.

Ранее описанный Южно-Варзугский разлом, заложенный в докарельское время (см. ранее), отмечен интенсивной магматической деятельностью, так же как и северный: он контролирует внедрение интрузий основного и ультраосновного ряда, щелочных гранитов с образованием метасоматитов по зонам бластомилонитов того же возраста. Его активность проявляется и позже — в карельское и посткарельское время — в том, что он приводит к последовательному выклиниванию толщ докарелия и карелия и соприкосновению разных их горизонтов друг с другом. Морфологически у поверхности Земли он выглядит как взброс-надвиг с углами падения на юг 20—80° в разных участках.

4. Панаярвинско-Кукасозерская зона разломов прослеживается в субширотном направлении до пересечения с субмеридиональным разломом к западу от оз. Тикшозера. Эти разломы ограничивают с севера и востока Пяозерско-Тикшозерскую глыбу, на контакте ее с докарелием Кукасозера, обусловливая образование поздних гранитоидов в зо-

не контакта. Вдоль зоны разломов проходят северный пояс основных (Кометтавара) и ультраосновных дифференцированных позднеорогенных интрузий докарелия габбро-перидотитовой формации олангской группы (Ципринга, Луккулайсвара, Кивакка) и Кукасозера, Невгозера, северо-западного побережья Тикшозера, а также пересекающие их интрузии пегматоидных гранитов типа Нуорунен с опаловидным кварцем. Гипабиссальными аналогами последних являются кварцевые порфиры и кератофиры, протягивающиеся в виде расположенных цепочкой малых тел вдоль северной части зоны разломов [68]. Кварцевые порфиры и кератофиры интрудируют по границе между зелеными сланцами докарелия и гранитоидами или в зеленые сланцы докарелия, образуя с ними горячие контакты. Время заложения этой зоны разломов, возможно, относится еще к началу осадконакопления докарелия, так как вдоль нее протягиваются зеленые сланцы по метаэффузивам докарелия; но наибольшая его активность падает на поздний докарелий. Использующие зону разломов интрузии аналогичны по геологической обстановке, составу и возрасту тем, которые характеризуют аналогичные разломы Кольского полуострова (ультраосновные интрузии, граниты Нуорунен, граниты Соколозера).

5. Цагинская зона разломов (вдоль течения р. Цаги) прослеживается в субмеридиональном направлении от Федоровой тундры на север до Ловозера, вплоть до пересечения с Хибинским грабеном. Ширина воздействия разлома, по Е. К. Козлову [106], специально изучавшему этот разлом, 30 км. Разлом хорошо прослеживается геофизическими методами (магнитометрия, гравиметрия), по образованным вдоль него бластомилонитам и метасоматитам, по ряду меридионально вытянутых интрузий основного состава (из которых наибольшей является Цагинский массив габбро-лабрадоритов) и дайкообразных тел щелочных гранитов. Возраст разлома определяется возрастом интрузивных тел габбро-перидотитовой формации и щелочных гранитов, как преддокарельский, и тем, что он перекрывается породами карельской мульды Имандра — Варзуга. По Е. К. Козлову, он имеет сложную историю, в северной части его хорошо выражены современные движения.

Предкарельские (предъятулийские) структурообразующие разломы. По времени образования и наибольшей активности они близки к группе поздних докарельских разломов; но если последние завершают докарельский тектоно-магматический цикл, образовались до пенепленизации и характерны для Кольского полуострова, то первые начинают новый карельский цикл активизации платформы и превращения ее в эпиплатформенную орогенную область после пенепленизации и особенно характерны для Карелии; вместе с заложенными ранее разломами они приводят к дифференциальным глыбовым движениям предкарельского фундамента, предопределяя контуры будущих мульд и структур второго порядка карельского возраста; продолжают свою деятельность одновременно с осадконакоплением карелия, обусловливая разные типы его разрезов; возможно, приводят к вспышке вулканизма в раннекарельское время [230, 43] и контролируют интрузивную (диабазы и габбро-диабазы) деятельность карельского времени. Последняя связывается нами также и с глубинными активизированными разломами более древнего заложения. Возраст разломов определяется тем, что они пересекают косо или поперек докарельско-беломорские складчатые образования, но согласованы с краевыми участками карельских мульд; карельские толщи облекают горстовые поднятия или прислоняются к тектоническим уступам, обусловливают границу между образованием коры химического и физического выветривания во времени, контролируют образование различных типов разрезов карелия и пространственное их расположение.

Среди множества разломов этого возраста резко выделяются три зоны разломов сверхглубокого заложения, которые по многим признакам аналогичны, например, Печенгской зоне разломов, также способствуют образованию асимметричных мульд (Суоярви) и затем обрывают их (Янисъярвинская, Онежская) так, что остаются только «половины» с наиболее развитыми и пологими крыльями; по этому признаку, а также согласно глубине заложения их следовало бы объединить с зонами разломов Печенга — Топозеро — Ветреный Пояс и Южно-Варзугским. Но в отличие от последних с противоположной мульдам стороны разломов не наблюдались подчиненные им и приспособленные к ним мощные вулканогенные толщи докарелия, являющиеся характерным признаком сопряженных карельско-докарельских структур более древнего заложения. Если последние будут обнаружены в Онежском, Янисъярвинском, Суоярвском озерах или их побережьях (плохо обнаженных), соответствующие разломы придется перевести в группу более древних. Намеченные нами по структурно-геологическим признакам крупнейшие разломы (Онежский и Суоярвинский) подтвердились позднее геофизическими данными (М. Я. Цирюльникова), за исключением Янисъярвинско-Туломозерского, который на сводной карте (М. Я. Цирюльниковой) отсутствует.

Онежский разлом разделяет блоки с разным строением земной коры: опущенный Северо-Онежский и поднятый Восточно-Онежский, со стороны которого по локальным аномалиям силы тяжести намечаются глыбовые структуры; обрывает с юго-востока Онежскую мульду с разворотом ее юго-западного крыла вдоль разлома. И развернутое крыло мульды и разлом уходят под иотнийские кварцито-песчаники западного побережья Онежского озера. На восточном побережье Онежского озера в направлении к Водлозеру разлом отмечается телами ультраосновных пород карельского возраста в районе Тагозера (пос. Бураково) и в истоках р. Пяльмы. Перпендикулярно к этому разлому в сторону мульды отходят к северо-западу разломы второго порядка, совпадающие с заливами Онежского озера (как это подметил В. М. Тимофеев), с вытянутыми по некоторым из них малыми телами суйсарских метаперидотитов (кончезерские, кулмукские). Пограничная флексура А. А. Полканова, отделяющая Балтийский щит от Русской платформы, приблизительно совпадает с этим разломом.

Суоярвинский разлом проходит между Северо-Онежским опущенным и Ладожским поднятым блоками с разным строением коры, обусловливает асимметричное строение Суоярвинской мульды с примыкающим к разлому недоразвитым южным крылом.

Янисъярвинско-Туломозерский разлом, выделяемый автором с 1951 г., обрывает Янисъярвинскую и Туломозерскую карельские мульды, используется Салминским массивом рапакиви и телами карельских интрузивных диабазов и габбро-диабазов.

Число прочих разломов, принадлежащих к этой возрастной группе, очень велико, и перечислить их в беглом обзоре разрывных нарушений Карелии невозможно. Совместно с разломами (активизированными в это же время) более древнего заложения они обусловили образование систем блоков поднятых и опущенных поперек простирания докарельских толщ. К ним относятся, например, субмеридиональные разломы, ограничивающие Пяваарскую глыбу между Шомбозерской и Лехтинской мульдами; Кумсинский разлом, впервые обнаруженный и закартированный автором [44], возможно более древнего заложения, хорошо выраженный в рельефе с образованием разлинзованных структур и зон рассланцевания в карельских породах и местами приводящий к опрокинутому залеганию карельского разреза [33, 118].

Посткарельские разрывы. Разрывы, заложившиеся после карелия, на территории Карелии трудно отделить от предкарельских, движения

по которым продолжались в течение осадконакопления карелия и после него и которые таким образом отражаются на структурах карелия непосредственно во внутренних частях мульд, в приразломных карельских структурах. Значительно лучше диагностируются такие разломы на Кольском полуострове, где они имеют устойчивое северо-восточное простирание от Белого до Баренцева моря, под прямыми углами пересекая докарельские разломы. Их возраст определяется тем, что они пересекают и смещают не только докарельские, но и карельские структуры, в частности мульду Имандра — Варзуга. Последние разломы уже описаны нами при характеристике тектоники Имандра-Варзугской зоны [68]. К ним относятся: разлом Ондомского озера — устье руч. Губного, Стрельна — Святой Нос, Оленица — Черный Мыс, Канозеро — Харловка и др. Того же направления разломы описаны на северо-западе Кольского полуострова, хотя здесь они и считаются более древними [135]: разлом Тулома — Кольский залив; разлом гора Юовайв — Ура-губа (фиксируется по интрузиям плагиомикроклиновых гранитов); разлом Мадсшаряур — Аллааккаярви — Титовская губа, Хихнаярвинский.

Условно предрифейские и рифейские разрывы (возможно более древнего заложения). К ним прежде вего относятся «разломы Карпинского», ограничивающие Кольский полуостров с северо-востока, со стороны Баренцева моря, и с юго-запада, со стороны Белого моря (Северо-Кандалакшский), и Южно-Кандалакшский разлом. Эти разломы с простиранием, приблизительно параллельным сглаженным береговым линиям вдоль Баренцева моря и Кандалакшского залива, замечательны тем, что они являются линиями, контролирующими распространение рифейских отложений (краевыми разломами платформы). Последние лежат трансгрессивно и несогласно на архейских гранитоидах и гнейсах. К северу от северного разлома Карпинского или в зоне его развития известны рифейские отложения полуостровов Среднего и Рыбачьего, о-ва Кильдин, губы Ивановской, руч. Губного и др., а к югу от южного разлома Карпинского — кварцито-песчаники Турьего мыса, Терского берега и восточнее еще ряд малых выходов тех же отложений, известных ранее под общим названием терской свиты. В сводке по этим отложениям Э. Сергеева (1967 г.) доказывает идентичность упомянутых отложений северного, восточного и южного берегов Кольского полуострова, приводит корреляцию их разрезов и приводит доказательства рифейского возраста серии п-ова Среднего и о-ва Кильдин и вендского возраста серии п-ова Рыбачьего. По геофизическим данным суммарная мощность этих отложений в акватории Баренцева моря быстро нарастает до 7000 м, что дало основание Э. Сергеевой (вместе с другими данными) считать вендский комплекс геосинклинальным. Описываемые разломы, по-видимому, ограничивают крупные грабенообразные опускания большой амплитуды, образовавшиеся в осевых частях сводовых поднятий Беломорской геоантиклинальной зоны (Кандалакшский грабен) и Мурманского массива (Мурманской геоантиклинальной зоны), выполненные сначала континентальными красноцветами, а затем морскими отложениями.

В настоящее время рифейские отложения в обрамлении Кольского полуострова, помимо крупных площадей их выхода на крайнем северо-западе (на полуостровах Среднем и Рыбачьем, на о-ве Кильдин) и на Терском берегу, сохранились с горизонтальным или почти горизонтальным залеганием лишь в малых грабенах, оперяющих основные разломы, которым они подчинены. Таким образом, время заложения этих разломов не позже рифея, а наибольшая их активность падает на ранний палеозой. Именно в зонах Кандалакшских глубинных, также долгоживущих, разломов и параллельного им Канозерско-Имандровского разлома сосредоточены массивы, представляющие каледонскую щелочно-ультраосновную формацию с возрастом 375—402 млн. лет (Н. А. Воло-

товская) и «стаи» даек и малых тел габбро-диабазов и диабазов, образующихся как по южному, так и восточному и северному побережьям Кольского полуострова. Ориентировка даек меняется с изменением направления глубинных разломов, ограничивающих блок Кольского полуострова. Они проходят или параллельно разломам, или в направлении, поперечном к ним, в этом случае с преимущественным северо-восточным простиранием. Наиболее молодая группа основных пород (долеритов, по А. В. Синицыну, 1965 г.) имеет девонский возраст (360 млн. лет, К—Ar-метод) и помимо роев даек образует межформационные почти горизонтальные (0—15°) интрузии по границе маломощного здесь верхнепротерозойского чехла (рифей) с кристаллическим основанием. К позднему палеозою и мезозою эти разломы были стабилизированы, но есть указания на то, что в кайнозое по ним возобновились подвижки.

Время заложения этих разломов, определяемое нами не позже рифея, возможно, было более древним — поздний докарелий, одновременно со всеми другими разломами этого возраста. К этому есть следующие основания: а) они имеют то же запад-северо-западное простирание и также субпараллельны (местами пересекают) осям складчатых структур гнейсов беломория. С ними связаны не только палеозойский, хотя и очень активно выраженный, магматический цикл, но и более древний (позднеорогенный) докарельский цикл; основные и ультраосновные породы Канозера, Колвиц (секущие основные гранулиты) и более молодые по отношению к ним щелочные граниты, по автору, аналогичны таким же породам позднедокарельских Кейвских и Варзугских зон разломов; б) к последним, хотя и в единичных случаях, также приурочены щелочные массивы каледонского возраста [Песочный массив — к Северо-Варзугскому разлому, Кургинский и Себльярвский (?) — к продолжению Южно-Кейвского разлома на северо-запад, на пересечении его с разломами сверхглубокого заложения].

1. Разлом Канозеро — Африканда. К нему приурочены основные и ультраосновные породы габбро-перидотитовой формации Канозера и рвущие их щелочные граниты, четковидно расположенные вдоль него далее к северо-западу малые интрузивные тела ультраосновной — щелочной формации: Салмагорский, Лесная варака, Озерная варака, Африканда и Маврагубский. В зоне сочленения его с субмеридиональным разломом сверхглубокого заложения наблюдаются дайковые тела гипербазитов и щелочных гранитов.

2. Северо-Кандалакшский разрыв. Разрыв устанавливается по четкой линейной магнитной аномалии, протягивающейся вдоль всего Кандалакшского залива, а к северо-западу от последнего до государственной границы — по ряду субпараллельных магнитных аномалий; хорошо выражен в рельефе; контролирует распределение вытянутых вдоль него интрузий габбро-перидотитовой позднедокарельской формации и каледонской щелочно-ультраосновной, представленной щелочными породами и комплексом лампрофиров Турьего полуострова, дайками щелочных базальтов и порфиритов Порьей губы, трубкой взрыва Елового острова, Ковдорским щелочным массивом.

3. Южно-Кандалакшский разрыв прослеживается по системе выдержанных магнитных аномалий, мощной зоне бластомилонитов северо-восточного побережья оз. Серяк, элементам геоморфологии; к месту пересечения его с разломом, ограничивающим горло Белого моря с востока, приурочена туфобрекчия щелочных базальтов района с. Неноксы, которая, по Л. А. Варданянцу (1966 г.), представляет собой трубку взрыва, прорывающую кембрийские отложения Онежского полуострова.

4. Салланлатвинско-Кондозерский субширотный разлом, пересекающий вкрест простирания структуры беломорских гнейсов и Куолаярвинскую мульду, для которой он является унаследованным. К нему при-

урочены основные интрузии позднедокарельской габбро-перидотитовой формации, щелочно-ультраосновные массивы Салланлатвы, Вуориярви, ковдозерский жильный комплекс Нядовары. К юго-востоку он прослеживается до пролива Великая Салма и далее входит в систему разломов Кандалакшского грабена с юго-восточным простиранием.

5. Северо-Кольский «разлом Карпинского» документируется связанными с ним дайками девонских долеритов (А. В. Синицын), уступом докембрийского фундамента, обращенным к северо-востоку, который определяется по быстрому нарастанию мощности рифейских отложений в сторону Баренцева моря.

Хибино-Ловозерско-Контозерский грабен. Время его заложения, строго говоря, неизвестно, возможно иотнийское, если принять во внимание, что на продолжении грабена за пределы СССР (по Н. А. Волотовской, 1966 г., он прослеживается в районе грабена Осло, а по С. Н. Бубнову, 1962 г. — из Фенноскандии в зону Рейнского грабена и далее вплоть до Средиземного моря), параллельно зоне разломов Готланда, отмечена серия крупных даек иотнийских базитов и гипербазитов, широко развитых в юго-восточной части Швеции. Однако его максимальная активность падает на средний и поздний палеозой. К нему приурочены крупнейшие Хибинский и Ловозерский плутоны центрального типа, сложный Контозерский плутон и сопровождающие их малые и жильные тела герцинской щелочной нефелин-сиенитовой формации. Интрузии прорывают породы беломорско-кольско-докарельского структурного этажа Имандра-Варзугской карельской мульды и среднего палеозоя (ловозерская свита девона, контозерская свита нижнего карбона, сохранившиеся только здесь, в наиболее опущенных участках грабена), и сами пересекаются дайками щелочных лампрофиров. Методом абсолютной геохронологии для них получен возраст 280—303 млн. лет.

Зона грабена восток-северо-восточного простирания хорошо документируется и геофизическими методами по системе аномалий силы тяжести того же направления и изменению глубины залегания поверхности Мохоровичича, зарегистрированной в этой части Балтийского щита. К юго-западу она прослеживается почти до границы с Финляндией по изменению простирания изоаномал и величины гравитационного поля по обе ее стороны, а также по выдержанной линейной магнитной аномалии. Поперечными разрывами грабен разделен на блоки, подвергавшиеся дифференциальным движениям. Прихибинский район наиболее сейсмичен на Кольском полуострове, и в настоящее время наблюдаются постледниковые подвижки по старым тектоническим швам (Мурзаев, 1935 г., Арманд, 1959 г.; Карпов, 1960 г.).

В заключение можно перечислить некоторые закономерности, связанные с разломами восточной части Балтийского щита.

1. Разломы закономерно ориентированы относительно стран света и образуют ортогональные системы в направлениях 30 и 60° к градусной сетке земного шара, реже 0 и 90°.

2. Ведущими являются продольные разломы запад-северо-западного простирания на Кольском полуострове и север-северо-западного в Карелии.

3. Если продольные разломы меняют свое простирание, то соответственно меняют его и поперечные. Так, например, в Карелии от широты оз. Сегозера к югу продольные разломы расходятся веерообразно, с соответственным изменением простирания поперечных разломов.

4. Наибольшей активностью обладали преддокарельские разломы сверхглубокого заложения, к которым автор относит и Южную Имандра-Варзугскую и Янисъярвинскую зоны разломов. Эти разломы послужили главными путями для трещинных излияний громадных объемов лав и пирокластов офиолитовой формации докарелия, в состав которой

входит спилит-кератофировая, определяли размещение областей размыва (массивы) и областей отложения и структурный план докарельских сооружений, обусловили формирование сложных сопряженных докарельско-карельских структур типа Печенги, обеспечили непрерывный основной магматизм на протяжении докарелия, карелия и хогландия (суйсария).

5. Поздние докарельские разломы глубокого заложения того же простирания, проявившиеся в Кольском регионе и Северной Карелии, привели к обособлению Мурманского блока, горстовых поднятий Понойского, Пурначского, Пяозерского, Западно-Кольского гранулитового (?), Колвицкого, Терского и образованию Кандалакшского грабена с сопутствующими ему разломами. К ним приурочены поздние докарельские, вытянутые вдоль них дифференцированные интрузии габбро-перидотитовой формации, воздействующие на них пегматоидные граниты, связанные с последними гипабиссальные тела кварцевых порфиров и кератофиров, щелочные граниты. Следующий пароксизм их активности связан с каледонским циклом и внедрением вдоль них малых цепочечно расположенных тел щелочно-ультраосновной формации.

6. Предкарельские разрывы, отчетливо проявившиеся именно в Карелии и, может быть, в западной части Кольского полуострова, обычно поперечны к первым двум типам и вместе с возобновившейся подвижностью последних привели к дифференциальным движениям изометрических блоков фундамента (в течение всего карельского и суйсарского времени). Последние оформили ступенчатые «ванны» для сноса обломочного материала в карельские мульды, обусловили конседиментационный характер складчатости карелия и разные типы разреза сводов горст-антиклиналей и горст-синклиналей и их крыльев. Однако магматическая деятельность карелия и суйсария была сосредоточена по старым швам продольных глубинных разломов. Поперечные разломы в этом отношении оставались стерильными и пассивными, не имея непосредственной связи с глубинами и служили лишь в качестве приемников, распределителей магмы, поднятой в верхний структурный ярус глубинными разломами более древнего заложения.

7. Посткарельские разломы, поперечные к кольским структурам карелия, их смещающие, также стерильны.

8. Процесс разломообразования и связанного с ним магматизма, затухание активности движений по старым швам разломов в Карелии закончился раньше, чем на Кольском полуострове. Примером тому могут служить Хибинский грабен, заложенный вряд ли ранее герцинского времени и не имеющий аналогов в Карелии, современная сейсмичность Кольского полуострова, движения, зафиксированные там в четвертичный период.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КАРЕЛИИ И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Тектоническое районирование Карелии и Кольского полуострова, предлагаемое автором (см. рис. 34), в значительной степени отличается от тектонических схем, составленных ранее, следующими качествами.

1. Беломорские гнейсовые и гнейсо-сланцевые толщи сопоставляются с аналогичными толщами Северной, Центральной, Западной и Юго-Западной Карелии, а также с кольскими гнейсами и рассматриваются как типы разрезов миогеосинклинальных и геоантиклинальных зон, одновозрастных с эвгеосинклинальным типом разреза собственно докарелия.

2. Впервые делается попытка разделить главнейшие тектонические разрывы по их геологической значимости (структурообразующие и другие) и возрасту.

3. Делается попытка подразделить карельские мульды соответственно типу их разреза на кольские (к которым причисляются Куолаярвинская и Кукасозерская мульды) и карельские с различной геологической историей (сопряженные докарельско-карельские, унаследованные, независимо развивающиеся от предкарельской истории, и т. д.).

Древнейшие массивы, слагающие ядра докарельских антиклинорных зон. К ним относятся лишь такие обширные площади выхода древнейших гранитоидов, которые служили областями размыва во время осадконакопления докарелия и обнажены в настоящее время. К ним относятся древнейшие гранитоиды, гранулитовые и чарнокитовые комплексы с возрастом свыше 2600 млн. лет, реоморфизованные и мигматизированные ранними и поздними гранитоидами в эпоху докарельского диастрофизма. Первоначальные контуры их определить не представляется возможным. Они окаймляют обширную область докарельско-кольско-беломорской складчатости с севера (Мурманский массив), востока (Восточно-Онежский массив) и запада (Восточно-Финляндский массив), а также выходят во внутренних частях этой области (Западно-Кольский и Колвицкий пояса гранулитов; чарнокитовые и гранитоидные комплексы Мурманской области, запада Кольского полуострова, Топозерско-Кестеньгской зоны, Юго-Западной Карелии.

Нормальные стратиграфические контакты с гнейсо-сланцевыми комплексами докарелия-беломория, как правило, отсутствуют. Контакты тектонические (северо-кейвский) или интрузивные, так как во время складчатости эти комплексы были сорваны с основания и по плоскостям контактов размещались более молодые гранитоиды [60, 61], мигматизирующие как породы массивов, так и складчатые комплексы. Исключение, по-видимому, представляют некоторые контакты гранулитовых комплексов с гнейсами, обнаруживающие как будто согласные стратиграфические соотношения. Отсюда следует возможность более молодого — докарельско-кольско-беломорского (позднеархейского) — возраста гранулитов, которые в таком случае следовало бы рассматривать как

подобные же породы, находящиеся в гранулитовой фации метаморфизма. Так и поступают Л. Я. Харитонов [245—247], С. И. Макиевский и К. А. Николаева [135], которые считают Западно-Кольскую (и Кандалакшскую) гранулитовую зону синклинорием, заключенным между Беломорским блоком (антиклинорием по С. И. Макиевскому и К. А. Николаевой) и Нотозерским антиклинорием. Однако тектонические контакты гранулитов с вмещающими гнейсами беломорско-кольской серии, так же как и древнейший возраст гранулитов (раннеархейский, если беломорско-кольско-докарельские толщи считать позднеархейскими, как это следует по нашей схеме), представляются в настоящий момент более вероятными по следующим причинам: а) гранулитовый массив с севера и юга ограничен двумя системами прямолинейных контактов, образующих угол 90°, параллельных соответствующим системам разрывов Кольского полуострова; б) гнейсовые толщи, так же как и гранулитовые, к контактам часто милонитизируются и затем мигматизируются более молодыми гранитами с образованием бластомиллонитов; в) по контактам закартированы параллельно им вытянутые тела столь обычных для позднедокарельских разрывов габбро-норитов, габбро-анортозитов и лабрадоритов (которые, вопреки Л. Я. Харитонову, относятся нами к поздним докарельским, аналогичным тем же породам Чуна — Монча — Волчьих тундр, Цаги и др., за исключением тех из них, которые являются парапородами), а также молодые гранитоиды «третьей группы» и щелочные граниты, рассматривающиеся нами как посторогенные; г) со стороны южного контакта гранулитовый комплекс контактирует с зоной грабена, проходящего от оз. Кацкимозеро на юго-запад, отделяющего породы гранулитового комплекса от древних гранитоидов. Грабен заполнен верхними толщами гнейсов беломорского разреза и вышележащими амфиболовыми сланцами и оконтурен двумя цепочками ультраосновных интрузий позднедокарельского возраста, известных с 1935 г., по А. М. Шукевичу, под названием серпентинового пояса; д) гранулитовый пояс по степени метаморфизма резко отличается от окружающих его беломорско-кольских гнейсов.

Согласно геофизическим сводным данным [169, 254], Мурманский массив представляет собой приподнятый блок земной коры с глубиной залегания поверхности Мохоровичича (мощностью коры) 30—37 км. Восточно-Финляндский массив (как и бóльшая часть Западно-Кольского) является опущенным блоком земной коры с поверхностью Мохоровичича (мощностью коры) 37—42 км и поверхностью Конрада (мощностью «гранитного слоя») 9—10 км. Поскольку в докарельскую эпоху эти области вели себя одинаково и обладали, вероятно, одинаковыми мощностями коры, следует предположить, что в дальнейшем история их развития протекала различно, а в настоящий момент опущенный Восточно-Финляндский массив содержит в своем составе значительно бóльшую долю покрывающих его в различной степени мигматизированных и гранитизированных гнейсов, чем Мурманский или Восточно-Онежский массивы. Первый взброшен на Кейвскую и Воронье-Колмозерскую синклинорные зоны. Второй не имеет с Западно-Карельской синклинорной зоной отчетливо выраженного тектонического контакта.

Складчатая область докарелия-беломория (верхний архей) покрывала всю остальную площадь Карелии и Кольского полуострова. Как было доказано ранее для докарелия [44 и др.] и беломорско-кольской гнейсовой области [230, 225, 261 и др.], сложная и интенсивная складчатость имеет типичный геосинклинальный характер, является областью завершенной геосинклинальной складчатости [56, 68], хотя и отличается от складчатых областей последокембрийского возраста, т. е. может быть названа протогеосинклинальной [154—157].

В настоящее время реперный возраст так называемых «ранних карелид» 1900—2500 млн. лет [38], но большинство цифр сосредоточено

в интервале 1800—2200 млн. лет и совпадает со значениями 1900—2200 млн. лет для беломорид. Возраст ранне- и позднеорогенных основных пород беломория 2400—3200 млн. лет [26], подобно единичным значениям древнего возраста «ранних карелид» (2420—2430 млн. лет). Для ладожской формации возраст определен в 1800—1900 млн. лет с отклонениями 1710—2250 млн. лет. Большинство исследователей, считая по традиции беломориды более древним структурным ярусом (A_2), чем «ранние карелиды», склонны толковать неожиданные для них цифры геохронологического возраста беломорид как результат «омоложения». С нашей точки зрения совпадение свидетельствует об одновозрастности указанных подразделений.

Для кольских гнейсов и свит Полмос и Порос района западнее р. Вороньей получен возраст (аргоновым методом) соответственно 2700—2800 и 1700—2525 млн. лет; для кейвских толщ — 1900—2700 млн. лет, а для Имандра — Варзуги по биотиту из сланцевой толщи верхний предел возраста 2380 млн. лет [236]. Таким образом, наиболее «молодые» цифры отвечают возрасту докарелия, беломория и ладожия, а наиболее «древние» выходят за пределы последних. Однако по геологическим данным разрезы беломорских и кольских толщ идентичны, и они должны считаться одновозрастными.

Большинство исследователей полагает, что истинный возраст отвечает «древним» цифрам, «молодые» — результат омоложения. В данном случае, вероятно, наоборот: «древние» цифры являются аномальными и требуют специальной проверки и исследования, особенно для Кейв и Имандра — Варзуги. «Древние» цифры района р. Вороньей, возможно, соответствуют выступу милонитизированного фундамента (среди гнейсов), принятого за гнейсы кольской серии (?). Область докарельско-беломорско-кольской складчатости разделена на складчатые зоны геоантиклиналей, и миогеосинклиналей (синклинорные зоны).

Геоантиклинальные складчатые зоны (антиклинорные). Для геоантиклинальных зон характерны следующие черты: значительно меньшая мощность слагающих их гнейсов терригенного типа разреза, чем это предполагалось раньше (когда складывали мощности разрезов, замещающих друг друга), и, следовательно, близкое к поверхности залегание гранитоидов «гранитного слоя», слагающего фундамент; образование купольных структур; наиболее интенсивные процессы гранитизации и региональной мигматизации с образованием метасоматических гранитов и анатектитов; метаморфическая зональность орогенного типа, связанная с поднятием (плутонический метаморфизм), наложенная на регионально метаморфические породы с образованием полифациальных метаморфических комплексов.

К наиболее крупным геоантиклинальным складчатым областям, сложенным кольскими и беломорскими гнейсами, относятся следующие.

1. Мурманская сложная геоантиклинальная складчатая область, протягивающаяся от Хибинско-Ловозерского грабена на северо-запад до государственной границы. С северо-востока она граничит с Мурманским массивом, с юго-запада с Печенгской синклинорной зоной, сопряженной с Печенгской мульдой. От Кейвской синклинорной зоны отделена поперечным региональным разломом, с юга ограничена Хибинско-Ловозерским грабеном. В центральной части осложнена срединными массивами, находящимися на простирании Понойского горстового поднятия, представленными древнейшими гранитоидами, чарнокитами, чарнокитизированными породами и гиперстеновыми диоритами фундамента, с изотопным возрастом 3600—2900 млн. лет (K — Ar-метод).

2. Нотозерская складчатая геоантиклинальная область с севера и северо-запада граничит с Печенгской синклинорной областью, куда следует относить также сланцеватые амфиболиты тундр Кингирем и Кеулик, с юга и юго-запада — с Западно-Кольским массивом гранулитов

(по-видимому, по тектоническим контактам, вдоль которых следуют тела позднедокарельских микроклиновых гранитов, габбро-норитов и габбро-лабрадоритов Сальных тундр), на юго-западе соединяется с Беломорской геоантиклинальной складчатой областью.

3. Беломорская сложная геоантиклинальная складчатая область, протягивающаяся вдоль северного и юго-западного побережий Белого моря на северо-запад до государственной границы с Финляндией. С северо-востока она граничит с Варзугско-Печенгской синклинорной зоной, с юго-запада — с Восточно-Карельской и Северо-Карельской синклинорными зонами. Вдоль тектонических контактов с ними (древнего заложения) образуются симметричные зоны глыбовых структур, подобных Печенгским, описанных подробно выше и сложенных породами терригенного миогеосинклинального типа разреза. На северо-западе область граничит с Западно-Кольским массивом гранулитов.

4. Центральнокарельская внутренняя геоантиклинальная складчатая зона. Когда-то, по-видимому, она была преимущественно сложена гнейсовыми терригенными толщами и отделена от соседних синклинорных зон мощными и протяженными древними разрывами. К юго-востоку она расширяется и усложняется синклинорным перегибом Парандово — Выгозеро (с осью, погружающейся на юго-восток), сложенным вулканогенными толщами. В предъятулийское время эта геоантиклинальная зона, так же как и прилежащие синклинорные Восточно-Карельская и Западно-Карельская, была разбита поперечными разломами, движения по которым совершались и в течение всего ятулия. В поднятых и размытых блоках обнажились древнейшие гранитоиды фундамента, ранние и поздние гранитоиды, пересекающие и мигматизирующие докарельско-беломорские толщи и древние гранитоиды фундамента. Именно к этой зоне приурочено максимальное количество наиболее молодых докарельских интрузивных гранитов существенно микроклинового состава.

Синклинорные зоны. В современном эрозионном срезе представляют собой узкие сравнительно с их длиной (сотни километров) полосы выхода геосинклинальных существенно вулканогенных толщ, сохранившихся от размыва преимущественно в осевых частях протогеосинклинальных систем, тяготеющих к зонам региональных глубинных разломов. Они отличаются развитием сильно сжатых линейных изоклинальных складок, выдерживающихся по простиранию на многие десятки и сотни километров. Только на стыках (обычно по региональным разломам) с геоантиклиналями, в зоне развития глыбовых структур, нижняя зеленокаменная толща, сложенная сланцеватыми амфиболитами, обычно резко меняет свое простирание под прямыми и косыми углами к осевой зоне, окаймляя глыбы и образуя межглыбовые языковидные синклинали, замыкающиеся в сторону от оси каждой синклинорной зоны. Осевые части систем в зоне развития линейных складок обычно сложены верхними толщами докарелия: филлитовидными (с кислыми и средними эффузивами) и верхней зеленокаменной; с ними связаны все известные ультраосновные эффузивы и интрузивы докарельского возраста офиолитовой формации.

Ранние и поздние гранитоиды, секущие и мигматизирующие докарелий, встречаются лишь в краевых частях этих синклинорных зон или во внутренних частях в виде малых интрузивных тел и связанных с ними немногочисленных гранитных и пегматитовых жил. Соответственно процессы плутонического метаморфизма отходят на задний план, и толщи, залегающие в ядрах синклинорных зон, обнаруживают лишь зональность динамогеотермического метаморфизма, связанную с процессом погружения этих зон и приблизительно совпадающую со стратиграфическими границами. Таким образом, образуются монофациальные метаморфические комплексы [228, 253], находящиеся в фации началь-

ного метаморфизма и метаморфизма зеленосланцевой фации (филлитовидная и верхняя зеленокаменная толща), и только в краевых частях синклинорных зон выходящая на поверхность земли нижняя зеленокаменная толща обнаруживает эпидот-амфиболитовую и амфиболитовую фации метаморфизма.

Наиболее крупными синклинорными зонами докарелия являются следующие.

1. Имандра-Варзугская и Печенгская зоны [59, 68], отличающиеся общностью разреза (нижняя зеленокаменная, филлитовидная, верхняя зеленокаменная толщи докарелия; в крыльях — мелкозернистые биотитовые, мусковитовые гнейсовые и высокоглиноземистая толщи), строения (асимметричные прогибы) и генетической связью с примыкающими к ним с севера наложенными мульдами карелия.

2. Восточно-Карельская зона, с северо-востока граничащая с Беломорской, а с юго-запада — с Центральнокарельской геоантиклинальными зонами. Сложена зона нижней зеленокаменной, филлитовидной и верхней зеленокаменной толщами, в северо-восточном крыле согласно подстилающимися высокоглиноземистыми и мелкозернистыми гнейсами третьей лоухской беломорской толщи. Тектонический шов древнего заложения между этими областями (до начала осадконакопления докарелия-беломория, судя по глыбовым структурам), по-видимому, быстро прекратил свою активность. Вдоль этой зоны и с юго-западной ее стороны проходит разлом «сверхглубокого заложения» (М. Я. Цирюльникова, Г. А. Поротова), разделяющий блоки с различной мощностью земной коры, сохранивший свою активность вплоть до суйсарского времени. К этой подвижной зоне приурочены многочисленные основные и ультраосновные трещинные интрузивы разного возраста. К началу карелия эта зона была разбита субмеридиональными разрывами, которые вместе с более древними разрывами северо-западного простирания, ограничивающими зону, сформировали ряд опущенных и поднятых блоков, в плане имеющих форму ромбов. Докарельские породы опущенных блоков обрезаются косо к простиранию этими разломами и служат в дальнейшем ваннами для накопления карельских осадков; докарельские породы поднятых блоков представлены обрывками корневых участков докарелид, сильно мигматизированных и гранитизированных последокарельскими гранитоидами.

3. Западно-Карельская синклинорная зона с северо-востока ограничена Сегозерско-Ухтинским разломом; юго-западная ее граница с Восточно-Финляндским массивом не является строго определенной. С севера она ограничивается Пяозерским блоковым поднятием, а с юга — Салминским массивом гранитов рапакиви, вместе с которым далее к югу скрывается под палеозойскими отложениями Русской платформы. Эта сложнопостроенная область распадается на ряд синклинорных и антиклинорных зон второго порядка, также северо-западного простирания, причем осевые зоны синклинориев, совпадающие с разрывами древнего заложения, отмечены протягивающимися вдоль них вулканогенными толщами докарелия. Вместе с более молодыми поперечными разрывами восток-северо-восточного простирания в северной части и запад-северо-западного простирания в южной части эта область расчленяется на мозаику блоков приблизительно прямоугольных очертаний, в поднятых участках которых выходят гранитоиды.

Одним из критериев возраста образования блоков являются согласные или несогласные соотношения контуров блоков с простиранием докарельско-беломорских толщ. Обтекаемые гнейсо-сланцевыми толщами блоки (например, Койкарские, рис. 42) являются срединными массивами докарелия-беломория, и в этом случае первые образуют сложный и прихотливый узор вокруг вторых (например, глыбовые структуры к западу и югу от Сегозера, Койкарская, Чебинская и др.). Глыбовые струк-

туры, края которых обрывают докарельские толщи в направлении простирания, но согласованы с простиранием карельских толщ, являются приподнятыми участками — областями сноса для последних (например, Пяваарский блок, разделяющий Шомбозерскую и Лехтинскую мульды).

Несколько отличаются от описанных по типу разреза и структурам Кейвская, Воронья-Колмозерская, Ладожская синклинорные зоны. Они сложены в подошве амфиболит-карбонатными и амфиболовыми пара- и ортосланцами и параамфиболитами, мелкозернистыми биотитовыми и мусковитовыми полосчатыми, часто ритмичнослоистыми гнейсо-сланцами и вышележащими высокоглиноземистыми сланцами миогеосинклинального типа разреза. Их структуры представлены сравнительно простыми и крупными, хотя и сильно сжатыми, брахискладками. Они пересекаются, мигматизируются и подвергаются щелочному метасоматозу постдокарельских гранитоидов только в краевых участках зон или заключенных в них срединных массивов. Вряд ли они представляли собой самостоятельные миогеосинклинальные прогибы, являясь лишь внешними, иногда сильно разрастающимися, частями или зонами дифференцированных прогибов еще более крупного масштаба. Изоляция их (например, Кейвской зоны) произошла значительно позже. Об этом можно судить по тому, что зоны с подобным типом разреза и структурами обычно окаймляют в других синклинорных областях осевые зоны линейных складок с эвгеосинклинальным типом разреза, усложняют геоантиклинальные области, образуя в них прогибы второго порядка (зона Лоухско-Ковдозерская и далее к северо-западу в Беломорье.

4. Синклинорная зона Кейв с отходящей от нее ветвью Воронья — Колмозеро представляла собой ранее единую синклинорную зону с Имандра-Варзугской эвгеосинклинальной зоной докарелия (частью под наложенной мульдой карелия, частью к югу от нее, с южной стороны обрывающего ее разрыва). Разделение произошло, по-видимому, в заключительные этапы складчатости докарелия (или вскоре после нее) с поднятием Понойского и Пурначского горстов, по поздним докарельским разрывам, использованным позднеорогенными грещинными интрузиями Цаги, Панских и Федоровских тундр и секущих их пегматоидных и щелочных гранитов (по автору постдокарельского, а не посткарельского возраста). Последние «одевают» горстовые поднятия «рубашкой» по контактам. Прошлое единство и одновременность развития обеих синклинорных зон доказываются также «перемычкой» между ними в районе Малых Кейв, где обнаружен непрерывный разрез между подстилающими высокоглиноземистыми сланцами Кейв и выше и согласно лежащими на них (в опрокинутом залегании) докарельскими породами эвгеосинклинального типа разреза (материалы М. А. Сотниковой и В. Г. Гаскельберг (1966—1968 гг.), а также останцами кровли лебяжинских гнейсов в сводах этих горстов. Последние до сих пор считались позднеархейскими. По-видимому, Кейвская структура, подобно Имандра-Варзугской, продолжалась ранее далее к западу, но была оборвана одним из поперечных разломов посткарельского возраста (Канозеро — Цага — Ефимозеро и далее). В поднятом западном крыле кейвские породы были размыты (сохранились в виде эрозионных останцев к востоку от Ловозеро и в виде ветви Воронья — Колмозеро). Тот же разлом сместил массив Федоровых тундр, прежде представлявший одно целое с массивом Панских высот, а также привел к резкому сужению структуры Имандра — Варзуга в поднятом западном крыле. С южной стороны эвгеосинклинальной синклинорной зоны Имандра — Варзуга симметрично с Кейвской наблюдаются аналогичные мелкозернистые ритмичнослоистые гнейсы и высокоглиноземистые породы (хуже обнаженные и хуже закартированные), далее к югу сменяющиеся гнейсами нижних беломорско-кольских гнейсов, слагающих геоантиклинальную беломорскую зону.

Ладожская синклинорная зона. На территорию Советского Союза попадает только часть обширной миогеосинклинальной области, протягивающейся северо-западнее государственной границы с Финляндией, до оз. Пиелисъярви. К юго-западу ладожские сланцы сменяются гнейсами геоантиклинального типа разреза, сильно мигматизированными, прорванными различными интрузивными гранитоидами и по всем признакам отвечающими геоантиклинальной зоне беломорид [68].

* *
*

При сравнении тектонической схемы автора с картой, составленной по сводным геофизическим материалам всего региона (М. Я. Цирюльникова и другие), выясняются некоторые закономерности.

1. Зоны, относимые нами к эвгеосинклинальным (Западно- и Восточно-Карельская с разделяющей их внутренней геоантиклиналью), разделяют области с мощностью земной коры наивысшей (опущенные) и наинизшей (приподнятые).

2. Имеющий направление вдоль вышеуказанной зоны от «Ветреного Пояса до Печенги» разлом «сверхглубокого» заложения приурочен к юго-западной части Восточно-Карельской эвгеосинклинальной области, проходит через Кукасозерскую структуру и приблизительно совпадает с зоной разломов Печенгской структуры. Он являлся основным путем для массовых трещинных излияний спилитовой магмы докарелия. К нему приурочены многие основные и ультраосновные тела, но соединять эти разные разломы в один поперек беломорид нельзя (см. рис. 35 по М. Г.).

3. «Сверхглубокие» разломы, проходящие через Онежское озеро, Суоярви — Кондопога, играют ту же роль в формировании Онежской и Суоярвинской мульд, что и Печенгский в формировании Печенгской структуры [59].

4. Согласно данным автора, того же типа зоны структурообразующих разломов должны были бы проходить через озера Янисъярви — Туломозеро и структуру Имандра — Варзуга, отделяя соответствующие карельские мульды от областей докарельской складчатости геосинклинального типа. В первом случае этого разлома на сводной геофизической карте нет, во втором — он показан как разлом меньшей глубины заложения.

5. Зоны складчатости, образовавшиеся на месте миогеосинклиналей и геоантиклиналей (в понимании В. Е. Хаина и Ю. М. Шейнманна), характеризуются одинаково малой мощностью земной коры за счет уменьшения мощности «гранитного слоя» до 3—4 км, т. е. являются приподнятыми. Сюда попадают Кейвская, Ладожская и Беломорская гнейсо-сланцевые области с терригенным типом разреза докарелия, подтверждая их одновозрастность и одинаковое структурное положение.

6. Однако кольские гнейсы Мурманской геоантиклинали, беломорские гнейсы, гнейсо-сланцы северо-запада Карелии и некоторые гнейсо-сланцевые и гнейсовые области Западной Карелии, сходные с точки зрения автора с областями, перечисленными в предыдущем пункте, характеризуются промежуточными значениями мощности земной коры.

Карельские структуры. Все карельские структуры рассматриваются автором как субплатформенные, образовавшиеся в условиях активизирования подвижной платформы или эпиплатформенного орогена одновременно с осадконакоплением [41—43, 56, 57], т. е. как конседиментационные. Все структуры этого возраста рассматриваются автором как наложенные мульды. Структурные формы второго порядка (линейные, сундучные, флексурные, щелевидные складки, брахискладки и т. д.), изолированные в настоящем эрозионном срезе, когда-то входили в состав мульд, имевших площадь больше современной. В большинстве слу-

чаев они тяготеют к крупным мульдам, являясь их сателлитами, с внутренней анатомией, согласной с контурами и анатомией крупных мульд. Исключение, может быть, представляют некоторые приразломные синклинали (впервые выделенные К. О. Кратцем), имеющие самостоятельное значение.

1. Асимметричные мульды, сопряженные с докарельскими складчатыми областями эвгеосинклиналей. К ним относятся все мульды с кольским типом разреза, формирование которых было обусловлено движениями по глубинным структурообразующим разломам древнего заложения (преддокарельскими): Печенгская, Имандра-Варзугская, Усть-Поной ская, Куолаярвинская, Кукасозерская, вероятно Янисъярвинская и Туломозерская.

2. Асимметричные мульды, формирование которых было обусловлено движениями по структурообразующим разломам предкарельского заложения вне связи с докарельскими структурами: Онежская, Суоярвинская, может быть Туломозерская (?), Маслозерская, Сегозерская.

3. Симметричные (относительно) мульды, в формировании которых разломы не играли роли структурообразующих: Янгозерская мульда и ее сателлиты; группа малых мульд к югу от Выгозера и др.

4. Унаследованные симметричные мульды, формировавшиеся в тектонически опущенных блоках в пределах докарельской грабен-синклинорной зоны, образовались в результате движений по структурообразующим разломам разного возраста заложения. К ним относятся мульды: Шомбозерско-Гайкольская, Лехтинская, Ветреного Пояса.

На геологической схеме (см. рис. 35) обнаруживается симметричное расположение выделенных мегаструктурных зон восточной части Балтийского щита относительно оси Беломорского антиклинория (точнее, относительно Кандалакшского грабена, опускающего его центральную часть).

С северной и юго-западной стороны Беломорский антиклинорий ограничивается зонами крупнейших глубинных разломов, падающих к его оси (до поверхности Мохоровичича), заложенных к началу осадконакопления докарелия-беломория, эффектно подчеркнутых глыбовыми структурами, отмечающими их на протяжении сотен километров. Одновременно происходит смена типов разреза в стороны от Беломорского антиклинория через высокоглиноземистые толщи к геосинклинальному вулканогенному типу разреза. Последний характерен для осевых частей протогеосинклинальных зон Имандра-Варзугской и Восточно-Карельской, симметрично обрамляющих Беломорский антиклинорий и сближающихся в направлении к Кандалакшскому заливу (грабену). Отсюда далее к северо-западу обе зоны снова расходятся, плавно меняя свое простирание: Имандра-Варзугская с субширотного на субмеридиональное и к Печенге, Восточно-Карельская с субмеридионального на субширотное.

Каждая из зон далее облекает соответственные выступы фундамента: первая — Центральнокольский чарнокитовый массив, вторая — Пяозерскую существенно диоритовую глыбу. При этом вдоль внутренних (относительно Кандалакшского грабена) контактов с выступами фундамента (т. е. с южной стороны — Нотозерско-Лоттинского гранулитового, и с северной — Пяозерского гранодиоритового) симметрично образуются пояса типичных приразломных интрузий: ранних серпентинитовых Корва-тундры и Кукасозера, поздних габбро-норит-анортозитовых, габбро-перидотитовых Главного хребта и Олонги и секущих их малых тел щелочных или пегматоидных гранитов, завершающих докарельско-беломорский интрузивный цикл и знаменующих переход к субплатформенному режиму (карелия). Внешние контакты с теми же выступами фундамента, т. е. северный Нотозерско-Лоттинского и южный Пяозерского, также тектонические, но характеризуются одинаково малым раз-

нообразием (габбро-амфиболиты) и меньшим количеством приуроченных к ним интрузивных тел (см. рис. 34, 35).

К каждой из вышеупомянутых протогеосинклинальных зон приурочены карельские мульды: Имандра-Варзугская и на продолжении ее Печенгская, с одной стороны, Ветреного Пояса — Лехтинская и Шомбозерская и на их продолжении Кукасозерская и Куолаярвинская — с другой (см. рис. 35).

Далее в стороны от Беломорского антиклинория симметрично располагаются геоантиклинальные зоны, к началу карелия оформившиеся как горст-антиклинали. Например, Пурначский и Панойский горсты на Кольском полуострове, далее к северо-западу граничащие по поперечному разлому с Центральнокольской антиклинорной зоной, точнее со срединными массивами чарнокитов и гнейсовыми толщами, огибающими чарнокитовый массив с северо-востока; Центральнокарельское горстовое поднятие в Карелии, в составе которого также известны гиперстеновые гранодиориты и чарнокиты, а гнейсы огибают Пяозерскую глыбу соответственно с южной стороны. Если Пурначский и Панойский горсты окаймляются по тектоническим контактам приразломными телами габбро-анортозитового комплекса и поздними щелочными гранитами, частично бронирующими своды этих поднятий (так как в верхних структурных уровнях они размещаются вдоль контактов фундамента с докарельско-беломорскими толщами, являясь межформационными), то в карелии аналогичное положение занимают одновозрастные, богатые калием микроклиновые граниты так называемой «третьей группы». И те и другие пересекаются трещинными пегматоидными и гранофировыми гранитами.

Далее в стороны от Беломорского антиклинория соответственно располагаются Кейвская и Западно-Карельская (включая Приладожскую) обособленные синклинорные зоны, демонстрирующие особый тип разреза миогеосинклиналей. Обе зоны отделяются поперечными разломами от находящихся на их простирании Центральнокольской и Северо-Карельской зон, в строении которых также участвуют высокоглиноземистые толщи, но уже геоантиклинального типа разреза.

Наконец, на крайнем север-северо-востоке Кольского полуострова и запад-юго-западе Карелии располагаются внутренние окраины аналогичных массивов — Мурманского и Восточно-Финляндского. Они одинаково пересечены поперечными разрывами и в основном сложены древнейшими более или менее реоморфизованными гранитоидами нижнеархейского фундамента и интрудирующими их ранними гранитоидами верхнего архея. Среди гранитоидов фундамента в пределах Мурманского массива известны древнейшие чарнокитовые породы, которые, вероятно, будут обнаружены и в аналогичном Восточно-Финляндском массиве *. Однако характер сопряжения Кейвской и далее расположенной на ее простирании Центральнокольской зон с Мурманским массивом и Ладожской и далее Западно-Карельской зон с Восточно-Финляндским массивом различен. В первом случае контакт прямолинейный, тектонический, с образованием вдоль него характерного посторогенного докарельского комплекса интрузий. Во втором случае контакт не тектонический; между древнейшими гранитоидами фундамента и гнейсо-сланцевыми толщами докарелия внедрились синорогенные существенно межформационные гранитоиды, образовавшие широкие поля мигматитов по тем и другим.

Поперечными разрывами Западно-Карельская зона расчленена на отдельные блоки, с выходами гранитоидов в поднятых блоках, нарушивших прошлую непрерывность гнейсо-сланцевой толщи. В пределах

---

* Чарнокитовые породы описаны М. А. Корсаковой в 1973, 1974 гг.

блоков гнейсо-сланцевые толщи этой зоны в различной степени мигматизированы и гранитизированы и иногда представлены лишь разобщенными обрывками среди синорогенных (синскладчатых) гранитоидов. В некоторых случаях рисунок их выходов в плане напоминает глыбовые структуры (например, к западу от Янгозерской мульды), происхождение которых еще не выяснено. Такой же рисунок может быть обусловлен и образованием диапир-плутонов с неровной кровлей и куполовидных структур, гранитоидные ядра которых образованы в результате проплавления или гранитизации тех же гнейсовых толщ in situ.

Соответственно более или менее симметрично относительно Кандалакшского грабена в осевой части Беломорского антиклинория располагаются: 1) пояса каледонских ультраосновных и щелочных массивов (по разломам, ограничивающим Кандалакшский грабен и в стороны от него); 2) массивы среднепротерозойских ультраосновных и щелочных пород Гремяха — Вырмес и Елетьозеро; 3) аналогичные сопряженные докарельско-карельские структуры, нанизанные на зоны глубинных разломов (см. рис. 34), Имандра — Варзуга — Печенга, с одной стороны, и структуры Ветреного Пояса, Лехты, Шомбозера, Кукас и Куолаярви — с другой.

Все перечисленные структурные зоны, веерообразно расходящиеся к северо-западу и юго-востоку в обе стороны от Кандалакшского грабена (залива) в пределах доступной наблюдению площади (еще не скрытой под водами горла Белого моря на востоке Кольского полуострова, еще не погребенной под палеозойским чехлом на юге Карелии), обрываются соответственно парами глубинных разломов, идущих до поверхности Мохоровичича (пока это доказано геофизиками лишь для Онежского разлома), в каждом случае пересекающимися почти под прямыми углами. На востоке Кольского полуострова это Усть-Понойский разлом северо-западного простирания и разлом горла Белого моря северо-восточного простирания. Вдоль первого из них следует зона глыбовых структур и образуется Усть-Понойская сложная докарельско-карельская структура типа Печенги, в значительной части скрытая под водой, вдоль второго также образуется зона глыбовых структур (?) в северо-западном его крыле. Что происходит в юго-восточном крыле и есть ли там соответствующая структура оборванной Карельской мульды, пока неизвестно. На юге Карелии это система параллельных друг другу разломов Северо-Ладожского и Янисъярвинского и приблизительно перпендикулярного к ним Онежского. Вдоль них образуются зоны глыбовых структур (издавна описанные в Приладожье и еще не обнаруженные и не описанные в плохо обнаженной зоне Онега — Водлозеро или под иотнием) и сложные сопряженные структуры докарельско-карельского возраста, аналогичные Печенгской, — маленькая (глубокий эрозионный срез) Янисъярвинская и огромная Онежская (см. рис. 35).

Описанные геометрические закономерности в распределении аналогичных структурных зон докарелия Кольского полуострова и Карелии, конечно, не являются случайной игрой природы и прежде всего связаны с контурами древнейших массивов (областей сноса) и с размещением древнейших зон глубинных структурообразующих разломов, идущих до поверхности Мохоровичича: Печенгско-Варзугским и Восточно-Карельским, а также поперечными или косыми к ним парами таких же разломов на востоке Кольского полуострова и юге Карелии. Эти разломы разбили однородную гранитоидную кору в догеосинклинальный период на блоки, каждый из которых имел свою историю развития; обусловили распределение областей сноса и осадконакопления в раннем докембрии, заложение вдоль осевых их участков первых подвижных поясов с максимальной тектонической и магматической активностью; предопределили симметрию в расположении будущих структурно-фациальных зон в докарельско-кольско-беломорское и далее в карельское время. Более

поздние карельские наложенные тектонические движения приспосабливались к древним структурообразующим элементам.

В приведенной схеме (см. рис. 35) обращает внимание тот факт, что наиболее грубые отложения терригенного типа разреза геоантиклинальных зон, в первую очередь Беломорский антиклинорий, занимающий центральное положение в описываемом регионе, находятся на большом удалении от основных областей сноса — Мурманского и Восточно-Финского массивов. Согласно приводимой концепции распределения типов разреза докарельских толщ (см. рис. 4) следует предполагать в его ядре, в направлении воздымания оси антиклинория, т. е. на юго-востоке, под водами Белого моря и палеозойским чехлом Русской платформы (к юго-востоку от Архангельска), существование столь же обширной области сноса, сложенной нижнеархейскими массивами. Размыв этой области и обусловил отложение граувакковых и аркозовых осадков в ее периферийной части, впоследствии превращенных в беломорские гнейсы геоантиклинального типа разреза. Подобные же отложения в южной периферийной части Мурманского массива, во взброшенном крыле разлома (по северной границе с Кейвами), в значительной части были уничтожены размывом. В восточной периферийной части Восточно-Финского массива они есть; но здесь они сильно мигматизированы синорогенными гранитоидами, хотя и выделяются русскими геологами в виде мигматитов. В Финляндии они плащеобразно (в виде гофрированной кровли) образуют размытые участки кровли массива и не отделяются от него финскими геологами. Выявленные закономерности симметричного расположения типов разреза и структур докарельских толщ (включая кольско-беломорские), карельских (ятулийских) структур, магматических комплексов относительно структурообразующих разломов и контуров древнейших массивов позволят прогнозировать их распределение и в других аналогичных регионах.

С каждым типом разрезов, структур, магматических комплексов связан свой набор полезных ископаемых, закономерности распределения которых подчиняются закономерностям этих же факторов более крупного масштаба. Отсюда появится возможность прогнозирования полезных ископаемых.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МАГМАТИЗМА И ГЕОЛОГИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ

В докембрии Карело-Кольского региона в настоящее время насчитывается шесть разновозрастных осадочно-вулканических комплексов, установленных геологически и разделенных угловыми несогласиями и перерывами, и соответственно шесть тектоно-магматических циклов [52, 56]. Снизу вверх, согласно автору, это следующие циклы: саамский — нижнеархейский; беломорско-кольско-докарельский — верхнеархейский; карельский (как синоним ятулия); хогландский, иотнийский, гиперборейский (рифейский) — в рамках протерозоя. Палеозойские осадочные породы немного распространены лишь на Кольском полуострове, а изверженные породы этого возраста выделяются в 7-й каледонский цикл и 8-й герцинский. Они известны лишь на Кольском полуострове (табл. 6).

Супракрустальные комплексы нижнего архея настолько претерпели неоднократный ультраметаморфизм и гранитизацию, что распознаются как таковые лишь в виде реликтов неопределенного возраста A_1+A_2 и картируются только в пределах мигматитов или гранитоидов фундамента.

СААМСКИЙ ЦИКЛ

К древнейшему саамскому магматическому циклу, входящему в фундамент для беломорско-кольско-докарельских протогеосинклинальных толщ, следует относить: 1) древнейшие гранитоиды (гнейсо-граниты) срединных массивов фундамента, более или менее сильно переработанные и реоморфизованные в более поздние эпохи и так, что их обычно трудно отделить от верхнеархейских (их мигматизирующих и *гранитизирующих) гранитоидов (соответственно* цифры изотопного возраста дают очень большой разброс; древнейшие значения возраста этой формации гранодиоритов 3060—2290 млн. лет); 2) породы чарнокитового комплекса с абсолютным возрастом 2590—2300 млн. лет (K — Ar-метод) центральной части Кольского полуострова [18, 19]; 3) гранулитовый комплекс юго-запада Кольского полуострова и Кандалакши (Колвицкий массив), по данным геохронологии характеризующийся цифрами 3500—2680 *млн. лет* (K — Ar-метод).

Магматические породы фундамента, так же как и суперкрустальные, довольно резко отличаются по степени метаморфизма от пород верхних структурных этажей, представляя собой или ультраметаморфиты или породы гранулитовой фации метаморфизма. Поэтому совершенно неожиданным явилось сенсационное сообщение К. Д. Беляева (доклад, прочитанный на петрографическом совещании 1968 г. в Апатитах) *о том, что «...основные гранулиты в большой степени являются не* ортопородами, как привыкли думать ранее, а слоистыми первично вулканогенно-осадочными и что их, по-видимому, следует относить к вы-

шележащему структурному этажу тундровой серии (докарелию)». По В. А. Перевозчиковой, эти породы гранулитовой фации метаморфизма подстилаются беломорскими гнейсами амфиболитовой фации метаморфизма, залегая в ядрах синклинорных структур, что представляет собой парадоксальное явление; какого бы происхождения ни были породы гранулитового комплекса, они рассматриваются нами как срединный массив фундамента, ограниченный по первично тектоническим контактам трещинными интрузиями габбро-норит-анортозитового комплекса и щелочных гранитов.

БЕЛОМОРСКО-КОЛЬСКО-ДОКАРЕЛЬСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Беломорский комплекс и соответствующий ему магматический цикл на территории Карелии имеет гораздо большее распространение, чем это было принято считать до сих пор. Но в Беломорье он на большой территории изолирован от других комплексов; там же, где он сочетается с другими возрастными группами, обычно не распознается как таковой и причисляется вместе с сопровождающими его магматическими породами к другим возрастным подразделениям (например, в центральной и северной частях Кольского полуострова, в районе Приладожья и к северу от него, в районе Западной Карелии, Куолаярви и др.).

В настоящее время целесообразно считать беломорские гнейсовые толщи одновозрастными с докарельскими, так как нигде несогласие между ними не доказано, цифры изотопного возраста дают постепенный ряд между ними в пределах одного интервала и они разделяются скорее по установленной традиции, чем на основании геологических фактов. Соответственно очень сходные беломорский, кольский и докарельский тектоно-магматические циклы должны слиться, как это явствует из сравнения магматических формаций, приведенных для каждой из них в табл. 7. Однако, если принять во внимание количественные соотношения комплексов пород в каждом из них (гранитоидный магматизм приурочен преимущественно к первым двум, ранний офиолитовый — преимущественно к последнему, как это и должно быть согласно их разному положению в различных структурно-фациальных зонах единой геосинклинальной системы), их нельзя считать абсолютно тождественными. Поскольку вопрос об их одновозрастности впервые был поставлен нами на стратиграфическом совещании по Балтийскому щиту в 1967 г. и до сих пор является дискуссионным, в табл. 7 докарельский магматический цикл пока поставлен выше беломорско-кольского, но из нее же следует их вовсе не случайное подобие.

Магматические комплексы, в частности гранитоиды Карелии, Беломорья и Кольского полуострова, описаны многими авторами [32, 72—75, 79, 192, 193], гранитоидам посвящены монографии [74, 75, 261] и сборники, поэтому их специального описания здесь не дано. Одновозрастные и сходные с ними собственно докарельские комплексы, в частности ранние (за исключением гранитоидов), кратко рассмотрим.

Синорогенные (синскладчатые) гранитоиды существенно микроклинового состава, так же как и аналогичные им по возрасту и формам залегания щелочные граниты Кольского полуострова, автор [60, 61] считает в основном межформационными, размещающимися вдоль поверхностей несогласия и последующего срыва (при складчатости) между нижнеархейским фундаментом и верхнеархейскими протогеосинклинальными толщами, мигматизирующими и те и другие. В нижнем ярусе они «одевают рубашкой» глыбы фундамента, формируя часто кровлю этих глыб. При размыве их свода при наличии эрозионных останцов кровли на карте создается пестрая картина в распределении

Магматические комплексы докембрия Карело-

Возраст		Тектонический режим	Тип складчатости / Структуры вмещающих пород		Этапы
Палеозой	Герцинский	Стабилизированный платформенный	Грабены с пологолежащими комплексами Д + С		
	Каледонский				
Верхний протерозой	Рифей	Платформенный			
Средний протерозой	Верхний иотний		Грабены с пологозалегающими осадочно-вулканогенными толщами		
	Нижний иотний		Платформенная	Синеклизы, облекания, флексуры	Ранний
	Хогландий	Начальный геосинклинальный, незавершенный	Неполная, слабая	Простые, пологие брахискладки, мульды	Ранний
Нижний протерозой	Карелий-ятулий	Субплатформенный, подвижная платформа (эпиплатформенный ороген)	Конседиментационная (глыбовая, промежуточная)	Мульды, коробчатые, гребневидные, флексурные складки	Поздний
					Ранний
Верхний архей	Докарелий	Протогеосинклинальный, завершенный	Геосинклинальная (полная, линейная)	Изоклинальные складки срыва	Посторогенный
					Позднеорогенный

Таблица 6

Кольского региона (по М. А. Гиляровой, 1966 г.)

Магматические формации		Абсолютный возраст, млн. лет	Формы залегания магматических пород
Щелочная		280—303	Многофазные кольцевые, конические интрузии центрального типа
Щелочных, ультраосновных пород с карбонатитами		380—428	Малые центральные многофазные интрузии
Трапповая		1000—1200	Комплекс секущих и пластовых долеритовых даек Мурманского блока, Терского берега
Андезито-базальтовая		1200	Потоки, покровы, пирокласты Салми (Приладожье)
Трапповая (толеит-базальтовая)		1550	Силлы, дайки, покровы
Рапакиви		1620—1640	
Офиолитовая	Гипербазитовая	1800—2000 (?)	Силлы, лакколиты, малые интрузии
	Спилитовая		Покровы, потоки, шаровые лавы, пласты (пирокластолиты)
Габбро-щелочная		1670—1650	Малые субвулканы (конические)
Трапповая, с чертами унаследованной геосинклинальной			Силлы, дайки, реже потоки, покровы
Габбро-гранитные: порфировидных, пегматоидных гранитов (с опаловидным кварцем)		1760—1720	Трещинные интрузии, штоки (гипабиссальные)
Щелочных гранитов		1680	Трещинные интрузии
Габбро-перидотитовая и габбро-анортозитовая		2500—2600	Трещинные с преобразованной камерой многофазные интрузии

Возраст		Тектонический режим	Тип складчатости и Структуры вмещающих пород		Этапы
Верхний архей	Докарелий	Протогеосинклинальный, завершенный	Геосинклинальная (полная, линейная)	Изоклинальные складки срыва	Синорогенный
					Раннеорогенный
					Доорогенный
	Беломорско-кольский комплекс		Глыбовые и куполовидные структуры	Геосинклинальная (полная, линейная) Складки течения	Посторогенный
					Позднеорогенный
					Синорогенный
					Раннеорогенный
					Доорогенный
Нижний архей (фундамент)		Догеосинклинальный		Глыбово-складчатые	

Примечания: 1. Беломорский и докарельский магматические комплексы, как видно, тождественны (по набору формаций, хотя отличаются количественными их соотношениями) и должны быть объединены. В таблице даются раздельно, так как этот вопрос находится в стадии дискуссии. 2. Цифры абсолютного возраста получены К—Ar-методом (Ин-т геохронологии и геологии докембрия).

Магматические формации			Абсолютный возраст, млн. лет	Формы залегания магматических пород
Гранитоидная (мигматитобразующая)			1840—1760	Мигма и диапир-плутоны, батолиты
Плагиогранит-диоритовая			1930—1860	Штоки, межформационные тела
Офиолитовая		Ультрабазитовая (интрузивная)		Факолиты
		Ультрабазитовая, спилитовая, кератофировая	2035—1985 1950	Покровы, силлы, пласты пирокластов
Габбро-гранитная		Порфировидных, рапакивиобразных гранитов	1780—1860	Трещинные интрузии
		Пегматоидных (с голубым Q) гранитов, гранофировых. Щелочных гранитов	1680	Трещинные интрузии, межформационные, диапир-плутоны
		Габбро-перидотитовая		Штоки, дайки, факолиты
Гранитоидная мигматитобразующая			2100—1850	Неопределенная, батолиты
Офиолитовая		Диоритовая ультрабазитовая (друзиты)	1080—1920	Блокированные тела (силлы, дайки)
		Спилитовая (амфиболовые сланцы). Кератофировая	1820—1850	
Плагиогранит-диоритовая (гранулитовой фации)			3620—2700	Батолиты
Чарнокитовая (гранулитовой фации)			3200—2400	Штоки, батолиты
Габбровая, базальтовая (гранатовые ортоамфиболиты, эклогиты и ортогнейсы гранулитовой фации)			3600—2200 2900	Пластовые тела, потоки, покровы (?)

древнейших гранитоидов, верхнеархейских гранитоидов и их мигматитов. Отсюда многие авторы отрицают вообще существование древних глыб и глыбовых структур, окаймленных докарельскими толщами (например, в Приладожье, Печенге, Восточно-Карельской зоне), принимая их во всем объеме за тела более молодых гранитоидов на основании того, что в срединных частях глыб настоящего эрозионного среза наблюдаются верхнеархейские гранитоиды, образующие отчетливые интрузивные контакты и мигматиты с докарельскими толщами, и упуская, что они все вместе формируют лишь крышу или оболочку вокруг глыб нижнеархейского фундамента. В верхнем докарельском структурном ярусе (докарелий + беломорские и кольские гнейсы), играя роль пластичной прокладки, синорогенные гранитоидные расплавы облегчают складчатый процесс и сами участвуют в складчатости, образуя диапир-плутоны (см. рис. 11). Отсюда понятны всегда конкордантные гармоничные и конформные контакты между ними, на которые автор неоднократно обращал внимание исследователей. Понятны также оболочки синорогенных микроклиновых гранитоидов вокруг размытых глыб на границе их с докарельскими складчатыми толщами, которые правильно картировались и изображались на схемах (см. рис. 13, 42 и др.) еще в 1945—1946 гг. без всякой предвзятой мысли о той или иной форме их залегания в Койкарском и других районах. Автор не смог отразить в должной мере эту закономерность на всей площади региона в схематической карте (см. рис. 34) из-за мелкого масштаба (например, в Печенге) или потому, что, сводя чужие материалы, не всегда понимал, как это следует сделать в каждом конкретном случае. Широкие поля синорогенных гранитоидов, изображенные другими исследователями, например, в Западно-Карельской зоне, являются крышей глыб фундамента, в ядрах которых, несомненно, выходят гранитоиды фундамента, от них еще не отделенные, подобно тому, как это изображено на той же карте для Койкарской глыбы.

Докарельский тектоно-магматический цикл связан с геосинклинальными прогибами позднеархейского возраста [53], осевые части которых закладывались по зонам глубинных разломов и отмечены линейным расположением интрузивно-эффузивных пород офиолитовой формации [41, 42], позже названной спилит-кератофировой [111, 118]. Второе наименование, хотя и менее удачное, вошло в литературу более прочно. Все породы офиолитовой формации пересекаются диоритовыми раннеорогенными интрузиями (полевошпатовыми ортоамфиболитами) и вместе с ними гранитами: ранними существенно олигоклазовыми и поздними плагиомикроклиновыми.

После становления позднеорогенных мигматитобразующих гранитоидов происходило образование позднеорогенных трещинных интрузий габбро-перидотит-анортозитовой формации, в свою очередь пересеченных интрузиями порфировидных, гранофировых и микропегматитовых (Д. К. Ловицкий и Э. В. Мурова, 1955 г.; Н. А. Егорова, 1949 г.; З. А. Бурцева, 1955 г.) позднеорогенных гранитов, завершающих докарельский тектоно-магматический цикл. На Кольском полуострове к тому же циклу, как это было изложено ранее (вопреки общепринятому мнению об их карельском возрасте), относятся щелочные граниты, которые воздействуют на породы габбро-перидотит-анортозитовой формации (Федорова тундра, Панские высоты и т. д.) и вместе с ними пересекаются пегматоидными и порфировидными гранитами. Необычайная последовательность гранитоиды — базиты — гранитоиды одного и того же тектоно-магматического цикла, может быть, объясняется тем, что последние являются посторогенными и знаменуют переход к платформенному режиму, до пенепленизации и начала отложения карелия.

Офиолитовый комплекс. К офиолитовой доорогенной формации относятся интенсивно складчатые, метаморфизованные эффузивы, их пи-

рокластолиты кислого, основного и в меньшей степени ультраосновного состава и их интрузивные (преимущественно гипабиссальные) аналоги, представленные малыми телами измененных базитов и гипербазитов типа факолитов, силлами и малыми интрузивными телами метаморфизованных габбро-диабазов, кварцевых порфиров и кератофиров. Перечисленные разновидности генетически и пространственно тесно ассоциируют друг с другом, четко обрисовывая эвгеосинклинальные зоны в Восточно-Финляндском, Западно-Карельском, Восточно-Карельском и Северо-Карельском подвижных поясах к Карелии и в Имандра-Варзугском и Печенгском поясах на Кольском полуострове.

Кислые эффузивы кератофировой формации и главным образом их широко распространенные пирокластолиты ассоциируют преимущественно с филлитовидной толщей докарелия, образуя согласные маломощные прослои, не всегда четко отграниченные от осадочных горизонтов как из-за первичного смешения осадочного и туфогенного материала, так и за счет последующего регионального метаморфизма и рассланцевания, стирающих границы между ними. Именно поэтому считалось до сих пор, что пирокластолиты кислых эффузивов не имеют широкого распространения в Карелии. Обычно они картировались вместе с филлитовидной толщей. При внимательном изучении, однако, обнаруживаются порфироиды, порфиритоиды, туфогены и в единичных случаях туфобрекчии, всегда рассланцованные и дающие переходы к различным кристаллическим сланцам и гнейсо-сланцам существенно кварц-альбит-серицитового (или слюдистого) состава. Подобные образования, подчиненные филлитовидной толще, были описаны в районе Центральной и Восточной Карелии [42—44, 45, 47], в Западной Карелии [219] и на Кольском полуострове (в составе арваренчской, лебяжинской, панареченской, вороньеозерской свит СЗТГУ, которые отвечают различным подразделениям филлитовидной толщи М. А. Гиляровой). Их наиболее метаморфизованные туфогенные разновидности по петрографическому и химическому составу сходны с широко распространенными натровыми лептитами Швеции и Финляндии и соответствуют некоторым из кислых гранулитов Беломорья. Наиболее кислые их разновидности являются по химическому составу аналогами плагиогранитов, отличаются от них повышенным содержанием щелочей, особенно натрия (см. векторную диаграмму, составленную М. М. Стенарем для района Большозера Западной Карелии) и бедностью кальцием.

Основные эффузивы спилитовой формации широко распространены в Карелии, маркируя осевые части геосинклинальных систем (верхняя зеленокаменная толща); в общей сложности достигают мощности до 2 км и более и обладают однообразием состава, насколько можно судить по измененной метаморфизмом их зеленосланцевой фации. В то же время они характеризуются разнообразием структурных разновидностей. Зеленокаменные породы согласно и интенсивно дислоцированы с вмещающими их докарельскими толщами и имеют широкий размах в степени метаморфизма.

Трещинные излияния покровов, их туфы и туфогены, туфобрекчии, лавобрекчии, в которых сохраняются вулканические бомбы с поверхностью хлебной корки и сварившимися краями (рис. 44—47), хорошо или с трудом распознающиеся расплющенные шаровые лавы, частично переслаиваются с филлитовидной толщей и подчиненными ей кислыми эффузивами, но в основном залегают непосредственно ниже (нижняя зеленокаменная толща) и выше (верхняя зеленокаменная толща) филлитовидной, отделяясь от нее переходными туфогенно-мергелистыми и туфогенно-песчанистыми горизонтами, превращенными в слоистые параамфиболиты, часто с порфиробластами граната. Нижняя зеленокаменная толща отличается большей степенью метаморфизма, слагает верхнюю половину толщи сланцеватых амфиболитов и залегает в крыльях

синклинорных структур; верхняя зеленокаменная менее метаморфизована (зеленосланцевая фация) и залегает в ядрах тех же структур. В свою очередь, в зеленокаменных толщах наблюдаются маломощные прослои осадочных пород: кремнистых, кварцитовых, филлитовидных,

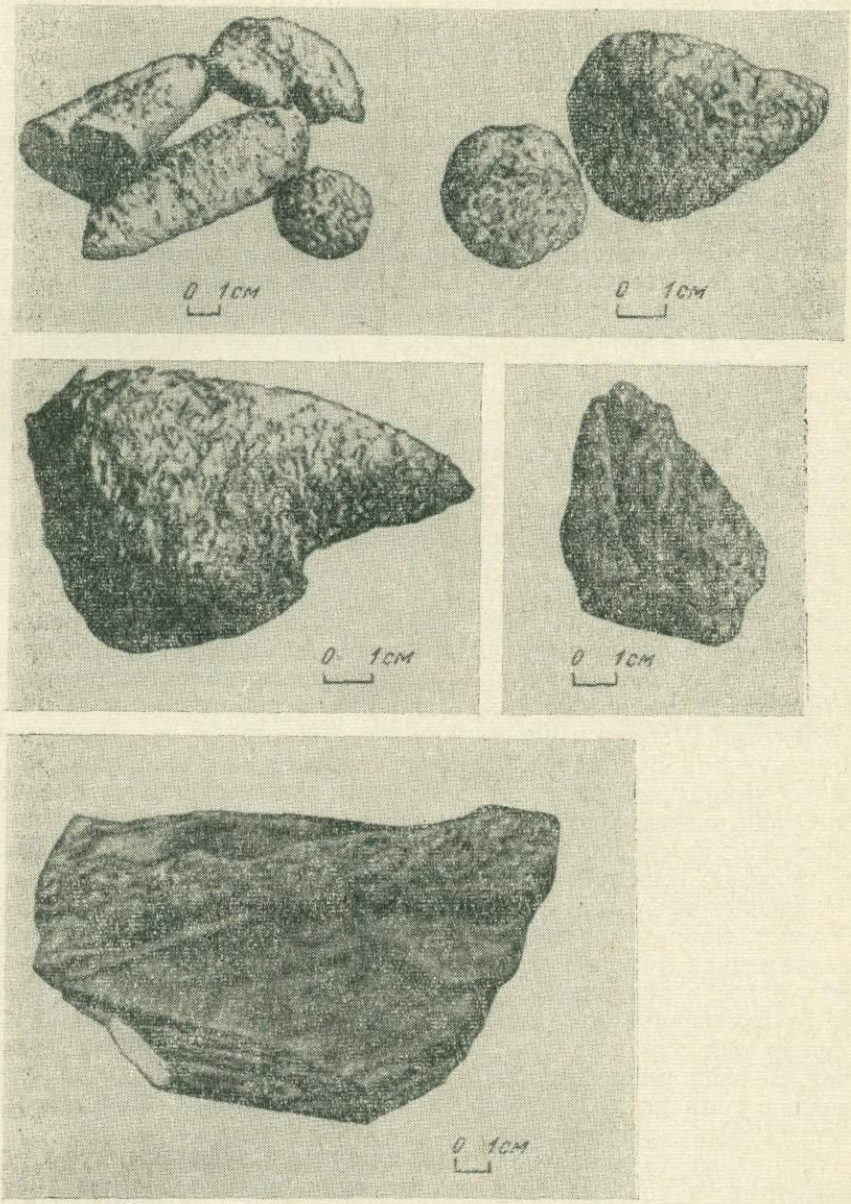


Рис. 44. Вулканические бомбы из туфогенных сланцев с поверхностью хлебной корки. Надвоицкий район.

известковистых сланцев, которые указывают на подводный характер излияний.

По минералогическому и химическому составу эффузивы верхней зеленокаменной толщи относятся к спилитам. В основном они представляют собой рассланцованные тонкозернистые, часто миндалевидные афанитовые породы, существенно альбит-актинолитового состава,



Рис. 45. Ячеистая поверхность туфогенных сланцев с пустыми гнездами от выпавших бомб. Надвоицкий район.

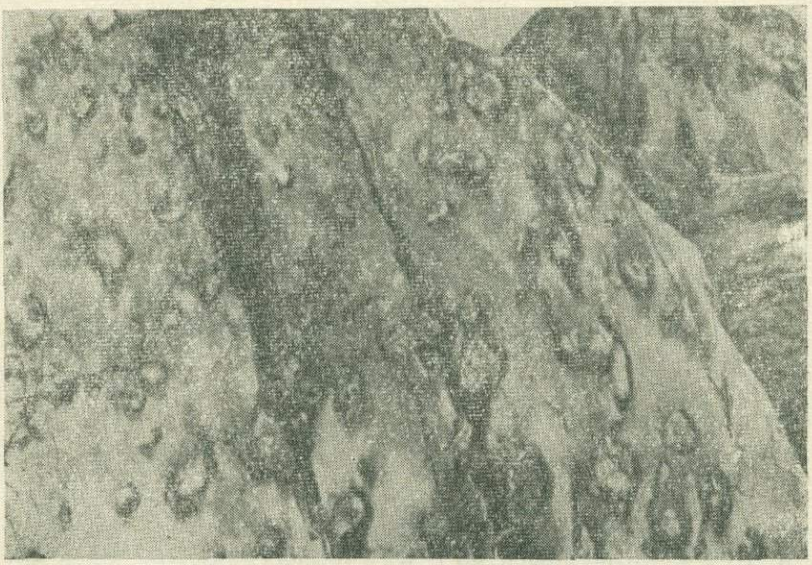


Рис. 46. Миндалевидные афанитовые лавы с бомбами. Надвоицкий район.

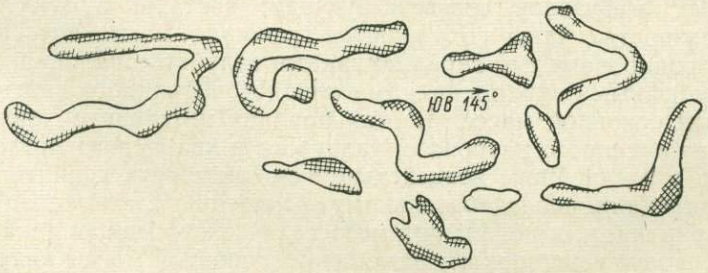


Рис. 47. Туфогенные сланцы с закрученными «змеевидными» бомбами. Надвоицкий район.

иногда с мелкими и редкими вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза. Изредка в них сохраняется реликтовая вариолитовая структура. Ни пироксен, ни основной плагиоклаз никогда не наблюдались в этих породах даже в качестве реликтов. Докарельские спилиты имеют широкий размах в степени регионального метаморфизма — от фации зеленых сланцев к амфиболитовой и даже гранулитовой фации (нижняя зеленокаменная толща), а в условиях позднейшего метасоматоза и гранитизации переходят в разнообразные кварцсодержащие кристаллические сланцы с многочисленными прослоями вторичных метасоматических кварцитов от долей миллиметра до десятков метров мощности, образующихся параллельно сланцеватости [61]. Их зеленосланцевые разности, метаморфизованные в условиях изохимического метаморфизма, обнаруживают повышенное содержание натрия и кальция. Последний входит в состав карбонатов и минералов эпидотовой группы.

Как в филлитовидной, так и в нижней зеленокаменной толщах наблюдаются ультраосновные маломощные пластовой формы эффузивы, превращенные в сланцы, состоящие из различных комбинаций следующих породообразующих минералов, находящихся в различных количественных соотношениях: антигорита, тремолита, актинолита, талька, хлорита, карбоната. Среди них интересны почти мономинеральные тонкозернистые породы, состоящие из войлока, тончайших игл и волокон актинолита, с хорошо сохранившейся текстурой вулканической брекчии. Практическое значение имеют месторождения горшечного камня, приуроченные к метаморфизованным гипербазитам южного побережья Сегозера, зоны Орехозеро — Кумчозеро (Центральная Карелия) и пр. В менее измененных их разностях наблюдается реликтовая порфиритовая структура и определяется их происхождение за счет пикритов [82, 52].

Все докарельские осадочно-вулканогенные толщи начальных этапов развития докарельских геосинклиналей пересекаются генетически и пространственно ассоциирующими с ними раннеорогенными интрузиями: 1) малыми интрузиями наиболее распространенных габбро-диабазов, превращенных в «амфиболиты по габбро-диабазам» с реликтами габбровой структуры и реликтами идиоморфных широкотаблитчатых кристаллов плагиоклаза, нацело замещенного агрегатом кварца, альбита и минералов эпидотовой группы; в ряде случаев удавалось проследить, что они представляют собой будинированные силлы; 2) малыми интрузиями гипербазитов (типа факолитов), нацело серпентинизированных или превращенных в разнообразные сланцы и породы типа горшечного камня, которые наблюдались в Койкарах, Мяндуселькге, Орехозеро — Семчозеро, в докарельской зоне структур Печенги и Иманд-ра — Варзуги и пр.; 3) пироксенитами, нацело или почти нацело превращенными в мономинеральные амфиболиты (западное побережье Сегозера, р. Лужма, Койкары и пр.); 4) гипабиссальными более крупными интрузиями кварцевых порфиров и кератофиров, широко распространенных в Центральной и Северо-Западной Карелии. В отличие от доорогенных эффузивов соответствующего состава, в этих гипабиссальных разностях чаще сохраняются первично магматические структуры с корродированными вкрапленниками голубого опаловидного кварца с идиоморфными вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза в фельзитовой основной массе. В этих породах интенсивно проявляются процессы наложенного натрового, калиевого и кварцевого метасоматоза, связанного с позднейшим воздействием синорогенных гранитов [47, 50, 223], и тенденция к последовательному замещению плагиоклаза ортоклазом и микроклином, к появлению мезостатического микроклина в основной массе, а затем к широкому замещению основной массы кварцем.

В зависимости от этого (в химическом составе этой группы пород, в общем богатой щелочами) обнаруживается тенденция к изменению

отношения $Na_2O : K_2O$ и увеличению SiO_2 от разностей, обогащенных натрием, полностью отвечающим химизму типичных кератофиров, к разностям, где количество калия уравнивается или превышает количество натрия и соответственно уменьшается сумма окислов железа и магния за счет их выноса в условиях силицификации. В ряде случаев эти кварцевые порфиры и кератофиры являются сильно осланцованными и переходят в сланцы и гнейсо-сланцы. Породы кератофир-спилитового ряда и вмещающая их толща филлитовидных сланцев содержат богатые месторождения серноколчеданных руд метасоматического происхождения, связанных с воздействием несущих оруденение микроклиновых гранитов (Г. О. Кульбах, 1963 г.; Л. Н. Потрубович, 1956 г.) или кварцевых порфиров (Т. В. Билибина, 1957, 1958 гг.). В последние годы появились работы, связывающие образование сульфидных месторождений с метаморфогенным процессом [227].

Диоритовый комплекс. Диориты, габбро-диориты и гранодиориты связаны с краевыми разломами, ограничивающими прогибающиеся геосинклинальные системы докарелия или их внутренние эвгеосинклинальные участки. Они пересекают осадочно-вулканогенные породы офиолитовой формации, содержат их многочисленные ксенолиты и вместе с ними пересекаются, мигматизируются и гранитизируются синорогенными микроклиновыми гранитами докарелия. Диоритовые породы, под влиянием регионального метаморфизма измененные в полевошпатовые амфиболиты, при воздействии на них микроклиновых гранитов, последовательно дают переходы в кварц-полевошпатовые амфиболиты, амфиболовые и биотитовые гнейсо-граниты, а также образуют ряды гибридных пород и мигматитов. С другой стороны, некоторые из них через гранодиориты связываются с плагиогранитами и являются их дифференциатами.

К сожалению, в различных районах Карело-Кольского региона этот комплекс диоритовых пород называется различно, вне зависимости от их генезиса (диориты, полевошпатовые амфиболиты, кварц-полевошпатовые амфиболиты), и относится к различным возрастным группам [30, 31]. По происхождению среди них следовало бы выделить 3 группы:

1. Диориты, которые правильнее было бы называть полевошпатовыми амфиболитами с наиболее однородным и постоянным составом: амфибол-андезин (или олигоклаз-андезин). Они являются продуктами регионального метаморфизма крупных массивов габбро-диоритовых и диоритовых пород, дающих резкие контакты с вмещающими супракрустальными толщами докарелия и их ксенолитами (диориты Чалки, Койкар, Северного Приладожья и пр.).

2. «Диориты», которые представляют собой гибридные породы, мигматиты и анатектиты синорогенных гранитов по докарельским осадочно-вулканогенным (обычно зеленокаменным или параамфиболитовым) толщам. Они содержат реликты последних, не имеют резких контактов с ними и образуются или на больших площадях по канве докарельских образований, или только по контактам с последними.

3. Диориты, которые являются дифференциатами гранитной магмы, связаны постепенными переходами с плагиогранитами и образовались, вероятно, в результате ассимиляции докарельских толщ на глубине гранитной магмой при ее перемещении в верхние уровни земной коры и последующего ее расщепления, например Таваярвинский массив в Северо-Западной Карелии [31].

В зависимости от происхождения и характера изменения химический состав магматических диоритов меняется в широких пределах, в общем отличаясь от средних анализов диоритов и гранодиоритов несколько повышенным содержанием глинозема и натрия и пониженным содержанием окислов магния и кальция. По Г. О. Глебовой-Кульбах

[74], с этими породами связаны гидротермально-метасоматические месторождения серного колчедана и рудопроявления молибдена (Пяявара, Ялонвара).

Все описанные доорогенные и раннеорогенные эффузивы и интрузивы офиолитовой формации, пересеченные раннеорогенными породами диоритовой формации, интенсивно участвовали в складчатости докарелия, обычно рассланцованы, часто будинированы (пластовые тела амфиболитов) и в различных зонах известны в разных метаморфических фациях [223, 224, 226, 47, 61] — от зеленосланцевой до амфиболитовой и даже гранулитовой. В ряде случаев, в условиях изохимического регионального метаморфизма наблюдались все переходы от пород, обладающих реликтами первично магматических структур и текстур, к: 1) амфиболитам, порфиробластическим и гранатовым амфиболитам, 2) порфироидам и далее очковым гнейсо-сланцам, сланцам с гранатом и хлоритоидом, глаукофаном, гнейсам, кислым гранулитам.

Все породы докарелия пересекаются и мигматизируются гранитами и в условиях аддитивного метаморфизма переходят во все более кислые: 1) амфибол-биотитовые и биотитовые сланцы в сланцы с порфиробластами биотита и альбита, гнейсы, гранито-гнейсы; 2) биотитовые и мусковитовые сланцы и гнейсо-сланцы с порфиробластами альбита, мезостатическим микроклином к гнейсам, гранито-гнейсам.

Как в первично основных, так и в первично кислых разновидностях в условиях гранитизации возникают по сланцеватости последовательно увеличивающиеся в числе и мощности прослои метасоматических кварцитов, описанных в ряде работ [57—61], например для районов Надвоицы — Парандово, Печенга, Имандра — Варзуга [68].

Этот комплекс детально исследовали в Северной, Восточной и Южной Карелии многие геологи СЗТГУ, материалы которых обобщили В. И. Шмыгалев и Н. А. Волотовская [32]. В Юго-Западной Карелии, в районе Приладожья, комплекс базитов Приладожья, кроме того, изучался Г. М. Саранчиной в 1948, 1949 гг. и Т. В. Перекалиной в 1953 г. Магматического происхождения чарнокитоподобные гиперстеновые диориты того же возраста, т. е. секущие докарельско-кольско-беломорские толщи и в свою очередь пересеченные позднеорогенными микроклиновыми гранитами, известны во многих районах Карелии, например в Приладожье, по Г. М. Саранчиной [192, 193], в районе Топозера, по К. А. Шуркину, Ю. Д. Пушкареву [177], В. А. Шемякину (1968 г.), и др.

Габбро-перидотитовый позднеорогенный комплекс. Этот комплекс приурочен к поздним разломам, ограничивающим поднимающиеся складчатые сооружения докарелид. Недифференцированные интрузии лабрадоровых габбро-диабазов и расслоенные интрузии этого комплекса габбро-норит-перидотит-анортозитового состава пересекают уже дислоцированные докарельские толщи, содержат их складчатые ксенолиты иногда до первых километров в поперечнике, характеризуются линейным простиранием на десятки и сотни километров, являются пограничными между различными структурно-фациальными зонами докарельско-беломорско-кольских геосинклиналей или между срединными массивами фундамента и теми же геосинклинальными толщами.

Наиболее мощные и протяженные пояса этих интрузий приурочены к Кольскому полуострову и Северной Карелии: 1) пояса интрузий вокруг гранулитовых блоков юго-запада Кольского полуострова и Кандалакшской губы; 2) пояс Чуна — Монча — Волчьи тундры, известный под названием «габбро Главного хребта»; его продолжением, по-видимому, является Умбореченская интрузия, разделяющая беломорские и докарельские толщи; 3) пояс прерывистых протяженных интрузий, ограничивающих с севера структуру Колмозеро — Воронье — Кейвы и отделяющих ее от Мурманского массива; 4) почти непрерывный пояс

интрузий, ограничивающих с севера структуру Имандра — Варзуга, на границе ее с Понойским и Пурначским блоками (Федорова тундра, Панские высоты), протянутый нами до восточного окончания структуры; 5) Канозерская, Ондомская и Пялицкая интрузии, расположенные приблизительно по границе различных типов разреза беломорско-кольско-докарельских толщ. Наиболее мощный габбро-перидотитовый пояс в Карелии протягивается на расстояние более 100 км в субширотном (восток-северо-восточном) направлении от оз. Панаярви (Оланга) — Кукасозеро — к северо-восточному берегу Тикшозера. По-видимому, к этой же группе следует отнести малые так называемые «постладожские» базиты и гипербазиты Приладожья, может быть гипербазиты Суриярви и Гайколя (?).

Возрастное положение этого комплекса определяется тем, что он пересекает синорогенные микроклиновые граниты докарелия или их мигматиты и в свою очередь пересекается щелочными и пегматоидными гранитами Кольского полуострова, посторогенными микропегматитовыми и порфировидными гранитами Нуорунен, Корманка и Бычанский в Северной Карелии и так называемыми постладожскими гранитами в Приладожье. Кроме того, в Северной Карелии ультрабазиты секутся телами карельских габбро-диабазов.

В отличие от ранних базитов и гипербазитов офиолитовой формации докарелия базиты и гипербазиты этого комплекса, малоизмененные, нерассланцованные, обладают первично магматическими текстурами, структурами и минералогическим составом с сохранностью оливина, моноклинного и ромбического пироксенов, основного плагиоклаза, лабрадора и часто являются первично расслоенными, с хорошо выраженными трахитоидными текстурами. Среди них следует выделять предшествующие гипербазитам недифференцированные лабрадор-пироксеновые, часто с оливином, интрузии габбро и габбродиабазов и дифференцированные расслоенные интрузии базитов, гипербазитов, анортозитов.

Диабазы и габбро-диабазы образуют довольно мощные, крупные, до десятков километров в длину, интрузии в фундаменте, а в верхних структурных уровнях часто размещаются по контактам и плоскостям несогласий между гнейсо-гранитовым фундаментом и докарельско-беломорскими толщами или между этими последними на границе различных структурно-фациальных зон. В зоне Панаярви Северной Карелии габбро-диабазы описываемой группы сосредоточены по южной границе (или близ нее) структуры Куолаярви — Панаярви в виде цепочки вытянутых в субширотном направлении тел. Установлено, что ультрабазиты массива Ципринга пересекают описываемую группу лабрадор-пироксеновых габбро-диабазов, и сами пересекаются гранофировыми гранитами и жилами альбит-актинолитовых габбро-диабазов карелия [32]. Аналогичное структурное и стратиграфическое положение занимает Умбореченская и другие интрузии того же состава, расположенные по южному борту структуры Имандра — Варзуга.

Ультрабазиты Карелии образуют обычно малые тела (0,1—11—15 км по длинной оси), которые одними исследователями рассматриваются как однофазные дифференцированные in situ в результате гравитационной кристаллизационной дифференциации и другими — как сложные многофазные интрузии. Особенно острая дискуссия по этому поводу развернулась в отношении гипербазитов Северной Карелии. Расслоенные ритмично дифференцированные интрузии Северной Карелии слагаются трахитоидными оливинитами и перидотитами в лежачем боку и габбро-норитами, габбро-лабрадоритами, габбро-пегматитами, иногда троктолитами — в висячем.

Несколько более кислый комплекс базитов и гипербазитов Приладожья сложен многофазными телами: метапироксенитами, эвкритами,

метагаббро, габбро-норитами, габбро-диоритами и гнейсо-диоритами, реже габбро-монцонитами и магнетитами. Возможно, некоторые из них (за исключением массивов Кааламо, Велимяки, Мякисало и Марттинан-сари) следует отнести к группе блокированных бескорневых раннеорогенных офиолитов. В этом случае докарельские интрузии Приладожья разделились бы на 2 группы ранне- и позднеорогенных соответственно друзитам Беломорья (К. А. Шуркин, 1964 г.), гипербазитам Северной Карелии. Предположительно к посторогенным относятся нами массивы также расслоенных однофазных гипербазитов Хаутовары, Суриярви (Хюрсюля) в Юго-Западной Карелии и Гайколя в Восточной Карелии. Ультрабазиты описываемой группы обычно несут рудопроявления меди, никеля и кобальта.

По химическому составу перидотиты и габбро-нориты Северной Карелии почти не отличаются от средних анализов соответствующих пород, приводимых Г. Розенбушем, за исключением того, что в перидотитах содержится несколько меньшее количество CaO и суммы ($Fe + Fe_2O_3$), а в габбро-норитах меньше глинозема и CaO и больше MgO и FeO, что свидетельствует о меньшем содержании плагиоклаза и большем оливина в габбро-норитах Северной Карелии.

На Кольском полуострове к описываемому комплексу относятся линейно вытянутые на протяжении десятков и сотен километров вдоль пограничных разломов тела, преимущественно распределенные на стыке между беломорско-кольскими геоантиклиналями и докарельскими синклинальными структурными зонами (например, в структуре Имандра — Варзуга) или между срединными массивами основания и беломорско-кольско-докарельскими толщами (например, вдоль северного контакта зоны Воронья — Колмозеро — Кейвы). Вопреки господствующему мнению об их посткарельском возрасте, автор относит их к посторогенным (постскладчатым) докарельским интрузиям (см. структуры Имандра-Варзуга [68] и раздел «Тектонические разломы»).

Расслоенные интрузии базитов и ультрабазитов обычно наклонные, с падением полосчатости 20—45° (редко 80°) в южные румбы в субширотных линейных интрузиях; на восток, реже запад (Цагинский массив), в меридиональных. Они представлены многофазными внедрениями (с интрузивными контактами между собой), дифференцированными на глубине (причем более поздние являются более основными); дифференциация завершалась in situ в направлении от ультраосновных — основных к кислым породам, вплоть до образования габбро-пегматитов.

Никеленосные основные и ультраосновные интрузии самой молодой фазы (Мончегорский район) занимают секущее положение относительно предыдущих фаз (габбро — габбро-нориты — анортозиты). Их ультраосновные члены (перидотиты, оливиниты) тяготеют к подошве тел (гравитационная дифференциация). Интрузии этой формации пространственно ассоциируют с щелочными гранитами и пересекаются последними (за исключением никеленосных). Отсюда также следует более молодой возраст никеленосных интрузий. Если габбро-перидотит-анортозитовая формация правильно рассматривается нами как докарельская, позднеорогенная, пересекающие ее породы гранитоидной формации (щелочные, пегматоидные, порфировидные, аплитовидные, рапакивиобразные Поррьяс и др.) и даже, может быть, рапакиви (выборгский, салминский граниты и пегматитовые жилы), тяготеющие к тем же долгоживущим разломам, должны рассматриваться в пределах одной возрастной серии и относиться к посторогенной формации докарелия уже платформенного типа (до пенепленизации, предшествующей осадконакоплению карелия). Тогда никеленосные интрузии гипербазитовой формации Мончегорского района (так же как и Ловнозера, Колвиц и др.), не пересеченные щелочными и другими гранитами, соответственно отойдут к карелию и даже хогландию (после пенепленизации и последую-

щего осадконакопления в карельское время), как это предполагалось и ранее на основании находок в Мончегорском плутоне ксенолитов пород кровли, принадлежащих имандра-варзугской серии.

Таким образом, объясняются: необычная на первый взгляд последовательность магматических формаций докарелия (гранитоиды — породы габбро-(анортозит)-перидотитовой формации — снова гранитоиды); необычная пространственная ассоциация пород габбро-анортозит-перидотитовой формации и формации щелочных гранитов (пересеченных пегматоидными и рапакивиобразными), которые приурочены к одним и тем же разломам. Вероятно, эта связь является также и генетической, и, может быть, эти две, пока рассматривающиеся раздельно, формации, сольются в одну — посторогенную (послескладчатую) основных, ультраосновных пород — щелочных гранитоидов (?). Данные геохронологии, однако, не подтверждают полученных выводов и дают последовательность, обратную той, которая устанавливается геологически: чрезвычайно древний возраст Мончегорского плутона (3100—3400 млн. лет [39, 40]), тогда как вмещающие его кольские гнейсы являются более молодыми — 2150 млн. лет, а массив габбро-лабрадоритов Главного хребта 2500—2600 млн. лет; по Г. Д. Афанасьеву и И. В. Борисевичу [1] удревнению возраста Мончегорского массива способствует аргон, захваченный его магмой из вмещающих кольских гнейсов, попавший при кристаллизации магмы в ультрапоры и дефектные полости кристаллов оливина, плагиоклаза. Судя по количеству аргона, остающегося после прогрева породы, возраст Мончегорского плутона 1800—2000 млн. лет, что более вероятно.

По сравнению с аналогичными телами Северной Карелии в районе Олонги кольские интрузии описываемой формации содержат меньшее количество ультраосновных дифференциатов и большее лейкократовых габбро, габбро-анортозитов и анортозитов, в том числе гигантозернистых; на этом основании их относили иногда к особой габбро-анортозитовой формации (габбро Главного хребта, Цагинский массив, интрузии зоны Воронья — Колмозеро — Кейвы и пр.), не связанной с габбро-перидотитовой интрузией (Олонга, Федорова тундра, Панские высоты и пр.). В одну группу интрузий они выделяются автором как будто впервые. Полосчатые их разновидности образовались в результате кинетической дифференциации (течения). В строении этих тел участвуют гипербазиты (перидотиты, пироксениты, габбро-перидотиты, габбро-пироксениты), габбро, габбро-нориты, лейкократовые габбро, габбро-анортозиты, анортозиты (с трахитоидными текстурами), габбро-пегматиты. В некоторых телах отсутствуют крайние члены приведенной дифференциационной серии.

КАРЕЛЬСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Магматизм карельского цикла (по нашей стратиграфической схеме раннепротерозойского возраста) связан с субплатформенными прогибами типа наложенных мульд и проявляется после замыкания докарельских геосинклинальных систем, пенепленизации и перехода всего Карело-Кольского региона к режиму подвижных платформ. Характер прогибов определяется формационным составом и мощностью осадочных отложений этого времени (не свыше 2 км или вместе с вулканогенами и силлами максимум до 5—6 км), залеганием их на коре выветривания, типом структур, образующихся в условиях последующих активных сводовых поднятий предкарельского пенеплена, и расчленения его в результате глыбовых дифференциальных движений. Соответственно магматизм этого цикла чрезвычайно однообразен и характерен. Полностью отсутствуют кислые и средние магматические породы, как это было впервые доказано в 1945 г. [42—44].

Ранний магматизм карельского времени, одновременный с глыбовыми движениями фундамента и осадконакоплением, характеризуется по: 1) химизму и минералогическому составу — исключительно проявлениями основной слабо дифференцированной магмы и 2) формам залегания — простыми, однофазными, гипабиссальными, трещинными дайковыми телами, которые, достигая карельских осадочных образований, размещаются на разных уровнях разреза карелия в виде пластовых тел большой площади (до сотен километров в поперечнике) при относительно малой мощности (от сантиметров до первых сотен метров); эффузивами (в меньшей степени) покровного характера и сопутствующими туфобрекчиями, которые преимущественно проявлялись в начальные моменты формирования карельских прогибов [230] и материал которых часто смешивается с грубообломочным материалом базальных конгломератов карелия, содержащих гальки всех докарельских пород.

Однако эффузивному вулканизму карельского времени обычно приписывалось неоправданно большое значение, так как за лавовые потоки и покровы принимались или силлы, внедрявшиеся в рыхлые водосодержащие осадки, которые обнаруживали в интрузивных контактах с ними миндалевидную и даже шаровую (Гирвас) текстуру, или эффузивы докарелия. На Кольском полуострове эффузивы более распространены.

Силлы, сложенные диабазами, габбро-диабазами, лейкодиабазами и альбититами, отличаются преимущественно минеральной ассоциацией альбит-актинолитового состава; реже наблюдается более основной плагиоклаз, андезит-лабрадор и роговая обманка типа обыкновенной. Они несколько отличаются друг от друга текстурами, структурами, количественным соотношением хлорита, эпидота, биотита, кальцита, титаномагнетита и лейкоксена. Мощные силлы габбро-диабазов и полого падающие трещинные их интрузии несколько дифференцированы: к лежачему боку приурочены меланократовые разновидности, часто содержащие линзы, обогащенные титаномагнетитом (Койкары, Пудожгора), переходящие кверху в лейкодиабазы и пегматоидные диабазы с гранофировыми каймами вокруг идиоморфных широкотаблитчатых кристаллов розового альбита. С комплексом основных интрузивов карелия связаны гидротермальные жилы, несущие мелкие месторождения меди (некоторые месторождения разрабатывались в XVIII и XIX веках).

ХОГЛАНДСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Вначале название дано И. Седерхольмом для лабрадоровых порфиритов и других эффузивов о-ва Хогланд, к которым затем он отнес и спилитовый суйсарский вулканический комплекс вместе с покрывающими его песчаниками Петрозаводска, Укшозера, Кулмуксы. С тех пор как было установлено, что суйсарский вулканический комплекс отделен несогласиями от нижележащего карелия и вышележащих иотнийских песчаников и имеет значительно более широкое распространение в Карелии, общее наименование «хогландий» было оставлено для него уже в несколько ином смысле [46]. К хогландию следует относить тонкослоистые кремнистые, филлитовые, мергелистые, туфогенные сланцы с их базальными слоями, кверху переходящие в туфосланцы, которые переслаиваются и перекрываются эффузивами основной магмы и вместе с последними секутся интрузиями, являющимися гипабиссальными аналогами последних. Породы этого комплекса широко распространены в районе Петрозаводска, занимая площадь свыше 2000 км² (о-в Суйсари), и достигают мощности 1—1,5 км. Породы хогландия относятся к самостоятельной спилитовой формации [230, 41, 48, 51, 56, 66], петрографически отличной от более древних эффузивов сохранностью первично магматических структур и текстур, присутствием моноклинного пироксена (пижонита), нераскристаллизованного вулканического стекла

в основной массе эффузивов, меньшей рассланцованностью и меньшим метаморфизмом. Все они, однако, претерпели сильный автометаморфизм в условиях избытка воды, щелочей, CO_2 и летучих, что выражается в полной альбитизации плагиоклаза и серпентинизации оливина, образовании постериорных хлорита, уралита, эпидота, цоизита, биотита и в некоторых членах серии — апатита, турмалина, окислов железа и биотита.

По химическому составу описываемый комплекс отличается от нормальных пород основной магмы богатством щелочей и окисью титана

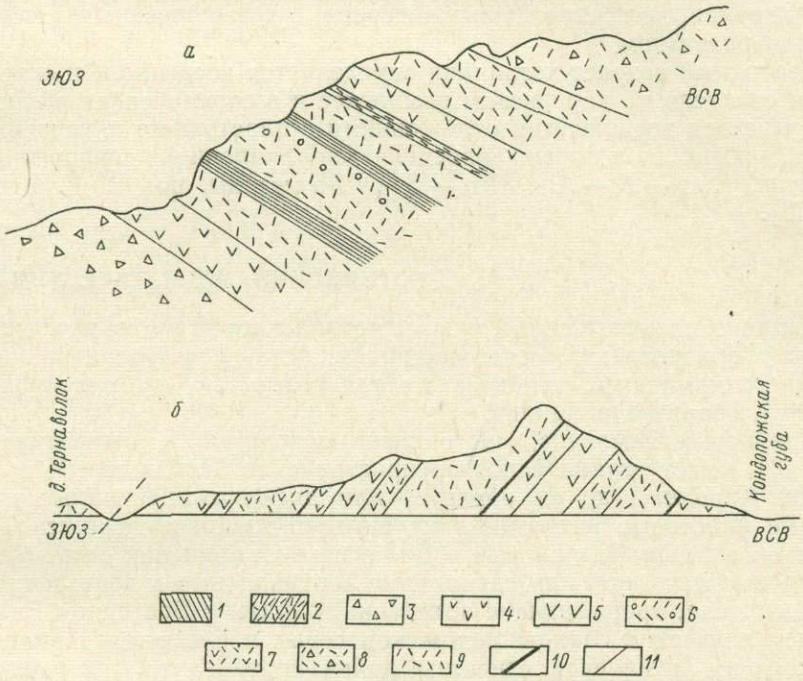


Рис. 48. Разрезы вулканогенных толщ суйсарского комплекса через Линь-гору (*а*) и Тернаволок — Кондопожская губа (*б*) (м 1 : 5000 м).

1 — туфосланец; *2* — туф; *3* — туфобрекчия афанитового диабаза; *4* — афанитовый диабаз; *5* — диабаз; *6* — миндалевидный пикритовый порфирит; *7* — оливиновый диабаз; *8* — брекчия течения пикрита; *9* — пикрит; *10* — резкий контакт между покровами; *11* — нерезкий контакт между дифференциатами внутри каждого покрова.

при бедности кремнекислотой; по минералогическому составу обнаруживает все вариации от альбитовых порфиритов и лейкодиабазов и габбро-диабазов к пикритам и перидотитам, образовавшимся в результате кристаллизационной дифференциации частично на глубине, частично in situ — в мощных лавовых потоках (рис. 48). При этом ультраосновные породы наиболее поздние, по текстурным и структурным признакам образуют разнообразные ряды со стекловатыми, порфиритовыми, миндалевидными, вариолитовыми разновидностями, с андезитовыми, микроофитовыми и прочими структурами основной массы. Лавовые потоки и покровы, часто представленные шаровыми лавами, сопровождаются громадным объемом выброшенного пирокластического материала, сортирующегося по величине в зависимости от удаленности от места извержения, и переслаиваются с осадочными породами морского происхождения. Отсюда можно сделать вывод о взрывном извержении центрального типа в подводных условиях (см. рис. 44—47).

Кислые вулканиты в составе хогландия достоверно не обнаружены. Тектоническая обстановка формирования этого комплекса не совсем ясна. Он лежит с перерывом на карельском субплатформенном комплек-

се, в большинстве случаев занимая центральные участки обширных асимметричных мульд, оборванных зонами глубинных разломов, и непосредственно тяготеет к последним. По-видимому, после относительно устойчивого тектонического режима в карельское время (обстановка подвижной платформы) в хогландии активизировались унаследованные (частью) прогибы. Их активизация привела к интенсивной вулканической деятельности, характерной для начальных этапов прогибания геосинклиналей. Однако на этом этапе геосинклинальное развитие было законсервировано. Таким образом, хогландские прогибы представляют собой недоразвитые прогибы, заложенные на субплатформенном основании карелия, не претерпевшие инверсии, с незавершенным геосинклинальным развитием.

Изотопный возраст хогландия определяется косвенно. Он лежит выше и несогласно на карельском комплексе и в свою очередь несогласно перекрывается иотнийскими отложениями с пластовыми интрузиями рапакиви, возраст которых определяется эталонной цифрой 1620—1640 млн. лет — K — Ar-, Rb — Sr-, Pb-методы, по Э. К. Герлингу [38, 39].

ИОТНИЙСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Типично платформенный режим иотнийского этапа отличается развитием траппового комплекса кварцевых диабазов-долеритов, габбро-щелочного комплекса, характерных для полностью стабилизированных областей, гранитов рапакиви.

Трапповый комплекс, многократно описанный в литературе [230, 113, 118], имеет ограниченное распространение. Наблюдается только в Южной Карелии, где он образует или дифференцированные пологие крупные пластовые интрузии в кварцито-песчаниках иотнийской синеклизы в Западном Прионежье и Валаамско-Салминской островной гряде Ладожского озера, или однородные вертикальные и пологопадающие дайковые тела, прорывающие архейские граниты в Восточном Заонежье и кристаллические сланцы ладожской серии в Северном Приладожье. К этому же комплексу отнесены дайка сортавалита (витрофирового диабаза) окрестностей Сортавала и основные вулканиты северо-восточного побережья Ладожского озера у с. Салми, хотя последние, возможно, являются рифейскими (по А. И. Кайряку, их абсолютный возраст 1200 млн. лет, K — Ar-метод).

Предположительно к иотнийскому комплексу некоторые исследователи относят пудожгорскую интрузию габбро-диабазов и дайковые тела габбро-диабазов Северной и Северо-Западной Карелии. Основные породы этого комплекса обнаруживают все переходы от нераскристаллизованных стекловатых разностей и порфиритов (в эффузивах, маломощных дайках, контактовых зонах силлов) к диабазам, долеритам, габбро-диабазам. Эталонной разновидностью данного комплекса являются кварцевые габбро-диабазы Западного Прионежья габбро-офитовой структуры с зональным основным плагиоклазом (лабрадор — андезин) и моноклинным пироксеном (диопсид — авгит — пижонит). Спорадически встречаются гиперстен, псевдоморфозы иддингсита по оливину, темно-зеленая роговая обманка по пироксену, биотиту. В интерстициях всегда присутствует кварц в срастании с зональным калиевым полевым шпатом, титаномагнетит и апатит.

Верхние части дифференцированных интрузий слагаются щелочными кварцевыми диабазами и кварцевыми сиенито-диоритами. На восточном берегу Онежского озера известны наиболее основные разновидности меланократовых бронзитовых габбро. Наиболее кислые дифференциаты представлены аплитовым и гранофировым жильным комплексом. На северо-западном берегу Ладожского озера и в Восточном При-

онежье в контактах иотнийских основных интрузий с гранитоидами фундамента происходит выплавление кварц-полевошпатовой эвтектики и внедрение возрожденного гранитного материала в виде маломощных жил аплит-гранофира в габбро-диабазы [10].

По химическому составу иотнийский комплекс диабазов очень сходен с сибирской трапповой формацией. Его изотопный возраст определяется возрастом сиенитовых жил, секущих иотнийские диабазы и являющихся кислыми дифференциатами основной магмы, как 1550 млн. лет (по полевому шпату К — Ar-методом, по Э. К. Герлингу).

Габбро-щелочной комплекс представлен на площади Карело-Кольского региона субвулканами — малыми многофазными интрузиями центрального типа, залегающими среди архейских гнейсо-гранитов различного состава. Из них наиболее известными и хорошо изученными являются массив Гремяха — Вырмес на Кольском полуострове и массив Елетьозеро, расположенный в Северной Карелии, которые ранее относились к палеозою, но геохронология которых (1550—1670 млн. лет, К — Ar-метод) заставила пересмотреть их возраст.

Открытый в 1936 г. и многократно изучавшийся [11] Елетьозерский трехфазный массив, площадью около 100 км^2, эллипсоидальной формы, в периферической части сложен первично расслоенными габброидами, пересеченными дайками диабазов, спессартитов, вогезитов; во внутренней части — щелочными и нефелиновыми сиенитами с ксенолитами дайковых основных пород. Жильный комплекс, связанный с щелочными породами (дайками сиенит-порфиров, бостонитов и щелочных пегматитов), пересекают дайки основного состава. С основными породами первой фазы генетически связано ильменито-магнетитовое оруденение, а с щелочными пегматитами — редкометальная минерализация.

Иотнийский осадочно-магматический комплекс несогласно перекрывается гипербореем (рифеем), возраст песчаников которого 1030—1000 млн. лет (по глаукониту, К — Ar-метод).

Гиперборейский (рифейский) комплекс также характеризуется своим магматическим циклом основных пород [197].

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

К палеозойским относятся несколько первично расслоенных небольших многофазных интрузий центрального типа, известных в Северной Карелии, сложенных комплексом ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. *Это массивы Вуориярви, Колвикский, Саланлатвинский* и мелкие тела пироксенитов и карбонатитов, расположенных к востоку от Вуориярви [30, 294 и др.]. Все они вместе с аналогичными массивами Кольского полуострова (Большой Ковдорский, Африканда, Салмогорский, Себльяврский, Лесная варака, Озерная варака и пр.) с соответствующими жильными комплексами относятся к одной и той же группе согласно их возрасту и генезису, форме, характеру дифференциации и составу и выделяются в Карело-Кольскую петрографическую провинцию ультраосновных, щелочных и карбонатных пород с возрастом 380—428 *млн. лет (К — Ar-метод, по Э. К. Герлингу), соответствующую* каледонскому интрузивному циклу.

Массивы описываемой группы на Кольском полуострове приурочены к двум параллельным линиям разрывов северо-западного простирания: Кандалакшской и Канозерско-Имандровской; в Северной Карелии они расположены приблизительно по одной широтной линии разлома (Кандалакшский пояс), ориентированной по радиусу в мульде Куолаярви перпендикулярно к меридиональному поясу разломов, обрывающих мульду с западной стороны [62]. Лишь Себльяврский массив *является обособленным.*

С каледонскими интрузиями ультраосновных и щелочных пород связаны месторождения титаномагнетитовых руд пневматолитического происхождения.

ГЕРЦИНСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

В районе островов и западного побережья оз. Янисъярви (Приладожье) известны средние постладожские эффузивы — дациты и их агломераты, стратиграфическое положение которых более точно не установлено и которые предположительно сопоставляются [264, 267, 268, 287, 288] с породами андезито-базальтовой формации Швеции третичного возраста. Автор, однако, считает более вероятным относить их к иотнию. П. Эскола [264] рассматривает выходы дацитов как некки, судя по поведению их флюидальности, описывающей в плане эллипсы с крутым падением.

Афанитовые дациты состоят из стекловатой или криптокластической основной массы, с мелкими кристалликами гиперстена, олигоклаза, биотита, ильменита, апатита, актинолита и по химическому составу отличаются резкой пересыщенностью глиноземом. Это обстоятельство ставится в связь с тем, что они содержат ксенолиты ладожских сланцев и, по-видимому, ассимилировали их высокоглиноземистые андалузитовые разности.

На Кольском полуострове получили всемирную известность кольцевые и конические многофазные интрузии нефелиновых сиенитов Хибин и Ловозера. Меньших размеров Соустовский массив (к югу от Хибинского) и Контозерский (к северо-востоку от Ловозерского) вместе с первыми входят в состав щелочной провинции герцинского возраста, судя по данным геохронологии и по тому, что в Ловозерском массиве были обнаружены реликты и ксенолиты кровли верхнедевонских осадочных и эффузивных пород, известных также и в Контозере. По геофизическим данным они залегают в грабене северо-восточного простирания.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Согласно изложенному выше материалу о том, что в раннем докембрии вместо множества разновозрастных и разноэтажных подразделений (от 6 до 8, по разным авторам, см. раздел «Стратиграфия»), из которых каждое снабжено собственными базальными образованиями и собственным тектоно-вулканическим циклом, право на признание заслуживают лишь три комплекса (а всего в докембрии их насчитывается 6 с соответственным количеством тектоно-магматических циклов), геологическая история восточной части Балтийского щита упрощается. Снизу вверх к ним относятся, согласно схеме автора.

1. Гранитоидный и чарнокитовый комплексы и, по-видимому, кислые и основные пара- и ортопороды, слагающие гранулитовую формацию (ранний архей).

2. Кольско-беломорские и докарельские комплексы, представленные разными типами одновозрастных разрезов (поздний архей).

3. Карельский (ятулийский) комплекс (ранний протерозой).

4. Суйсарский комплекс (ранний протерозой).

5. Иотнийский комплекс (средний протерозой).

6. Рифейский комплекс (*поздний протерозой*).

В настоящей работе автор подробно рассматривал лишь 2, 3 и 4-й комплексы, но здесь, чтобы создать впечатление об истории развития докембрия в целом, автор кратко коснется и других подразделений.

Ранний архей (свыше 2600 млн. лет). История развития в раннем архее восстанавливается с большим трудом, так как нижнеархейские породы, слагающие древние ядра массивов и глыб, многократно претерпевшие складчатость и не одну эпоху мигматизации и гранитизации, столь сильно переработаны и так тесно связаны с верхнеархейскими *гранитоидами, что трудноотделимы или вовсе не отделимы от верхнеархейских ультраметаморфизованных толщ.* Даже в раннеархейском возрасте древнейших гранитоидов, щедро показанных на картах региона, далеко не всегда можно быть уверенными, так как стратиграфические контакты их с более молодыми комплексами не сохранились (см. с. 140), и часто они ошибочно выделяются там, где на них лежат более молодые базальные (карельские) конгломераты, принимающиеся за докарельские (нижнепротерозойские, по другим авторам). Возраст, полученный методами геохронологии, также не всегда убедителен, так как для заведомо более молодых гнейсовых толщ и гранитоидов получены цифры свыше 2600 млн. лет. По составу (олигоклазовые — нижнеархейские) их разделять нельзя [42, 44]. Условно к раннему архею также относятся автором гранулитовые и чарнокитовые комплексы *Кольского полуострова и, по-видимому, некоторые гнейсы, связанные с ними* (возможно, по гранитоидам), имеющие возраст 3200—3600 (К — Ar-метод) и 2900 млн. лет (Pb-метод) на Центральнокольском поднятии и Мурманском массиве. Возможны также срединные массивы древней-

ших гнейсов и гранитоидов среди беломорских и кольских гнейсов с возрастом 3500 (К. А. Шуркин, К — Ar-метод) и 3300 млн. лет (К — Ar-метод по Bi). Возраст гранулитового комплекса 2800—3500 млн. лет [190, 191].

Парапороды раннего архея, представленные гнейсами (?) и мигматитами, по составу неотличимы от гнейсов нижних беломорско-кольских толщ, образовались за счет песчанистых полевошпатовых осадков. Парапороды гранулитового комплекса образовались за счет аркозовых, песчано-глинистых осадков с исключительно редкими карбонатными прослоями (гранат-кварц-полевошпатовые породы, силлиманит-биотит-гранатовые и биотит-гранатовые гнейсы с прослойками мраморов и скарнов мощностью до 20 см в Порьей губе Белого моря), за счет граувакковых мергелисто-туфогенных (?) железистых и туфогенно-песчанистых пород (гранат-пироксен-плагиоклазовые гранулиты). Последние вместе с истинно магматическими породами относились ранее к единому комплексу первично магматических полосчатых габбро-лабрадоритов и гиперстеновых гнейсо-диоритов. Т. А. Федкова [237] нашла в них (? М. Г.) типично осадочные слоистые текстуры, следы размыва, различные типы косой слоистости и выделила в них окатанные, с выбоинами, зерна рутила.

Большинство пород гранулитового комплекса (основных и кислых) считается глубоко метаморфизованными гиперстеновыми норитами, диоритами, габбро, лабрадоритами, пироксенитами и кислые — метасоматически измененными основными породами.

Таким образом, процессы осадкообразования протекали в условиях, сходных с позднеархейскими, но, по-видимому, почти не было вулканических извержений взрывного типа и излияний лав в общепринятом смысле. Осадочные толщи были проплавлены громадными массами основных и ультраосновных пород. Может быть, своеобразная и тонкая перемежаемость с признаками осадочных текстур и основных ортопород представляет собой пример образования «мигматитов» основной магмы, лишь однажды возникавших в истории Земли (?). Впоследствии они были метаморфизованы до гранулитовой фации, мигматизированы и гранитизированы древнейшими гранитоидами.

Куполовидные структуры, в классическом виде наблюдающиеся в Канаде и других местах, описанные Е. В. Павловским [154, 156], в гранулитовом комплексе не закартированы. Раннеархейская складчатость происходила, по-видимому, повсеместно в специфических условиях, выражена преимущественно складками течения разных порядков, не сопровождалась инверсией в общепринятом значении (отсутствие послеинверсионных толщ) и не вызывала образования горного рельефа (отсутствие грубообломочных отложений A_2).

Поздний архей (докарелий, беломорско-кольские толщи, 2500—1900 млн. лет). К началу позднего архея существовала малой мощности хрупкая гранитоидная кора, с выровненным рельефом и, следовательно, однообразным климатом. Возникающие внутри нее или под ней, в «базальтовой постели», очаги разогревания вызывали увеличение объема вещества на 5—6% при увеличении температуры до 1000° С и на 10% при переходе его в расплав. Увеличение объема приводило к выгибанию (выпучиванию) и растяжению надочаговых участков гранитоидной оболочки и образованию в ней зон разломов «глубокого» заложения. Возникающие напряжения вызывали системы разломов по трещинам отрыва, которые при этом были закономерно ориентированы относительно градусной сетки земного шара, приблизительно на северо-запад 330° в Карелии и 300° на Кольском полуострове, что объясняется автономностью распределения напряжений в этих областях.

Вдоль разломов в условиях дальнейшего разогревания и растяжения происходило расползание гранитного слоя; длинные линейные «по-

лыньй» с образовавшимися вдоль них глыбами раздробленного края гранитной коры (протоплатформы?) послужили осевыми частями *закладывающихся протогеосинклинальных систем*. Если системы разломов были первично наклонными, глыбы образовывались с одного висячего края и предопределяли в дальнейшем образование асимметричных, сопряженных докарельско-карельских структур типа Печенги; если они были близки к вертикальному положению, возникали симметричные грабенообразные прогибы, напоминающие рифтовые типы прогиба Ветреный Пояс — Шомбозеро. Комбинации зон разрывов с пологими выгибами и прогибами коры определили расположение наиболее крупных массивов, служивших областями сноса: Мурманского, Западно-Кольского, Центральнокольского, Пяозерского, Восточно-Финского, Суоярвинского и Восточно-Онежского. В условиях продолжающегося разогревания, расширения и разуплотнения вещества подкоровой базальтовой постели начинаются массовые трещинные излияния спилитовой и подчиненной ей ультраосновной магмы, сопровождающиеся мощными взрывами и дальнейшим прогибанием осевых зон геосинклиналей и вовлеченных в прогибание приразломных площадей коры [67].

Таким образом, в обширной зоне осадконакопления северо-западного простирания шириной до 300—500 (к юго-востоку) км, изобилующей срединными массивами, в рамках (грубо) между Мурманским и Восточно-Финским массивами, *окончательно оформляются подвижные* линейные осевые зоны геосинклиналей (Печенгско-Варзугская, Понойская, Западно- и Восточно-Карельская, Восточно-Финская), разделенные геоантиклиналями: Беломорской, Центральнокарельской и другими меньших порядков. В прогибах, не связанных с зонами региональных глубинных разломов, с одной стороны, и внутри широких геоантиклиналей — с другой, обособляются зоны, до десятков километров в поперечнике, миогеосинклиналей (Кейвской, Приладожской, Внутрибеломорской — ее называют Енско-Лоухским «синклинорием») и более узкие их зоны, оторачивающие эвгеосинклинальные. В условиях относительно плоского рельефа происходит процесс дифференцированного осадконакопления с соответственными типами разреза: вулканогенным, вулканогенно-терригенным и терригенным.

В геоантиклинальных областях наиболее грубозернистые, граувакковые и аркозовые песчанистые толщи (впоследствии гнейсы) накапливаются в непосредственной близости к областям размыва (массивам) и во внутренних геоантиклиналях. Позже происходило одновременное накопление и глиноземистых осадков (нижняя высокоглиноземистая толща). Инициальный магматизм офиолитовой формации проявлен в *них слабо: туфогены и туффиты, образовавшиеся преимущественно за* счет миграции пирокластического материала морскими течениями из эвгеосинклинальных областей (впоследствии амфиболсодержащие гнейсы, *амфиболовые сланцы*); *силлы (впоследствии ортоамфиболиты)*.

В миогеосинклинальных зонах — обособленных обширных прогибах и промежуточных зонах между эвгеосинклиналями и геоантиклиналями — процесс заполнения начинается кратковременным пароксизмом излияний спилитовых лав и туфогенов неравномерной мощности (0—600 м), чередующихся с линзами карбонатных и мергелистых осадков, глинистых сланцев, содержащих углеродистый материал (Ладога — амфиболит-карбонатная толща и т. д.). В изолированных прогибах миогеосинклиналей, удаленных от эвгеосинклинальных зон, этот горизонт может отсутствовать или наблюдается в редуцированном виде (Кейвы) с прерывистым распространением (впоследствии карбонат-амфиболитовая толща смешанного происхождения).

По-видимому, описанные Е. В. Тавостшерн (1946 г.) и Н. Г. Судовиковым (1934, 1939 гг.) цоизит-эпидотовые линзы в гнейсах, цоизитовые гнейсы и сланцы, переслаивающиеся с биотитовыми гнейсами у

с. Проливы в Кандалакшском районе, цоизитовые гнейсы и амфиболиты тундр Малая Гремяха и Скалистая, также образовались за счет карбонатных прослоев. Далее происходит накопление мощных ритмичнослоистых толщ: мелкозернистых, более сортированных и дифференцированных, чем в геоантиклиналях — полевошпатовых и кварцевых песчаников, тонкопереслаивающихся с туфогенно-глинистыми прослойками, являющимися отголосками еще напряженной вулканической деятельности (с излиянием основных лав) эвгеосинклинальных областей.

В Кейвском прогибе песчанистые осадки богаче полевым шпатом (гнейсо-сланцы), чем в Ладожском (сланцы); вверх по разрезу в Кейвах количество полевого шпата убывает и появляются прослои тонкозернистых чистых кварцевых песчаников и глинистых песчаников (кварциты и кварц-слюдяные сланцы, иногда с примесью гранита, кианита, ставролита), которые характерны в районе Ладоги и для низов разреза. В обоих случаях материал поступал с севера и северо-востока: с Мурманского массива в Кейвский прогиб, а с Восточно-Финского массива и Суоярвинской глыбы — в Приладожский.

Некоторая разница в составе откладывающихся осадков, по-видимому, связана с большей близостью и приподнятостью в это время области сноса, питающей Кейвский прогиб. Однако к концу осадконакопления гнейсо-сланцевых толщ области сноса одинаково выравниваются и начинается накопление специфических песчано-глинистых и глинистых (высокоглиноземистых) толщ с прослоями мелкозернистых кварцевых песков, свидетельствующих о достаточно высокой степени осадочной дифференциации и соответственно интенсивного химического выветривания плоской суши в условиях гумидного климата.

В Кейвском прогибе содержание глинозема в среднем достигает, как известно, 34—40%. Для нормальных глин это весьма высокий процент, и потому высокоглиноземистые толщи региона вообще, а особенно кейвские, могли бы рассматриваться лишь в качестве сиаллитов — переотложенной коры каолинового выветривания, первично образующейся на гранитоидных породах фундамента. Ассоциация их в низах высокоглиноземистой толщи с углеродистыми и иногда пиритоносными глинами (впоследствии черные кианитовые, ставролитовые, гранатовые сланцы с большим содержанием углистого вещества в цементе, кварцевых зернах и в порфиробластах кианита и ставролита с зональным распределением углистого вещества) дает возможность предполагать, что в мелководных морских бассейнах с восстановительной средой докарелия-беломория уже существовала органическая жизнь. Постепенно восстановительный режим сменился окислительным, так как выше по разрезу количество углерода убывает до полного его исчезновения. Одновременно с кианитом или вместо него образуется ставролит. Подобным же образом происходило накопление аналогичных толщ в Беломорской зоне, где область сноса, по-видимому, существовала на месте позже образовавшегося Кандалакшского грабена, в своде Беломорско-Кольской геоантиклинали. (Это положение автора теперь подтверждено сейсмическими и гравиметрическими данными.)

Разрезы высокоглиноземистой толщи (и подстилающей ее ритмичнослоистой гнейсо-сланцевой) и условия ее образования в Приладожье, Западно-Карельской и Западно-Кольской зонах в общем аналогичны Кейвско-Беломорской зоне. Но так как в сложении массивов, являющихся областями сноса, большую роль играли основные и средние породы (основные гранулиты, гиперстеновые диориты и гранодиориты, чарнокитовый комплекс), то состав коры выветривания, образующейся в областях сноса и переотложенной в области накопления, изменялся в сторону обогащения железом (ферросиаллит); в результате в высокоглиноземистой толще того же стратиграфического положения присутствует преимущественно ставролит (П. В. Соколов, 1958).

Ранний офиолитовый магматизм проявляется в миогеосинклиналях в излиянии маломощных спилитовых лав (спорадически), чаще в их окраинных частях, приближенных к эвгеосинклинальным, в комбинации с карбонатным материалом (тонкие линзы). Туфогенный материал имеет большее распространение, примешиваясь к осадочному и формируя самостоятельные маломощные горизонты. Одновременно образуются силлы диабазов и габбро-диабазов. Однако доля магматического материала в общем разрезе продолжает оставаться несоизмеримо меньшей, чем осадочного. В нижней песчаной и песчано-глинистой толще спорадически появляется кислый кератофировый материал существенно пирокластического происхождения (в лебяжинских и кислогубских гнейсах Кейв. Имандра — Варзуги, реже Ладоги, как это было установлено автором при изучении реликтовых структур в альбитовых гнейсо-сланцах, и в других местах). Таким образом, осадконакопление в миогеосинклиналях происходило в обстановке мелкоморья с плоскими выступами суши, с малыми скоростями и амплитудами дифференциальных вертикальных движений на фоне общей тенденции погружения.

В эвгеосинклиналях количество вулканогенного материала в разрезе преобладает. Осадочный материал, тонкозернистый, алевритовый, алеврито-глинистый и глинистый, мергелистый и карбонатный, тонко сортированный и хорошо обработанный, свидетельствует о наибольшей удаленности от областей сноса, наибольшем совершенстве осадочной дифференциации и более глубоководном характере бассейна.

В низах разреза наблюдаются маломощные кварцитовые горизонты, переслаивающиеся с параамфиболитами (с ритмичной и косой слоистостью), полосчатыми гранатовыми амфиболитами, сланцеватыми амфиболитами, иногда карбонатными горизонтами, образовавшимися за счет алевритов, мергелисто-туфогенных и реже маломощных карбонатных осадков так называемого переходного горизонта (см. табл. 3, рис. 3), почти повсеместно подстилающего толщу сланцеватых амфиболитов, в нижних частях часто также осадочного происхождения, с прослоями биотитовых кварцитов и слюдистых сланцев (мергелисто-туфогенные, алеврито-туфогенные толщи). Вслед за образованием туфогенов начинаются мощные трещинные излияния спилитовых лав с сопровождающими их пикритами нижней зеленокаменной толщи, непосредственно связанные с базальтовой питающей областью, с хемогенными кремнистыми, (в том числе фумарольными), реже известковистыми, образованиями и иногда маломощными прослоями алевролитов.

Эпоха мощных излияний спилитов, затухая, сменяется периодическими вулканическими взрывами, в результате которых снова осаждаются туфогенно-мергелистые слои верхнего переходного горизонта, сходного с нижним (параамфиболиты, гранатовые параамфиболиты с прослоями карбонатного материала). Однако кварциты в верхнем переходном горизонте отсутствуют. Перемещение материала базальтовой постели из-под гранитоидной оболочки, примыкающей к областям глубинных разломов, вызывает дальнейшее ее погружение в область высоких температур и давлений. Это приводит к двойному эффекту:

1) в условиях продолжающейся трансгрессии происходит отложение ритмичнослоистых, полосчатых, тонкозернистых сланцев — алеврито-глинистых, мергелистых, алевритовых с прослоями туфогенного материала, в значительной степени обогащенных углеродистым материалом, серой, железом осадочного генезиса. Впоследствии эти осадки трансформируются в толщу филлитовидных сланцев различного состава, с различной комбинацией породообразующих минералов: кварца, хлорита (биотита), серицита, карбоната. Хлоритовые филлиты, хлорит-карбонатные сланцы (с примесью туфогенного зеленокаменного материала, часто с актинолитом) тяготеют к низам разреза, серицитовые с прослоями кварцитовых сланцев — к верхам разреза;

2) начинается плавление гранитоидной оболочки, приводящее к смене состава извергающегося материала, который становится все более кислым. Вязкие кислые лавы, достигая поверхности земли, дают огромную массу туфогенного кислого материала, разносимого течениями за пределы эвгеосинклинальной зоны, и значительно меньшей мощности покровы и потоки. Вместе с тем продолжаются в резко подчиненном количестве излияния маломощных покровов спилитов и пикритов, впоследствии превращенных в серпентиновые, тальк-хлоритовые, тремолитовые и другие сланцы.

Последние этапы осадконакопления (верхняя филлитовидная толща там, где она есть в разрезе, например Печенга) лишены вулканической деятельности. Образовавшиеся мощные кластические толщи служили, по-видимому, к тому препятствием, не пробивались сквозными разломами, и массы основной магмы размещались на разных уровнях разреза в виде пластовых интрузий диабазов и габбро-диабазов впоследствии полевошпатовых амфиболитов), не достигая поверхности земли.

Таким образом образуется мощная толща отложений моно- и олигомиктового состава (особенно в верхней части формации аспидных сланцев и флиша, карбонатного и туфогенного, в противоположность полимиктовому составу мио- и особенно геоантиклинальных зон) в наиболее удаленных от водосборных площадей областях, в условиях гумидного климата и достаточно глубокого и интенсивного химического выветривания пород в областях сноса; в замкнутых или полузамкнутых бассейнах в восстановительной среде происходило накопление маломощных магнезиально-железистых карбонатов, серы и железа (Парандово, Бергаул, Ялонвара, Хаутовара и др.). Наибольшей мощности эта филлитовидная толща, вмещающая кислые эффузивы, достигает в Печенге (до 1,5—2 км, сланцы Тальтундры), Имандра — Варзуги и Куолаярви, где она имеет более полимиктовый состав и в меньшей мере заражена сульфидами; ее мощность в Карелии уменьшается до нескольких сотен метров.

Еще раз в условиях усиления градиента скорости эпейрогенеза мобилизуется вещество базальтовой постели, и после мощных вулканических взрывов, потрясающих морское дно (с повсеместным образованием туфов и туфогенов с вулканическими бомбами), начинается излияние покровов спилитовых пород верхней зеленокаменной толщи, чередующихся с туфами и туффитами, в ряде регионов вновь покрывающейся алеврито-глинистыми и глинисто-углистыми полосчатыми ритмичнослоистыми осадками верхней филлитовидной толщи (Печенга).

Излияния спилитовых лав верхней зеленокаменной толщи сопровождались отложением кремнистых хемогенных пород малой мощности (от единиц до десятков метров) и прерывались периодами покоя, в течение которых в нижних частях толщи происходило образование не менее двух горизонтов осадочных пород: нижний — кварцевые тонкозернистые, иногда полевошпатовые, песчаники, выше переходящие в карбонатные, покрывающиеся иногда слоем известняков (2 м), с общей мощностью 60—80 м (Надвоицы, Тунгуда, Печенга, Приимандровский район, Рижгуба и др.), и верхний — кварцевых песчаников, обогащенных изумрудно-зеленой слюдкой — фукситом (Надвоицы, Пяваара и др.).

Характерно, что мощные разрезы эвгеосинклинальных областей формировались или непосредственно на «базальтовом слое», в осевых их частях, совпадающих с зонами «сверхглубинных» разломов, или на очень тонком гранитном слое, выклинивающемся по направлению к осевым частям эвгеосинклинальных зон (Н. В. Литвиненко и другие, по Печенге) и распадающемся на ряд глыб. Это связано как с расползанием тонкой гранитоидной оболочки в стороны при заложении глубинных разломов в условиях растяжения к началу докарелия, так и с рас-

плавлением ее краевых частей и расходованием ее материала при извержениях лав кислого состава (кварцевых порфиров и кератофиров). Разрезы миогеосинклинальных и геоантиклинальных зон формировались на древней гранитоидной коре с наименьшей ее мощностью, по-видимому в геоантиклинальных областях (беломорский блок, см. данные М. Я. Цирюльниковой, с мощностью гранитного слоя 3—4 км).

Для архейских толщ многие исследователи приводят очень большие мощности, подобные тем, которые были подсчитаны для Балтийского щита (на Алданском щите, по Н. В. Фроловой [239], 15—20 км, на Анабарском, по Б. Г. Лутц, 20—25 км, на Памире, по Б. П. Бархатову, 15,3 км, в разрезах Среднего Тянь-Шаня максимальная и неполная — 9 км, по Л. Н. Бельковой и В. Н. Огневу). В местах, где наблюдается максимальная мощность архея, нижняя его часть обогащена, как правило, ортопородами. Может быть, и там суммируются мощности одновозрастных разрезов разных структурно-фациальных зон, как это до сих пор происходит на Балтийском щите.

Как известно, очень малая скорость осадконакопления в докембрии (15—20 м в 1 млн. лет) для толщи докарельско-беломорских пород мощностью условно в 10 км потребовала бы периода в 500—750 млн. лет. Обычно ориентировочные мощности беломория-докарелия принимаются значительно большими: суммарно, вероятно, 15—20 км, так как мощности одновозрастных разрезов при этом складывались. Таким образом, мощность даже наиболее мощного вулканогенного разреза вряд ли превышает 5—7 км, но время для отложения разреза такой мощности вряд ли уменьшится, так как в условиях низкой равнинной и часто отдаленной области питания скорость осадконакопления, вероятно, должна бы снизиться по сравнению с приведенными цифрами. Скорость прогибания также должна быть очень маленькой, так как рельеф все время оставался выровненным (отсутствие грубообломочных отложений). Отсюда следует вывод, что доинверсионные прогибы были компенсированными и заполнялись типичными доинверсионными формациями: граувакковой, кремнисто-вулканогенной (офиолитовой), флишоидной и недоразвитой карбонатной — с относительно различным и их развитием и соотношениями мощностей в разных структурно-фациальных зонах единой геосинклинальной системы. Собственно карбонатная формация как таковая отсутствует; встречаются лишь линзы известняков в переходных горизонтах и тонкие прослои известняков во флишоидной филлитовидной толще, замещающиеся карбонатным флишем. Следует еще раз подчеркнуть отсутствие послеинверсионных толщ и, в частности, формаций внутригеосинклинальных поднятий (порфировой и карбонатной) и краевых прогибов (моласс, красноцветных терригенных, лагунных, соленосных и карбонатных). Отсюда следует парадоксальный, на первый взгляд, вывод о том, что складчатость, если и вызывала инверсию тектонических движений, то за ней не следовало образования высокогорного рельефа и связанных с ним моласс (о молассах К. О. Кратца см. раздел «Дискуссия»). По той же причине не происходило образование компенсирующих поднятие горных сооружений, передовых и межгорных прогибов с их типичным набором осадочных формаций, практически отсутствующих в нижнем докембрии региона, во всяком случае прогибов с относительно большими амплитудами и скоростями движений, характерными для более молодых геосинклинальных систем.

Замедленный темп развития геосинклиналей докембрия, по-видимому, распространился и на процесс образования складчатости, и если скорость образования складчатости и последующей инверсии (?) были соизмеримы со скоростями денудации, инверсия (если она и была) не вызывала образования высокогорного рельефа и связанных с ним послеинверсионных формаций. Во всяком случае для складчатости докаре-

лия-беломория характерно, что на месте эв- и миогеосинклинальных зон после складчатости не возникали антиклинории с гранитоидами в их осевой части, а геоантиклинальные зоны (интрагеоантиклинали В. В. Белоусова) не становились синклинориями, на их месте не развивались межгорные впадины. Таким образом, в Карело-Кольском регионе, по-видимому, нет обращенных антиклинориев и синклинориев.

Во время прогибания толща осадков подвергалась статическому метаморфизму вплоть до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации. При этом верхняя зеленокаменная толща обнаруживает лишь слабую степень изменения, не выше зеленосланцевой фации. В корневых частях геосинклинальных зон начинаются процессы дифференциального плавления, ультраметаморфизма и образования очагов кислой магмы.

Процесс напряженной складчатости срыва захватил все геосинклинальные структурно-фациальные зоны, но особенно энергично проявился в эвгеосинклиналях (см. раздел «Структуры докарелия — беломория»). Одновременно происходило внедрение ранних интрузий основной и ультраосновной магмы, в процессе складчатости обособляющейся в малые тела факолитов (друзитовый комплекс), в пределы преимущественно гнейсовых толщ — геоантиклиналей и сланцевых — миогеосинклиналей (они «бойкотируют» эвгеосинклинальные толщи, вероятно, из-за того, что сильно сжатые изоклинальные линейные складки не были подходящей средой для их распределения). Следом начинаются грандиозные по масштабам проявления гранитоидного магматизма.

Сложные процессы дифференциального плавления, ультраметаморфизма, гранитизации, образования кислой мигмы наблюдались в определенной обстановке и в определенные этапы развития в любые геологические эпохи, вплоть до альпийской. Но в докембрии они проходили повсеместно (в раннем архее) или в большей части земной коры (в позднем архее), все больше локализуясь в пространстве и во времени к более поздним эпохам. По-видимому, эта особенность докембрия стоит в связи с однообразием рельефа и строения коры Земли того времени, ее малой мощностью и особенно с тем, что геотермический градиент в докембрии, в раннем в особенности, был во много раз больше. Если геотермический градиент, как это следует из многочисленных расчетов различных авторов [9], во все эпохи складчатости и метаморфизма повышался от 3—5 раз по сравнению с «нормальным» для настоящего времени (20—50° С/км), то для эпох метаморфизма раннего докембрия он должен был бы превышать значительно и эти цифры, потому что в те времена количество сосредоточенных в коре и верхней мантии известных в настоящее время радиоактивных элементов было гораздо больше (не говоря уже о ряде вымерших после докембрия радиоактивных элементах). Тепловой режим коры должен был значительно отличаться, а возникающие тепловые потоки многократно усиливаться и действовать приблизительно равномерно на каждую единицу площади изотермических поверхностей, параллельных поверхности земной коры. При этом изотермические поверхности без значительного изменения формы меняли лишь глубины своего залегания.

Если увеличить геотермический градиент в докембрии всего в 10 раз по сравнению с «нормальным» и всего в 2 раза с наибольшим (150° С/км в штате Орегон США), наблюдающимися в настоящее время, то необходимые температуры для плавления гранитоидов и осадочных пород (650—720° С, в присутствии достаточного давления воды) будут иметь место всего на расстоянии 1,5—2 км от поверхности земли или еще ближе к ней, принимая во внимание уменьшение гидростатического давления, т. е. понижение температуры плавления пород по сравнению с вышеуказанными цифрами.

Работами Н. Г. Судовикова, К. А. Шуркина показана огромная роль метасоматических гранитов и анатектитов, возникших преимущественно

по субстрату беломорско-кольских гнейсов и сланцев. В верхние зоны земной коры проникают перемещенные интрузивные плагиомикроклиновые граниты, размещаясь по поверхностям срыва, «одевая» древние глыбы «рубашкой» более молодых гранитов, мигматизируя и гранитизируя как докарельско-беломорские толщи, так и заключенные в них срединные массивы, участвуя в складчатости (и облегчая ее) и образуя диапир-плутоны (поэтому базальные образования докарелия-беломория не могли сохраниться). О существовании длительного преддокарельского выветривания можно судить лишь по продуктам отложения докарельско-беломорских толщ.

Позднее существенно микроклиновые граниты формировали батолитовые тела с ореолами мигматитов и энергичным проявлением калиевого метасоматоза (порфиробластические граниты). Ареной регионального проявления мощных процессов, связанных с кислым магматизмом, явились именно геоантиклинальные зоны, тогда как эв- и миогеосинклинальные зоны обнаруживают влияние этих процессов лишь в краевых частях в настоящем эрозионном срезе или в корневых участках, обнажающихся в приподнятых блоках.

Этапы завершающей складчатости ознаменовались оживлением движений по ранее заложенным разломам и заложением новых продольных глубинных разломов по линиям стыка крупнейших региональных мегаструктур. Эти разломы ограничили Кейвскую миогеосинклиналь, отделили ее от Имандра-Варзугской эвгеосинклинали, оконтурив горстовые поднятия (Понойский и Пурначский; Терский, Центрально-кольский и Западно-Кольский гранулитовый массив), привели к обрушению свода Беломорско-Кольской геоантиклинальной зоны с образованием Кандалакшского грабена, к возобновлению движений Панозерско-Кукасозерской зоны разломов. По глубоким трещинам этих наложенных разломов осуществлялись спокойный подъем и дифференциация крупных масс основной и ультраосновной магмы габбро-перидотитовой формации. Продолжающиеся подвижки обусловили последующее рассланцевание краевых частей образовавшихся сложных интрузивных тел. В тесной пространственной ассоциации с ними по тем же путям тех же разломов проникли посторогенные кислые расплавы пегматоидных гранитов и гранодиоритов с голубым опаловидным кварцем или замещающих их гипабиссальных кварцевых порфиров и кератофиров (отличных от одноименных пород ранней офиолитовой формации по ряду петрографических и химических признаков) и щелочных гранитов. Последние явились причиной мощного проявления щелочного метасоматоза на вмещающие их породы.

Чрезвычайная замедленность и длительность процессов прогибаний, осадконакопления и складчатости в раннем докембрии, соизмеримые со скоростями денудации, приводили к тому, что доинверсионные прогибы всегда были компенсированными, а инверсия не вызывала образования высокогорного рельефа и связанных с ним грубообломочных толщ (моласс), если она все-таки происходила.

Этими событиями завершился мощный и очень продолжительный геосинклинальный цикл докарелия. Наступил период субплатформенного развития региона.

Ранний протерозой (карелий). В течение длительного перерыва, в условиях теплого гумидного климата, начинаются процессы интенсивного химического выветривания [281, 44]. По В. А. Соколову [212, 213], выветривание происходило в условиях недостаточно влажного климата, при кислой реакции поверхностных, щелочной — грунтовых вод и резко щелочной — вод мелких бессточных впадин, при наличии свободного кислорода и повышенного содержания углекислоты в древней атмосфере [179, 204]. Образующаяся на предкарельском пенеплене площадная кора выветривания сиалитного или ферросиалитного (на зеленокамен-

ных породах [53, 54]) типа достигала мощности до 20 м в спорадически сохранившихся участках современного эрозионного среза.

В начале карелия начинается энергичная активизация платформы. Происходят возобновление движений по старым швам разломов и заложение новой системы разломов, преимущественно поперечных к складчатости карельско-беломорских толщ, особенно резко выраженных в карельском регионе. Блоковые дифференциальные движения приводят к заложению в опускающихся участках будущих мульд, перераспределению областей сноса и отложения, которые создают пестрый и сложный узор и резкую перестройку структур. Градиент скоростей дифференциальных движений превышает скорость денудации и отложения осадков и впервые в истории региона создается горный рельеф; на месте пенеплена возникает область эпиплатформенного орогена — подвижной платформы. По разломам происходят первые излияния лав основного состава. Химическое выветривание сменяется физическим.

В условиях резкого общего похолодания и дифференциации климатических и физико-географических обстановок происходят процессы отложения континентальных толщ. Кора химического выветривания сохраняется лишь при быстром захоронении ее в опускающихся блоках предкарельского пенеплена. В сводовых участках рельефа при помощи атмосферных вод и действия силевых потоков она перемывается и переоткладывается в виде серицитовых и слюдистых песчаников и чередующихся с ними кварцевых конгломератов, окаймляющих широким бордюром краевые участки областей размыва и перекрывающих кору выветривания, сохранившуюся in situ в опускающихся участках. Наиболее грубый глыбовый материал перемещается мало или же остается на месте; он фиксируется в разрезе в виде глыбовых неслоистых или неясно-слоистых мономиктовых и полимиктовых конгломератов, содержащих выветрелые валуны и гальку всех пород предкарельского фундамента с грауваккковым, аркозовым или туфогенным цементом [42—44, 53, 54, 65; 128—130, 146—150, 198—201] (основание разреза горстантиклиналей).

В низах толщи кварцито-песчаников В. З. Негруца и В. А. Соколов наблюдали весьма интересные разрезы и составили по ним профили, на которых вырисовываются линейные трогоподобные, прослеженные на первые десятки километров формы залегания более грубых отложений среди менее грубых — кварцевых конгломератов, врезанных в толщу кварцито-песчаников. Оба автора считают подобные первичные формы залегания доказательством существования палеоречных долин, выполненных теперь кварцевыми конгломератами, и подкрепляют свои выводы специальными убедительно выглядящими литологическими характеристиками соответствующих отложений. И все-таки здесь возникают сомнения: вряд ли в условиях молодого «мозаичного» рельефа, все время меняющего свои очертания, могли существовать в начале карелия постоянные речные водотоки. Может быть, что подводные участки затопленных долин в их устьевых частях, первоначально выполненных материалом силевых потоков, переработанных в условиях моря, или следы подводных размывов течениями? В обломочных отложениях континентальной толщи водного происхождения (кварцевых и полевошпатовых песков) наблюдается широкое развитие косой слоистости различного генезиса (пролювиальные, речные, дельтовые, прибрежные) в многочисленных замкнутых и полузамкнутых озерных бассейнах и водоемах, разрастающихся со временем. Пески с горизонтальной и косой слоистостью переслаиваются с тонкими глинистыми красноцветными слойками мощностью от миллиметров до сантиметров, несущими трещины усыхания и особенно часто наблюдающимися в окраинах Сегозерской мульды.

Начинается морская трансгрессия карельского мелководного бассейна с береговой линией, изрезанной заливами, вдающимися глубоко в область суши, и большим количеством крупных островных участков. В условиях склонов высокой суши, малых и низких поднятий и на отмелях продолжают формироваться грубые обломочные моно- и полимиктовые (перемещенные) отложения — элювиальные, делювиальные и пролювиальные (возможно, ледниковые) разной степени окатанности, сортировки, слоистости, в зависимости от их генезиса, содержащие не только химически выветрелые породы, но и свежий обломочный материал, форсированный процессами денудации и размыва в областях высокой суши; одновременно накапливается в прибрежных участках материал кварцевых конгломератов, аркозовых и полевошпатовых песчаников, часто перекрывающий серицитовые песчаники, образовавшиеся за счет перемыва коры выветривания. Во внутренних частях мульд формируются илисто-карбонатные осадки. По мере продолжающейся трансгрессии происходит смещение фаций в сторону суши. Нами выделяется 3 основных типа одновозрастных разрезов (см. раздел «Стратиграфия карелия»).

На фоне общей трансгрессии автономные движения глыб создают нюансы в близлежащих разрезах (фаций и мощностей), а неравномерная скорость движений приводит к чередованию в каждом данном разрезе переслаиваний грубого и менее грубого материала, вызывая многостепенную ритмичность и цикличность на фоне крупного устойчивого трансгрессивного цикла (прослои аркозов, граувакк в конгломератах, чередование валунных и галечных конгломератов, в различной степени насыщенных галькой; прослои аркозов и кварцевых песчаников в кварцевых конгломератах и, наоборот, прослои серицитовых сланцев в кварцито-песчаниках, доломитов в глинистых сланцах и т. д., образующихся синхронно в различных типах разреза соседних участков). Однако проследить эту синхронную зависимость изменений разреза на больших расстояниях не удается из-за независимости движений различных глыб фундамента. Каждый разрез в любой точке представляет собой результат взаимодействия, равнодействующую между общими для карелия трансгрессивно-регрессивными циклами и частным ходом дифференциальных движений в пределах каждой данной мульды. Таким образом, наблюдаются необходимые для всего карелия стратиграфические уровни, по которым можно коррелировать разрезы карелия и заключенные между этими общими частные переслаивания, характерные лишь для сообщества соседних глыб, т. е. каждой данной структуры или даже ее частей.

Подвижки по разломам основания одновременно с осадконакоплением приводят к образованию различных конседиментационных глыбовых структур (см. раздел «Структуры карелия»). Глубинные разломы разного времени заложения распространяются постепенно вверх, затрагивая вышележащие толщи, и доставляют в не литофицированные полностью осадки основную магму, размещающуюся вдоль плоскостей напластования с образованием силлов.

В условиях контрастности рельефа, все время поддерживающейся перемещением глыб, довольно резко меняются мощности и состав отдельных горизонтов кварцито-песчаниковой толщи (континентального происхождения в нижних частях и морского — в верхних), трансгрессивно с угловым несогласием залегающих на древнем основании. Локально наблюдаются внутриформационные размывы. В западной части Карелии в мощных толщах кварцито-песчаников (до 1000 м) кварцевые конгломераты с кварцевой и кварцитовой галькой достигают мощности нескольких сотен метров; восточнее, на берегах Сегозера, это прослои до 10—12 м в толще кварцито-песчаников мощностью 600—450 м (на северном и южном берегах); к юго-востоку, в Онежской мульде, мощ-

ность кварцито-песчаников наибольшая в северо-западной ее части — всего лишь до 300 м (с большой долей кварцевых конгломератов) — убывает к югу и востоку до нескольких метров и до нуля.

Отсюда следует, что основная область сноса (как и в докарелии) — Восточно-Финляндский массив, у подножья которого с большим перепадом его высоты сгружались обломочные толщи наибольшей мощности. К востоку уменьшается доля континентальных обломочных толщ, увеличивается доля бассейновых фаций в обломочных кварцевых песках (судя по изменению фаций, мощностей, наблюдениям над характером слоистости).

Разрастание морского бассейна происходило к востоку и югу в сторону более плоской суши. Бассейновые фации кварцито-песчаников, перекрывающие континентальные, сменяются, в свою очередь, глинисто-карбонатными и карбонатными онежской серии как вверх по разрезу, так и в латеральном направлении (зона Чирка — Кемь — Онежская мульда) и наконец трансгрессивно ложатся непосредственно на фундамент (южная и юго-восточная части Онежской мульды). Таким образом, Восточно-Онежский массив в карельское время, в противоположность Восточно-Финляндскому, потерял свое значение в качестве ведущей области питания. На западном склоне Восточно-Финляндского массива, на территории Финляндии, разрез карелия часто начинается непосредственно с карбонатных пород онежской серии, лежащих на гранитоидах. Снос материала происходил с Восточно-Финляндского массива в обратном направлении — с востока на запад. Соответственно смена континентальных фаций бассейновыми морскими происходила с востока на запад.

В Восточно-Карельской зоне снова увеличивается мощность кварцито-песчаниковой толщи (свыше 1000 м), как в нижней континентальной части, так и в верхней бассейновой, в результате близости обособившихся к этому времени областей размыва: крупной с северо-востока (за зоной беломорид) и менее значительных и локализованных с юго-запада (Центральнокарельская зона). Близость областей питания обусловила большую мощность обломочных и незначительное количество маломощных карбонатных отложений, наблюдающихся лишь в западных разрезах этой зоны. Судя по первоначальному наклону косой слоистости в эрозионных останцах ятулийских слоистых конгломератов в районе Воронього озера, снос обломочного материала происходил с севера на юг, а область сноса, судя по степени окатанности галек, располагалась недалеко.

Континентального (водного) происхождения обломочные породы без резких границ переходят в прибрежно-морские и бассейновые фации, характеризующиеся более чистым кварцевым составом песков, их лучшей обработанностью и наличием правильной горизонтальной слоистости бассейнового типа. Период разрастания трансгрессии и затопления большей части суши одновременно с ее нивелировкой характеризовался замедленным привносом в области накопления песчаных, алевритовых и илистых частиц, к которым примешивался карбонатный материал. В разрезе эти осадки выражаются характерной пачкой пестроцветных сланцев различной мощности. Максимум трансгрессии ознаменовался отложением карбонатной толщи вверх по разрезу, и в латеральном направлении сменяющей терригенные отложения. Наиболее полные ее разрезы известны в Туломозерской и Онежской мульдах, где В. А. Соколовым [216] выделяется три трансгрессивно-регрессивных цикла, соответствующих циклам прибрежных участков морского бассейна, наблюдающихся и в терригенных типах разрезов. С низкой суши водосборных бассейнов (острова существовали и в это время) поступает незначительное количество обломочного существенно алеврито-глинистого материала; в теплом и мелком море происходит отложение первич-

ных хемогенных доломитов, сначала песчанистых и кремнистых, чередующихся с глинистыми осадками, с маломощными прослоями гематитовых руд, затем наиболее чистого состава. Одновременно с последними образуются строматолитовые и рифо-водорослевые доломиты.

Регрессивный период существования бассейна ознаменовался отложением глинисто-шунгито-карбонатных, черных глинистых и песчано-глинистых шунгитовых сланцев. Накопление первично сапропелитового органического вещества в чистом виде и смешанного с илистым материалом характерно для позднекарельского времени, но происходило оно в условиях отступающего к югу бассейна на малой площади в южной части Карелии, преимущественно в Онежской мульде.

Отложение осадков в карельское время не сопровождалось сколько-нибудь существенной вулканической деятельностью, за исключением начальных моментов заложения поперечных разломов, возобновления активности древних и наиболее интенсивных движений глыб. В последующее время поднимающаяся по глубинным разломам древнего заложения основная магма образовывала интрузивные пласты, из которых последний — третий (в кварцитовой толще), сложенный габбро-диабазами, достигал наибольшей мощности и в спокойной тектонической обстановке был дифференцирован на месте. Меланократовые разности, обогащенные магнетитом, тяготеют к нижней его части, лейкократовые — к верхней. Пегматоидные жилы последних порций застывающей основной магмы рассекали силл [42—44].

Ятулийский морской бассейн в северной части Карелии сообщался с Кольским по узкому проливу (через Кукасозерскую зону), ограниченному Беломорской и Пяозерской сушей (областями размыва). Однако процессы осадконакопления в Кольской зоне и Северной Карелии в значительной степени различались (см. раздел «Стратиграфия карелия»). Послеорогенные докарельско-беломорские разломы (до пенепленизации), неощутимые в Карелии, там «разрядили» обстановку. Предкарельские разломы и подвижки (после пенепленизации) в этой области, если и были (?), не привели к такому резкому расчленению рельефа, не превратили ее в горную страну (и не вызвали существенного перераспределения областей сноса и отложения), поэтому мощность, распространение и размеры обломков в базальных конгломератах карелия здесь несоизмеримо меньше, чем в Карелии, зато кора выветривания на пенеплене сохранилась лучше. Конгломераты обычно являются более отсортированными, ритмичнослоистыми. Стадия континентального накопления толщ с разнообразием и обилием континентальных фаций почти отсутствовала; мелкозернистые кварцевые песчаники низов разреза гораздо реже обнаруживают косую слоистость и знаки ряби. Низкая суша и обширные водоемы без островов обусловили меньшую мощность осадочного разреза в целом (исключая продуктивную сланцевую толщу Печенги) и его грубой терригенной доли (кварцито-песчаников) в частности.

Карельский (ятулийский) морской бассейн с малоизрезанной береговой линией занимал большую площадь по всей срединной части полуострова между Мурманским массивом и Терским горстовым поднятием с широким ответвлением к юго-западу в сторону Куолаярви. Но образовавшиеся в постдокарельское время (до пенепленизации) горстовые поднятия — Понойское, Пурначское, Западно-Карельское — еще существовали в качестве областей сноса.

Доказательством былой обширной площади бассейна являются многочисленные останцы коры выветривания, конгломератов, кварцито-песчаников (Воронья — Колмозеро), а на Кейвах — и вышележащих доломитов (кварциты и доломиты двух верхних подсвит песцово-тундровой свиты — карелий — М. Г.). Кроме трех больших структур (Печенга, Имандра — Варзуга, Усть-Паной) эрозионные останцы карелия, преиму-

щественно конгломераты, рассеяны на этой большой площади. Они описаны разными авторами как более древние, но критически были рассмотрены нами [66] с попыткой доказать более молодой возраст тех из них, которые являлись истинными конгломератами. К этому списку (см. ранее) следует прибавить конгломераты Вочеламбины, описанные Б. А. Юдиным в качестве базальных для тундровой серии, которые автор также склонен рассматривать как более молодые.

Трансгрессивно-регрессивные циклы ятулийского бассейна на Кольском полуострове, выраженные гораздо более резко, чем в Карелии (от конгломератов до доломитов каждый), приводили к перерывам регионального значения и происходили в результате эпейрогенических движений большей части полуострова как единого целого. Те же циклы в Карелии, менее отчетливые, принимали второстепенное значение, несколько усложняя общий направленный ход единого трансгрессивно-регрессивного мегацикла. Малая мощность накапливающихся осадков благоприятствовала тому, что основная магма «сверхглубинных» разломов древнего заложения (Печенгского, Имандра-Варзугского, Панойского; более поздние — постдокарельские разломы, залеченные посторогенными телами габбро-перидотитовой формации и щелочных гранитов, бездействовали) легко вырывалась на поверхность в виде мощных трещинных излияний эксплозивного типа, тогда как в Карелии в то же время происходило образование маломощных силлов. В конце карелия окончательно сформировался первый в истории региона чехол подвижной платформы с разнообразием конседиментационных структур различного порядка. Посткарельский перерыв, по-видимому более длительный, чем внутрикарельские перерывы, не ознаменовался никакими значительными событиями. Эпоха диастрофизма отсутствовала. Прогибание мульд карелия было не столь значительным, чтобы привести к дифференциальному плавлению корней гранитоидной оболочки у разломов или осадочных толщ, необходимому для осуществления гранитоидного магматизма. Посткарельских, в том числе щелочных, гранитов не было [66].

Однако еще раз в хогландии [46, 51, 56] произошло оживление деятельности крупнейших докарельско-карельских прогибов — только тех, которые были расположены в зонах «сверхглубинных» структурообразующих разломов. На субплатформенных отложениях карелия заложились в какой-то степени унаследованные прогибы, по характеру напоминающие геосинклинальные, с нижней терригенной формацией (глинистые и кремнистые сланцы, выше туфосланцы) и мощной офиолитовой формацией, в наиболее типичном виде представленной в районах Онежской мульды (суйсарский вулканический комплекс), Печенги (комплекс четвертой вулканической толщи) и Ветреного Пояса [230, 41, 56, 160, 91—94, 97, 98]. Вулканогенные образования свыше 1—1,5 км мощности (в Печенге) переслаиваются с тонкими горизонтами туффитов и представлены преимущественно спилитовыми лавами, шаровыми лавами и разнообразными их пирокластолитами; пикритовыми лавами и их брекчиями течения и шаровыми лавами; реже тонкими покровами кварцевых порфиров [143, 144]. Им сопутствует разнообразный интрузивный комплекс, в том числе ультраосновных пород. По петрографическому составу хогландский комплекс довольно резко отличается от карельских и докарельских комплексов [58].

Наложенные геосинклинали (?) хогландия остановились в развитии на ранних этапах. Слагающие их толщи характеризуются лишь слабой неполной складчатостью, по-видимому гравитационного происхождения, одновременной с накоплением осадочно-вулканогенных толщ. Отсюда режим хогландия определяется нами (М. А. Гилярова, 1966 г.) как начальный, геосинклинальный, незавершенный.

В постсуйсарское время регион вступил в фазу устойчивой стабилизированной платформы с преобладающим воздыманием в течение всего позднего докембрия.

В южной части региона в иотнийское время закладывается региональная пограничная флексура, отделяющая Балтийский щит от Русской платформы [163]. Верхнее крыло флексуры высотой до 200 м в окрестностях Ленинграда при нулевой отметке фундамента следует от Пудожа, через Онежское озеро, на запад-юго-запад к г. Приозерску (Ладожское озеро) — г. Приморску (Финский залив) и дальше в Финляндию и Швецию. Флексура ограничивает с севера распространение обломочных типично платформенных гравелито-песчано-глинистых отложений иотнийской синеклизы и контролирует проявление магматической деятельности иотния — хогландия. В кварцито-песчаниках иотния, как и в ятулийских, наблюдаются пластовые тела диабазов и габбродиабазов (по западному берегу Онежского озера, острова Ладоги), однако резко отличных по составу и химизму от более древних. Если ятулийские относятся нами к группе интрузивных спилитов, то иотнийские принадлежат к трапповой, толеит-базальтовой формации. Согласно А. А. Полканову, к этой же флексурной линии вдоль ее простирания приурочены платформенные тела гранитов рапакиви интрузивного происхождения.

Базальные отложения иотния известны во многих местах и представлены разнообразным комплексом конгломератов с галькой всех пород более древних комплексов, в том числе суйсарских (петрозаводские, нурмозерские); гравелитов (укшозерские); граувакк и аркозов, выше которых залегают песчанистые отложения. Многочисленные останцы иотнийских базальных образований и кварцитов прослеживаются далеко к северу от г. Петрозаводска, на различных породах Онежской мульды, где они были выделены Е. М. Михайлюк и М. А. Гиляровой в 1950 г. В настоящее время иотнийские отложения хорошо изучены и детально расчленены [34—36, 101, 107, 202, 203]. Они отлагались в мелководном бассейне, распространявшемся к югу (под палеозойским чехлом). Снос обломочного материала происходил с севера в течение всего времени накопления.

Поздний протерозой. К позднему протерозою Кольский полуостров представлял собой жесткую более или менее монолитную глыбу с установившимся платформенным режимом и тенденцией к устойчивому поднятию, в пределах которого бассейны иотнийской седиментации не возникали. Во всяком случае нигде на его площади соответствующие отложения не найдены и практически отсутствуют как в обломках более поздних гиперборейских отложений (конгломераты средне-кильдинской и рыбачинской серий), так и в валунах современных морен.

К началу гиперборея по периферии Кольского полуострова активизировались крупнейшие ортогональные разломы, в основном северо-западного и северо-восточного направления (линии Карпинского), которые обусловили его приблизительно современные очертания и привели к образованию краевых прогибов платформы (акватория Баренцева моря, горло Белого моря, Кандалакшский залив). В то же время определилось положение главного водораздела Кольского полуострова (близкого к современному), так что снос обломочного материала происходил с юга и юго-запада в область осадконакопления по акватории Баренцева моря, с северо-запада — по акватории Белого моря и с северо-востока — в область Кандалакшского залива. Осадки среднекильдинской серии, хотя и наблюдаются в ограниченных участках удаленных разрезов, обладают, по Э. И. Сергеевой [197], комплексом общих признаков, позволяющих относить их к единому платформенному мегациклу седиментации. С воздыманием Кольского полуострова образовавшаяся на пенеплене во время длительного (по данным геохронологии

100—150 млн. лет) предгиперборейского перерыва химическая кора выветривания и коренные породы архей-протерозойского возраста подвергались размыву и сносились в обширный мелководный бассейн. Об этом свидетельствуют откладывающиеся толщи конгломератов и красноцветов по периферии Кольского полуострова в низах среднекильдинской серии, вышележащие кварцевые мономиктовые песчаники, а также сопровождающие их косая слоистость, знаки ряби и образование аутигенного буро-зеленого глауконита. В условиях продолжающегося опускания происходило накопление алевритовых осадков, затопление прибрежной суши с образованием отмелей, на месте и вблизи которых происходило накопление быстро выклинивающихся горизонтов конгломератов. Именно к этим участкам приурочено образование строматолитовых известковистых пород, окаймляющих отмели и в глубь бассейна переходящих в тонкообломочный материал. Колонии рифообразующих водорослей окружали островную сушу в виде барьеров.

Дальнейшая история эпиконтинентального бассейна характеризуется не менее чем двумя скачкообразными дифференцированными поднятиями области сноса, фиксируемыми в разрезе образованием грубообломочного материала в области отложения и локальных внутриформационных размывов (третья и пятая свиты по Э. И. Сергеевой), с последующим неустойчивым состоянием области осадконакопления и ее дифференциацией. Локальное обмеление бассейна с возникновением лагунного режима (пестроцветная толща алевролитов, сланцев, доломитистых карбонатных пород с трещинами усыхания) в северо-западной части (на п-ове Среднем) к востоку сменяется нормально-морскими ритмичнослоистыми песчано-глинистыми отложениями юго-запада п-ова Рыбачьего (четвертая среднекильдинская свита). Последнее поднятие привело к перерыву и несогласию между среднекильдинской и рыбачинской сериями.

В конце позднепротерозойского времени по северному обрамлению Кольского полуострова возобновляются тектонические движения по швам глубинных разломов и происходит заложение прогиба по северной территории Кольского полуострова, выполненного обломочными отложениями рыбачинской серии. Доступная для изучения площадь развития отложений низов этой серии и результаты сейсмогеофизических работ на акватории Баренцева моря позволяют предполагать значительную мощность четырех свит, входящих в ее состав (до 6000 м).

Грубообломочные (вплоть до валунно-глыбовых) конгломератовые отложения низов рыбачинской серии свидетельствуют об эрозии и денудации крупных поднятий, синхронных с образованием краевого прогиба платформы [155] по северной окраине щита, сформировавших расчлененный рельеф, и соответственно об образовании обрывистой резко расчлененной береговой зоны вдоль тектонических уступов. Несортированный грубообломочный материал кверху сменяется ритмичнослоистыми конгломератами аллювиально-потоковых фаций, а затем галечниковыми и песчанистыми отложениями мелководного морского бассейна.

Вышележащая нормальнослоистая однообразная песчанистая 2-километровая толща отлагалась в обширных открытых заливах с хорошо развитой шельфовой зоной в условиях компенсированного прогиба.

С продолжением трансгрессии и дифференциации бассейна происходило осадконакопление третьей свиты (по Э. И. Сергеевой), в разрезе которой возрастает роль глинистых осадков в северо-восточной части бассейна и происходит огрубение осадков к северо-западу, вплоть до появления в разрезе линз гравелитов и конгломератов, указывающих на локальные внутриформационные перерывы, и тяготеющих к ним биогенных известковистых пород, обусловленных развитием колоний рифообразующих водорослей в зоне мелководья. Погружение носило пульсационный характер, что нашло отражение в флишеподобном строении

третьей и четвертой свит. В дальнейшем происходили развитие трансгрессии и отложение исключительно глинистых и алевролитовых ритмичнослоистых осадков в условиях открытого обширного водоема, судя по отсутствию латеральной дифференцированности.

К настоящему времени наиболее крупной площадью развития рифея с наиболее полным его разрезом и стратиграфическим контактом с фундаментом являются полуострова Средний, Рыбачий и Кильдин. Рифейские отложения прислонены (п-ов Средний) к архейским гранитоидам. Во всех остальных местах рифей встречается в малых тектонических грабенах, ориентированных в поперечном направлении к основной системе разломов и быстро затухающих в стороны от них. Он представлен нижними горизонтами среднекильдинской свиты и залегает горизонтально или почти горизонтально. Верхняя рыбачинская свита по направлению к северо-востоку локально обнаруживает сильную дислоцированность.

В последние годы много нового материала по рифейским отложениям было получено Э. И. Сергеевой, которая изучила ранее плохо известные его разрезы, произвела их корреляцию и провела комплекс специальных литологических исследований.

К рифейским отложениям, по-видимому, следует относить так называемую салминскую свиту, которая недавно вновь была описана [101] согласно полученным материалам по скважинам СЗТГУ. Она обладает здесь ничтожной мощностью (первые десятки метров), залегает непосредственно на гранитах рапакиви и содержит их гальку; терригенные отложения (песчаники), залегающие почти горизонтально, в тектоническом грабене перекрыты порфиритами хорошей сохранности. Ранее она была кратко описана нами [46] в качестве иотния. А. И. Кайряк справедливо отметил петрографическое различие между салминскими песчаниками и кварцито-песчаниками западного берега Онежского озера. Возраст песчаников (К — Ar-метод) 1200 млн. лет.

Об истории восточной части Балтийского щита в раннем палеозое ничего не известно. По-видимому, в это время весь регион представлял собой сушу и осадконакопления не происходило. Однако в Хибинском грабене (С. Д. Покровский, Л. А. Кириченко, Н. А. Волотовская) среди кристаллических образований докембрия сохраняются континентальные осадочно-эффузивные толщи девона (в останцах кровли Ловозерского массива) и нижнего карбона (Контозеро). Кроме того, в восточной части Кольского полуострова, в бассейне р. Паной и в южной части в районе устья р. Варзуги, были найдены валуны каменноугольных известняков.

Таким образом, глыбовые движения продолжались на Кольском полуострове в среднем палеозое в каледонскую эпоху (с формированием тел ультраосновной щелочной формации), в герцинскую эпоху (щелочная провинция Хибин и Ловозера в Хибинском грабене), они продолжаются вплоть до настоящего времени и документируются повышенной сейсмичностью Кольского полуострова, данными нивелировок, «живой тектоникой» в четвертичных отложениях. В настоящее время Кольский полуостров может рассматриваться как эпиплатформенная орогенная область.

СУЩЕСТВУЮТ ЛИ КОНГЛОМЕРАТЫ ДОКАРЕЛИЯ?

С тех пор как была выделена в Карелии новая крупнейшая стратиграфическая единица — докарелий [42—44] — в качестве самостоятельного структурного этажа, отделенного от выше- и нижележащих этажей угловыми несогласиями и эпохами диастрофизма, появились стремления снабдить его своими базальными образованиями. Находки кор выветривания и базальных конгломератов, лежащих будто бы в подошве докарелия, увеличиваются с каждым годом. Вместе с тем выделяются новые структурные ярусы и подразделения, содержащие в основании вновь найденные конгломераты будто бы иных стратиграфических уровней. Однако проверенные автором лично в поле многие из них либо оказались базальными конгломератами более молодого возраста (Карельского), либо псевдоконгломератами. В последнем случае за конгломераты принимались:

1) будинаж-структуры с «галькой» — будинами; если форма будин была типичной вытянутой, они принимались за развальцованную гальку тектонизированных конгломератов. Качества, отличающие их от базальных конгломератов: распространение прослоев «конгломератов» не в основании, а на разных горизонтах, часто по всему разрезу неоднородной слоистой толщи; отсутствие «галек» подстилающих древних пород, состав «гальки» соответствует составу наиболее прочных слоев или их групп в данной толще или более мощным слойкам среди тонкослоистых; распределение «галек» одинакового состава часто происходит вдоль напластования или вторичной полосчатости, или ступенчато, если будинируются жилки и жилы, косо ориентированные к слоистости. Когда будинируются более крупные, далеко растащенные будины, возникают стаи «галек», которые отличаются одинаковым составом;

2) овальные или округлые раздувы метасоматических жилок от миллиметра до 10—15 см, состава кварц+альбит, кварц+альбит+эпидот, кварц+микроклин, соответственно принятых за гальку кварца, кварцита, аплита и гранита. Альбит в таких «гальках» обычно водянопрозрачный, несдвойникованный или с простыми двойниками в изометрических зернах и резко отличается от кислых плагиоклазов гранитов. Последние представлены альбит-олигоклазом или олигоклазом, замутнены или серицитизированы (более или менее) и обычно полисинтетически сдвойникованы. Встречаются в любых породах недалеко от контактов с секущими их гранитами в особенности;

3) тектонические брекчии — отличия их от конгломератов общеизвестны, и тем не менее, когда острые углы обломков стираются (а это бывает нередко), их очень легко спутать;

4) туфобрекчии основных спилитовых лав, особенно в том случае, когда они содержат округлые вулканические бомбы, часто эпидотизированные и очень плотные, которые легко принимаются за гальку;

5) миндалекаменные основные эффузивы, величина миндалин которых достигает значительной величины (иногда 10—15, чаще несколько сантиметров). Состав их кварцевый или кварц-альбитовый.

За древние базальные или внутриформационные конгломераты принимались базальные конгломераты карелия (ятулия), лежащие несогласно на древних породах, в следующих случаях.

1. Эрозионные останцы ятулийских конгломератов или коры выветривания, лежащие в стороне от полей распространения вышележащих ятулийских же кварцито-песчаников, в ядрах шовных флексурных синклиналей 2-го порядка, отчлененных выветриванием от материнских мульд (см. рис. 6). В этом случае по ним проводятся или к ним невольно подтаскиваются ближайшие границы между породами фундамента, которые рассматриваются как «подошва» докарелия, беломория, кольских гнейсов, тунгудско-надвоицкой серии... По ним рисуются несуществующие угловые несогласия и эпохи диастрофизма, а сами конгломераты считаются базальными для вышеперечисленных или заново выделяющихся подразделений. Если к ним не удается подтянуть какую-либо границу, они считаются внутриформационными для гнейсов или кристаллических сланцев тех же подразделений; такому толкованию способствует то обстоятельство, что залегающие на месте своего образования конгломераты не только содержат гальку подстилающих пород, но и механически заимствуют из них минеральные ингредиенты, среди которых присутствуют иногда такие типоморфные минералы, как гранат, кианит, ставролит и пр., и тогда впоследствии вновь литифицированная масса цемента мало отличается от подстилающей материнской породы, конгломераты укладываются в разрез подстилающих гнейсов и их «внутриформационное» положение не подвергается сомнению. Таковы, например, некоторые останцы конгломератов и кор выветривания ятулия, с «обсосанными» кристаллами ставролита, залегающие со слепым несогласием на высокоглиноземистых толщах Кейв, района Воронья — Колмозеро и пр. Эти непрочные породы в гальке почти не встречаются, но их глиноземистые минералы входят в цемент конгломерата. В районе Косозера долгое время считалось, что кварцевые порфиры секут полимиктовые конгломераты (обусловливая новообразования в его цементе полевого шпата и кварца), до тех пор пока не было доказано, что голубой кварц и полевой шпат — выкрошенные вкрапленники более древнего выветрелого кварцевого порфира, которые вошли в состав цемента конгломерата как обломочные зерна [45].

2. Эрозионные останцы конгломератов, слагающих тип разреза горст-антиклиналей. Ошибкам в определении возраста конгломератов способствует убеждение, что конгломераты обязательно должны залегать в понижениях древнего рельефа, например у подножья древних тектонических уступов. Это далеко не так, особенно в условиях конседиментационной складчатости ятулия. К началу ятулийского времени усилилась интенсивность блоковых вертикальных движений, поднимающих участки пенеплена, покрытого корой выветривания, на разную высоту. В поднимавшихся блоках — сводах будущих горст-антиклиналей, которые представляли собой отмели или поднятую сушу, формировались глыбовые, валунные, галечные или полимиктовые конгломераты, залегающие in situ или слабо перемещенные, с плохой сортировкой материала; в сторону опускающихся блоков — будущих синклиналей сносился более мелкий материал, моно- или полимиктовые конгломераты замещались сортированными кварцевыми, представляющими собой перемытую и перемещенную кору выветривания, а в наиболее погружающихся участках кора выветривания захоронялась без перемыва и сохранялась под кварцито-песчаниками. В результате в настоящий момент мы наблюдаем в размытых пологих сводах-ядрах штамповых горст-антиклиналей покрышку конгломератов или подстилающие их несогласно дислоцированные породы докарелия, а в крыльях — более или менее крутозалегающие кварцито-песчаники, сохранявшиеся в грабен-синклиналях и подстилавшиеся в ряде случаев

уже не полимиктовыми конгломератами, а замещающими их кварцевыми или корой выветривания того же возраста (см. рис. 5, 6, 7).

Таким образом, временна́я последовательность базальных образований карелия: кора выветривания — полимиктовые конгломераты — кварцевые конгломераты (по вертикали снизу вверх), одновременно прослеживается и пространственно, в горизонтальном направлении: в сводах горст-антиклиналей — полимиктовые конгломераты (выше кварцевые конгломераты, грубые кварцито-песчаники в сокращенной до нуля мощности); в крыльях — кварцевые конгломераты (выше кварцито-песчаники); в ядрах грабен-синклиналей — кора выветривания (выше кварцито-песчаники, глинистые сланцы).

Именно такую картину мы наблюдаем на карте Койкарского района, правильность которой не подлежит сомнению, так как впоследствии эта структура многократно проверялась крупномасштабными съемками с большим объемом буровых и горных работ (см. рис. 13, 36). Ядро Койкарской антиклинали покрыто плащом полимиктовых конгломератов, размывающихся к западу, а на восток уходящих под кварцито-песчаники. Окаймляющие антиклиналь с запада и востока синклинали выполнены карельскими (ятулийскими) кварцито-песчаниками, переслоенными силлами диабазов. В западной синклинали кварцито-песчаники подстилаются в обоих крыльях уже не полимиктовыми, а базальными кварцевыми конгломератами или корой выветривания, лежащими непосредственно на докарельском основании так, что выклинивание конгломератов к ядру западной синклинали совершенно очевидно.

Восточная синклиналь в западном своем крыле подстилается еще полимиктовыми конгломератами, а в восточном — уже кварцевыми или корой выветривания так, что выклинивание (замещение вкрест простирания) полимиктовых конгломератов происходит под кварцито-песчаниками. Если представить, что размыв пошел еще дальше и от покрова полимиктовых конгломератов в своде антиклинали останутся лишь реликты — эрозионные останцы, лежащие на дислоцированных породах докарелия, тогда легко приурочить выходы этих конгломератов к границам внутри докарелия (например, между филлитовидной и зеленосланцевой толщей), тем более что их уже не наблюдали бы в подошве соседних синклиналей, сложенных карельскими кварцито-песчаниками. Там они уже замещены кварцевыми конгломератами или корой выветривания (см. рис. 5).

Отсюда можно сделать вывод, что все эти базальные образования одного стратиграфического уровня разновозрастны. Если бы в ядре Койкарской антиклинали были и граниты, секущие докарелий (как это часто наблюдается), то лежащие на них или близ них останцы гранитных конгломератов ятулия считались бы самыми древними — приуроченными к подошве докарелия (нижнего карелия К. О. Кратца, нижнего протерозоя В. А. Перевозчиковой), полимиктовые — к подошве зеленых сланцев или филлитовидной толщи докарелия (тунгудско-надвоицкой серии тех же авторов), кварцевые конгломераты — или к подошве какого-нибудь нового не существующего, подразделения, или вместе с корой выветривания наконец-то попали бы на свое истинное место — в подошву карелия (ятулия).

Подобные ошибки постоянно делаются в действительности во всех других районах Карело-Кольского региона, например в районе Панаярви в Северной Карелии (см. рис. 37), в районе Тунгуды (см. рис. 28) и в других местах, где выделяются базальные образования трех-четырех стратиграфических уровней, хотя на самом деле они соответствуют одному — предкарельскому — перерыву (табл. 7). Подобно Койкарской, в районе Панаярви наблюдаются две брахиантиклинали (Раакку-тунтури и Мянтю-тунтури), окаймленные узкими извилистыми синклиналями карельских кварцито-песчаников. В сводах и крыльях антикли-

Таблица 7

Образования, принимающиеся в литературе за конгломераты древнее ятулийских

Возраст	Местонахождение конгломератов
	Истинные конгломераты
Конгломераты и аркозы базальные для карелия (ятулия), принимающиеся за более древние базальные преимущественно докарельские („раннепротерозойские") или тунгудско-надвоицкие	Партанен (Сев. Приладожье), Хаутоваара (Приладожье) Гормозера (Бергаул) Большозера Гимольского озера Надвоицы — Парандово северного побережья Панаярви Некоторые конгломераты Малых Кейв Зона Воронья — Колмозеро (лявозерской свиты) Верховьев р. Чапомы Вочеламбины (Имандра)
Конгломераты базальные для карелия, принимающиеся за более древние, внутриформационные	Малых Кейв — зоны Имандра — Варзуга (лебяжинской, чевуртской, выхчуртской свит и др.) Зоны Воронья — Колмозеро в зоне „вороньетундровской свиты"
	Конгломератовидные породы
Псевдоконгломераты — будинаж-структуры	„Конгломерат" оз. Воронье — Пебозеро „Конгломерат" Костамукши „Конгломерат" северо-западного окончания структуры Воронье – Колмозера „Конгломерат" р. Уры „Конгломерат" Ефимозера „Конгломерат" г. Ягульурты (Кейвы района р. Семужьей)
Псевдоконгломераты — тектонические брекчии	„Конгломераты" восточного контакта габбро главного хребта Монча-Волчьятундры с кольскими гнейсами „Конгломераты" Подас и Корватундры „Конгломераты" р. Уры
Псевдоконгломераты — туфо-брекчии	„Конгломераты" Пебозера в основании „тунгудско-надвоицкой серии" Некоторые „конгломераты" зоны Имандра — Варзуга
Псевдоконгломераты — раздувы метасоматических жилок	Частью „гальки" конгломератов р. Уры
Псевдоконгломераты — миндалины	Зеленокаменные породы рижгубской свиты с миндалинами до 5 см

налей выходят докарельские зеленые сланцы и кварцевые порфиры, беломорские гнейсы и пересекающие их гранитоиды с эрозионными останцами несогласно лежащих на них сверху карельских гранитных или полимиктовых конгломератов (см. рис. 38).

Гранитные конгломераты принимаются за базальные докарелия, полимиктовые — за базальные тунгудско-надвоицкой серии, и только кварцевые конгломераты и кора выветривания ставятся на свое истинное место в подошве карелия. В двух точках этого района, однако, гранитные и полимиктовые конгломераты непосредственно еще подстилают карельские кварцито-песчаники у оз. Туохиламби и на южном берегу Панаярви (м. Кааппо-Калливо), замещаясь корой выветривания уже под ними. Но и это не наводит на правильное решение вопроса.

В этом же районе на северном берегу Панаярви финские геологи [294] находили в полимиктовых конгломератах гальку коры выветривания кварцевых порфиров, так называемые «глазастые» или очковые сланцы с глазками голубого опаловидного кварца, делая вывод, что кора выветривания предшествовала образованию конгломератов (они были не правы лишь в том, что приписывали время образования коры предкалевийскому, более древнему, перерыву, тогда как она соответствует тому же предъятулийскому перерыву). Но и это не мешает считать [12, 13, 118] кору выветривания более молодой, лежащей на полимиктовых конгломератах и на этом основании выделять так называемый сариолийский ярус, отделенный перерывом с корой выветривания от карелия (ятулия), хотя «сариолийские» конгломераты в непрерывном разрезе подстилают карельские кварцито-песчаники в ядрах и карельских антиклиналей.

Район Тунгуды (см. рис. 28) представляет собой свод горст-антиклинального поднятия, возникшего к началу карельского осадконакопления и продолжающего развитие одновременно с ним. С северо-востока его окаймляют синклиналь Воингозеро — Кевятьозеро, замыкающаяся у западного конца оз. Вотулма; с юго-запада — Компаковская синклиналь, на северо-западном продолжении которой располагается синклиналь Суопасваара — Суопосалма. Обе синклинали сложены кварцито-диабазовыми толщами карелия и подстилаются в основном корой выветривания или кварцевыми конгломератами (последние встречаются и выше в разрезе кварцито-песчаников), и только к юго-западу от Кевятьозера кварцито-песчаники синклинали Воингозеро — Вотулма непосредственно подстилаются полимиктовыми конгломератами.

В своде Тунгудской горст-антиклинали выходят докарельские толщи: филлитовидная, вмещающая эффузивы кварцевых порфиров со следами колчеданного оруденения, и верхняя зеленокаменная, прорванные гранодиоритами, на них лежат несогласно эрозионные останцы полимиктовых конгломератов — Куйковараки, оз. Лобаш (к югу от него), к северу от оз. Нигалма, а иногда и сохранившиеся на них грубозернистые кварцито-песчаники с прослоями кварцевых конгломератов в ядрах малых синклиналей — к северу от оз. Нижнее Нигалма и к юго-западу от Кевятьозера, т. е. в этом районе картина аналогична той, что мы наблюдаем для Койкарской антиклинали с разницей, что от размытой покрышки полимиктовых конгломератов остались лишь реликты. Кора выветривания в своде антиклинали полностью перемывается — до отложения и одновременно с конгломератами — и сохраняется только при быстром захоронении в пониженных участках грабен-синклиналей под кварцито-песчаниками или в редких эрозионных останцах рядом с ними.

3. Гранитные или полимиктовые конгломераты вместе с покрывающими их (не размытыми в этих участках) кварцито-песчаниками карелия значительно реже относятся к более древним образованиям, например

к подошве докарелия, как это произошло в районах Надвоицы — Парандово, Воронья — Колмозеро и пр.

Кварцевые, гранитные конгломераты и кора выветривания в районе Надвоицы — Парандово залегают в основании одних и тех же кварцито-песчаников в одной и той же синклинальной складке (см. рис. 25) [53]. Ранее считалось, что карельской кварцито-песчаниковой толщи, переслоенной диабазами, в этом районе вообще не было, что гранитные конгломераты лежат в основании докарелия (по Сумскому буровому профилю), а полимиктовые (к югу от д. Надвоицы) несогласно на всех прочих породах, в том числе на кварцито-диабазовых толщах, неправильно относимых также к докарелию.

Отчлененные от крупных карельских мульд эрозией структуры карелия 2-го порядка в виде узких и длинных флексурных синклиналей — сателлитов, зажатых в фундаменте, вместе с их базальными образованиями (конгломератами, корой выветривания) и параллельных борту мульд относятся часто к докарелию (Шомбозеро, Куолаярви, Малые Кейвы). Многие геологи, однако, к реликтам конгломератов карелия, лежащим на фундаменте несогласно, приурочивают границы между породами фундамента, вводят конгломераты в разрез фундамента и считают их более древними: 1) подстилающими докарелий — их парандовскую серию; 2) подстилающими их тунгудско-надвоицкую серию, за которую здесь принималась в основном верхняя зеленокаменная толща докарелия; 3) подстилающими карелий.

Описанные В. Е. Руденко в 1968 г. полимиктовые конгломераты, найденные к востоку от б. рудника Бергаул, рассматриваются им как базальные для докарелия на том основании, что они обладают более высокой степенью метаморфизма и секутся жильными гранитоидами. Конгломераты вместе с гнейсами, которые они будто бы подстилают, образуют, по В. Е. Руденко, северо-восточное окончание антиклинали, заключенное в тектоническом блоке, и, кроме того, наблюдаются в ряде изолированных выходов как близ массива порфировидных гранитов, так и в поле развития гнейсов. Нижние их горизонты являются плохо сортированными глыбовыми конгломератами с угловатыми и угловато-окатанными обломками выветрелого гранито-гнейса размером 1—100 см и скоплениями фрагментов, представляющих собой части ранее единых глыб, сцементированных граувакками. Насыщенность обломками неравномерная. Конгломераты средних горизонтов заключены в виде линз в биотитсодержащих гнейсах, характеризуются хорошей сортировкой, малой упаковкой галек (количество которых не превышает 20%) в мелко- и крупнозернистом аркозовом цементе. Преимущественно встречается галька мелкозернистого серого гнейса и кварца размером до 10 см в поперечнике. В конгломератах верхних горизонтов наблюдается хорошо окатанная разнообразная галька в слоистом аркозовом цементе, и выше конгломераты переходят в эти аркозы. Мощность конгломератов (240 м), вероятно, сильно преувеличена.

К западу от описанных выходов конгломератов, на р. Кюльмяс, давно известны карельские кварцито-песчаники, в основании которых залегают то кварцевые конгломераты и аркозы, то кора выветривания. Описанные В. Е. Руденко конгломераты (как и тунгудские и панозерские) представляют собой еще уцелевшие от размыва реликты чехла базальных образований в своде штамповой анктиклинали. Внизу они состоят из глыб подстилающего выветрелого гранито-гнейса, сцементированного граувакками, кверху, в результате перемыва, приобретают стратификацию, содержат мелкие окатанные обломки, сцементированные аркозовым материалом.

В сторону от свода антиклинали по простиранию, так же как и вверх по разрезу, глыбовые конгломераты переходят, как и в Койкарах, во все более мелкозернистые и перемытые образования и в ее

крыльях представлены кварцевыми конгломератами, а затем аркозами, совершенно подобными тем, которые цементируют средние и верхние горизонты полимиктовых конгломератов.

В ядре синклинали кварцито-песчаников сохранилась кора выветривания, предохраненная от перемыва и дальнейшего разрушения пород быстрым захоронением в опускавшемся блоке грабен-синклинали. Если бы на Бергауле размыв почти не уничтожил базальных образований в своде горст-антиклинали, можно было бы наблюдать всю гамму переходов между ними, как в Койкарах. Образование глыбовых конгломератов происходило в повышенной части рельефа — в своде антиклинали. Отсюда выносился мелкозернистый материал и оставался на месте глыбовый. Впоследствии в результате трансгрессии и эти скалистые отмели были затоплены и перекрыты кварцито-песчаниками, в настоящий момент уничтоженными эрозией.

«Конгломераты» Подас- и Корватундры впервые найдены Л. Н. Латышевым будто бы в основании древних толщ тундровой свиты. Обломки состоят из гранитоидов. По более поздним наблюдениям Л. И. Ивановой, они являются тектоническими брекчиями с остроугольными обломками гранитоидов и других пород в хлоритовом цементе и как раз попадают на простирание крупного регионального разлома.

Конгломераты, распространенные в районе Межозерского месторождения, образуют полосу шириной 300—700 м, прослеживающуюся в меридиональном направлении на 4,5—5,5 км. Обычно их относят к конгломератам так называемой суккозерской свиты, залегающим будто бы в основании «гимольской серии», т. е. докарелия. В. М. Чернов с авторами [258] повторно описывают конгломераты, хотя нового убедительного стратиграфического материала не приводят. Конгломераты лежат на различных породах докарелия и гранитоидах. Непосредственные четкие контакты докарельских амфибол-биотитовых сланцев и гранитоидов с конгломератами наблюдались соответственно в 450 м западнее и 850 м северо-западнее оз. Окуневого. В первом случае конгломераты лежат на амфибол-биотитовых сланцах и содержат внизу их редкие гальки, количество которых выше достигает 30%. Во втором случае на неровную поверхность гнейсо-гранитов налегают глыбовые гранитные конгломераты, на 95% состоящие из крупных глыб гнейсо-гранитов и гнейсо-гранодиоритов, вытянутых в виде стержневидных обособлений до 0,5—1,5 м.

Плоскость контакта у поверхности земли падает на северо-восток под углом 80°, что, однако, не дает возможности судить об истинном залегании конгломератов, так как на неровной поверхности основания они могут залегать в разных местах с различными углами падения. Стратиграфически вверх они быстро (через 1 м) переходят в галечные конгломераты с галькой до 10—15 см в поперечнике, помимо гранитоидов состоящей из кварц-биотитовых мелкозернистых сланцев, и цементом приблизительно того же состава.

Гранитные конгломераты в разрезах чередуются с «туфоконгломератами» с галькой кварц-биотитового сланца в подобном же цементе с постепенными переходами между ними, создавая грубую слоистость. Остается неясным, почему они называются «туфоконгломератами» [258]. Эти контакты не вызывают сомнения в том, что конгломераты залегают несогласно на нижележащих породах, но не дают никакого основания считать их докарельскими (в основании «гимольской серии»). К докарельским они относятся по следующим причинам:

1. Залегающие выше и чередующиеся с конгломератами ритмично- и косослоистые «граувакковидные амфиболовые сланцы (с порфиробластами амфибола) с прослоями микротуфобрекчий и изредка «лептитовых гнейсов» относятся к породам докарелия (гимольской серии). Но из детального литологического описания авторов следует, что граувак-

ковидные амфиболовые сланцы — рассланцованные граувакки; описанные «округлые обособления» полевого шпата и амфибола до 1—2 см — не что иное, как гальки подстилающих пород (в том числе амфиболитов) и минералов из них. Фрагменты «туфобрекчий» состоят из «развальцованных» обломков (почему не галек? — *М. Г.*) гнейсо-гранитов, биотит-эпидот-полевошпатовых и роговообманково-биотит-кварцевых, кварц-биотитовых пород. Последние почему-то называются «туфогенными», хотя они вполне соответствуют подстилающим гнейсо-сланцам. Из описания следует, что «туфобрекчии» — те же конгломераты, в которых, может быть, меньшая окатанность обломков сланцев вполне естественна, так как, выветриваясь, они дают дресву с уплощенными обломками и острыми боковыми гранями. Таким образом, вся толща описанных пород, в которой чередуются слои крупногалечные, мелкогалечные и безгалечные (из одного граувакового цемента), конгломератовая и по петрографическому составу — слои с преимущественно гранитной или преимущественно сланцевой галькой. Венчается эта толща несомненными конгломератами. Гимольские же сланцевые породы входят в состав конгломератов только в качестве обломочного материала, а отнюдь не переслаиваются с конгломератами. Таким образом, «докарельский возраст конгломератов» по приведенным материалам вовсе не позволяет «однозначно решать вопрос о стратиграфическом положении конгломератов и относить их к низам гимольской серии», как утверждают авторы, а «пирокластический материал» в них — скорее граувакковый осланцованный и метаморфизованный цемент. Нами они попрежнему рассматриваются как базальные, карельские.

2. Кроме того, в этих конгломератах в 1947 г. нами были найдены гальки железорудной толщи (магнетитовые и прочие кварциты, порфироиды). Последние описаны позже и другими авторами (В. В. Яковлева). Жилы будто бы гранита, пересекающие конгломераты, как это постоянно указывалось нами ([52] и т. д.), являются кварц-альбитовыми и связаны с габбро-диабазами карелия. А пегматитовая жила в конгломератах, описанная В. В. Яковлевой как их секущая, является жилой, секущей гнейсо-граниты выступа фундамента (эрозионном окне) среди конгломератов, прислоненных к жиле несогласно. Изображенные на карте [258] среди поля этих конгломератов амфибол-биотитовые сланцы, «лептитовые гнейсы», породы рудного горизонта и гранитоиды, показанные в виде выдержанных прослоев в конгломератах, являются или прослоями без галечного цемента, или действительно породами докарелия, выходящими в эрозионных окнах. Почти вертикальная сланцеватость в конгломератах, изображенная на рисунках и фотографиях, еще не позволяет считать конгломераты повсюду крутопадающими, и сами авторы указывают, что «туфоконгломераты характеризуются крупной горизонтальной слоистостью». Вероятно, конгломераты, образующие обширное поле выхода, залегают на неровной поверхности подстилающих пород с разными, но в среднем не очень крутыми углами падения — маломощным чехлом, из-под которого в ядрах малых антиклиналей и эрозионных окнах выходят подстилающие толщи.

Конгломераты Костамукши считались базальными для докарелия, лежащими на гранитах и подстилающими амфиболовые сланцы. По К. О. Кратцу, галька их состояла из плагиогранита и плагиопегматита в кварц-амфиболовом цементе. В. И. Робонен [186] доказал, что за гальку конгломератов принимались будинированные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилки в амфиболовых сланцах.

В районе Большозера К. О. Кратцем [118], В. М. Черновым и М. М. Стенарем [257] описаны базальные конгломераты двух возрастов: более древние, гранитные, подстилающие выделенную ими большозерскую серию (в отличие от тунгудско-надвоицкой не пересеченную гранитами), и более молодые, полимиктовые, лежащие в основании

ятулия на гимольской и большозерской сериях. Согласно нашим представлениям, за большозерскую серию здесь принимались:

1) породы разнообразного базального комплекса, лежащего в основании карелия: элювиальные осадочные брекчии с обломками подстилающих пород фундамента — гранитоидов и пород докарелия; когда элювиальные брекчии состояли из обломков подстилающих кислых эффузивов, они принимались за туфопесчаники и туфобрекчии большозерской серии;

2) породы докарелия, выходящие в эрозионных окнах из-под маломощного чехла базальных образований карелия — альбитофиры, слоистые туфы, лептитовые гнейсы (см. карту и колонку рис. 50, 51).

Гранитные и полимиктовые конгломераты лежат или непосредственно на фундаменте, или на элювиальной брекчии, постепенно переходят друг в друга, а состав их галек целиком определяется составом подстилающих пород, но не разницей в возрасте. Таким образом, базальные образования большозерской серии* и карелия сливаются пространственно и приводятся к одному стратиграфическому уровню.

Конгломераты Вороньего озера и Пебозера в низах гнейсо-сланцевой толщи на подстилающих ее амфиболитах будто бы беломорской формации описаны некоторыми авторами (Л. А. Кириченко, 1950 г.; В. И. Робонен, 1953 г.; С. А. Дюков, 1966 г.; В. А. Шкворов, Ю. Б. Богданов с соавторами). Эти конгломераты принимались ими за базальные образования докарелия (нижнего протерозоя). Сначала находили лишь спорадическую, редко рассеянную гальку в низах гнейсо-сланцевой толщи на протяжении первых снизу 300 м. Ю. Б. Богданов с соавторами описали прерывистый горизонт линз конгломерата, прослеженный ими на 6 км. Веретенообразные или уплощенные гальки состоят из гранитовидных пород (плагиогранитов, диоритов), гнейсов, амфиболитов, реже кварцитов и кристаллических сланцев и кварц-турмалиновой породы, т. е. пород, сходных с породами, «вмещающими» конгломераты, пересеченных жилами гранита и характерными кварц-турмалиновыми жилами. При этом устанавливается одновременная кристаллизация порфиробласт граната и роговой обманки в цементе и в гальках гнейсовых пород.

Учитывая идентичность состава гальки и цемента, расположение галек одного состава «слоями» вдоль одной плоскости напластования, закономерное расположение длинных и коротких размеров галек относительно геометрических элементов складок, приуроченность некоторых линз конгломерата и к верхам разреза гнейсо-сланцевой толщи, следует усомниться в истинной конгломератовой природе этих образований и принять их за будинированные прослойки более жесткого материала в менее жестком — в разнородной слоистой толще.

Зеленокаменные конгломераты и «туфоконгломераты», найденные Л. А. Кириченко в районе Пебозера будто бы в основании «тунгудско-надвоицкой серии» (В. А. Перевозчиковой), по данным С. А. Дюкова, представляют собой брекчиевидные диабазы или туфобрекчии, подчиненные зеленокаменным эффузивам докарелия, и потому не нуждаются в дальнейшем рассмотрении.

Гранитные конгломераты Парандовского района, найденные в 1954 г. В. И. Робоненом в скважине по Кочкомскому буровому профилю, лежат на гранитах в основании будто бы сланцевой толщи докарелия. Нами внимательно просмотрен материал, включая керн, шлифотеки, и заново закартирован район Парандово — Надвоицы [60]. Оказалось, что Кочкомский профиль пересек раздвоенную здесь антиклинальным выступом Выгозерскую синклиналь карелия (в ее северном замыкании) и что между двумя синклиналями выходят докарельские

* Подробнее о существовании большозерской серии см. специальную статью [55].

сланцы основания (см. рис. 25, 11). Гранитные конгломераты подстилают западную синклиналь карельских кварцито-песчаников с западной ее стороны; в восточном крыле той же синклинали и в обоих крыльях следующей к востоку синклинали нами обнаружена в керне кора выветривания на гранитах и докарельских сланцах и амфиболитах. Причиной ошибки послужило крутое залегание карельских кварцито-песчаников, которые были отнесены к докарелию вместе с действительно докарельскими сланцами и амфиболитами (выходящими между двумя синклиналями), т. е. будто бы «в основании докарелия».

В районе северного и южного побережья Панаярви многими авторами выделялись разновозрастные конгломераты: гранитные, будто бы подстилающие докарелий (так называемую тунгудско-надвоицкую серию), приуроченные к границе между гранитами и вулканогенами (зеленокаменными породами и кварцевыми порфирами), и полимиктовые, которым разные авторы приписывали различное положение (внутриформационное, базальное), но которые всегда считались более молодыми (в основании зеленокаменных пород докарелия или в основании кварцито-песчаников карелия). Кроме того, была описана кора выветривания в основании кварцито-песчаников карелия.

Внимательный анализ всех имеющихся материалов показал, что: конгломераты (и гранитные и полимиктовые) встречаются на большой площади, на разных породах докарелия и на гранитоидах, и в нескольких случаях непосредственно в основании кварцито-песчаников карелия (Каапо-Калливо, Туохиярви). За исключением последнего случая, к выходам этих конгломератов приурочивали границы, например, между гранитами и зеленокаменными породами докарелия, между последними и кварцевыми порфирами. На самом деле все эти конгломераты являются эрозионными останцами карельских базальных конгломератов, сохранившихся на склонах и плоских сводах брахиантиклинальных поднятий, образовавшихся одновременно с осадками карелия (см. карту и профили рис. 2, 3, 37, 38). Они содержат гальку характерных очковых сланцев с «глазками» голубого кварца, представляющих собой кору выветривания на кварцевых порфирах; это служит, кстати, лишним доказательством того, что, вопреки мнению К. О. Кратца [118], сначала образовалась кора выветривания, а затем конгломераты, но не в течение двух разных перерывов (докалевийского и доятулийского), как думали финские геологи, а в течение разных этапов одного доятулийского перерыва [62].

В настоящее время возраст конгломератов Кукасозера (см. рис. 19) определяется совершенно правильно как карельский. Но они лежат не выше кварцито-песчаников северного берега Кукасозера (докарельских, согласно К. О. Кратцу и Н. Ф. Демидову [117]), а под ними, на границе между амфиболовыми сланцами докарелия и кварцито-песчаниками, падают под кварцито-песчаники и не содержат гальки последних [63].

Среди однообразных биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, выше по разрезу переходящих в микрозернистые, биотитовые, ритмичнослоистые и далее высокоглиноземистые (гранат-андалузит-ставролит-кордиеритсодержащие) гнейсы, венчающиеся сланцеватыми амфиболитами, описаны конгломераты верхней части течения р. Уры, базальные для тундровой серии [18]. Они проходят точно вдоль тектонического контакта, будто бы отделяющего архейские гнейсы от гнейсов тундровой серии (докарелия) и, по мнению авторов, являются «тектонизированными» первично осадочными образованиями, прослежены с перерывами на 5 км, мощностью до 25 м. Однако состав (биотитовые, амфибол-биотитовые плагиограниты, пегматоидные плагиограниты и биотитовые микрогнейсы) и морфология линзовидных «галек», вытянутых и соединенных часто тонкими прожилками вдоль сланцеватости, не оставляют сомнения в их тектонической природе, тем более что здесь же

наблюдаются послойные прожилки того же состава слабо или совсем не будинированные. Мелкие «гальки», вытянутые в тонкие «полоски», — просто жилки; круглые, до 40 см по длинной оси, рыбообразные четковидные линзы с «хвостами» — будины. Некоторые «округлые гальки» похожи на раздувы метасоматических жилок. По-видимому, в тектонически ослабленной зоне, насыщенной жильным гранитоидным материалом, продолжались подвижки одновременно и после его отвердевания, с разлинзованием тонких жил и более прочных тонкозернистых слойков в гнейсе, в условиях пластичности толщи в целом.

Все истинные конгломераты зоны Воронья — Поросозеро — Колмозеро, до сих пор рассматривавшиеся как разновозрастные базальные (для биотитовых гнейсов лявозерской свиты, по В. А. Масленикову и Л. А. Прияткиной [175, 176], для кварцитов выхчуртской свиты), внутриформационные (для филлитовидной вороньетундровской и высокоглиноземистой червуртской свит), на самом деле являются одновозрастными базальными, лежащими в основании карельских кварцито-песчаников (выхчуртской свиты, по геологам СЗТГУ), несогласно на всех докарельских породах, слагающих структуру Воронья — Поросозеро — Колмозеро, в виде эрозионных останцев. Различный состав гальки и цемента, целиком определяющийся составом подстилающих пород, не служит препятствием для их объединения. Следующие факты говорят в пользу их молодого карельского возраста.

1. Конгломераты не приурочены к линии контактов тех свит, базальными для которых они будто бы являются, и залегают на различных горизонтах каждой из них. Так, например, расположенные рядом 2 контура выхода одинаковых и конечно одновозрастных конгломератов между оз. Лявозером и г. Солдатмыльк, там, где они случайно подтягиваются к контакту между гранитами и гнейсами «лявозерской свиты», считаются базальными для этой последней, а чуть южнее (среди поля гнейсов) они же считаются базальными для кварцитов карелия (выхчуртской свиты [104]).

2. Все конгломераты обладают одними и теми же литологическими чертами: грубой ритмичной слоистостью, одинаковым размером (до 30 см) гальки и степенью ее окатанности, непосредственной зависимостью состава от подстилающих пород. Мономиктовые гранитные ритмичнослоистые конгломераты с гнейсовым цементом, неотличимым от цемента «вмещающих» гнейсов лявозерской свиты, заимствовали свою гальку из ближайших к ним гранитоидов. Полимиктовые конгломераты в поле распространения кварцевых порфиров и филлитовидных сланцев (вороньетундровской свиты) и высокоглиноземистых пород (червуртской свиты) грубослоисты, с галькой кислых эффузивов, связанных с ними сланцев, гранитов, мелкозернистых амфиболитов, биотитовых, мусковитовых и ставролит-гранат-биотитовых гнейсов (одна галька, по данным М. А. Сотниковой, в северо-западной части структуры, все гальки к востоку от руч. Митрий-ламби, много неокатанных обломков в конгломератах к западу от оз. Лявозеро), содержат гальки всех пород докарелия, в том числе ставролитовых червуртской свиты, в основании которой они будто бы залегают (Н. Д. Карпинская, 1964 г.).

Цемент имеет состав, аналогичный подстилающим (а не покрывающим!) глиноземистым гнейсам и сланцам (биотит, кварц, плагиоклаз, кианит, ставролит), потому что он представляет собой едва переотложенный материал подстилающих пород с выкрошенными из них кристаллами граната, кианита, ставролита. Те же конгломераты к западу от оз. Лявозеро и несколько южнее рассматриваются более правильно как покрывающие глиноземистые сланцы, базальные для вышележащей червуртской свиты кварцитов [104], за которую здесь приняты кварциты каре-

лия. Их цемент представлен биотит-мусковит-кварцевыми сланцами. На конгломератах залегают светло-серые слоистые, часто аркозовые, кварцито-песчаники с бластопсаммитовой структурой, которые М. А. Сотникова (1959 г.) совершенно правильно относила к карелию.

По литологическим признакам и возрасту ритмичнослоистые конгломераты Воронья — Поросозеро совершенно подобны ритмичнослоистым базальным конгломератам карелия р. Печенги и оз. Пороярви в Печенгской структуре [59].

Развальцованные конгломераты в северо-западной части зоны Воронья — Полмос — Поросозеро [80] несколько отличаются от описанных хуже выраженной стратификацией, сильной развальцованностью, большим размером галек (до 1 м по длинной оси). Они лежат в виде линзы мощностью 25 м, длиной до 16 м среди сланцеватых амфиболитов с прослоями биотит-гранатовых гнейсов, близ контакта с секущими последние олигоклазовыми и микроклиновыми гнейсо-гранитами. «Валуны и галька» сложены почти исключительно биотитовым плагиогранитом, реже микрогнейсом, меланократовым биотитовым гнейсом и тонкими будинированными линзочками — «гальками» черного биотит-амфиболового сланца. Цемент представлен биотитовым и биотит-гранатовым гнейсом, сходным с тем, на котором непосредственно залегает конгломерат.

На простирании конгломерата на расстоянии 100 м к северо-западу найдены микроклинсодержащие биотитовые гнейсы, напоминающие рассланцованные участки гранитоидных галек, а к юго-востоку — биотит-гранатовые гнейсы, аналогичные цементу конгломерата. Эти сведения, так же как и морфология и состав «галек», о которых можно судить по зарисовкам и фотографиям, приведенным в той же работе, заставляют рассматривать описанные образования скорее как пример будинаж структуры, сходной с конгломератом, чем как истинные конгломераты.

Биотит-гранатовые гнейсы с прослоями более твердых микроклинсодержащих гнейсов, черных биотит-амфиболовых сланцев и серых микрогнейсов, с жилками и инъекциями плагиогранита, будинировались во время складчатости в своих наиболее разнородных по составу и механическим качествам участках. При этом появляющийся жильный гранитоидный материал устремлялся в межбудинные пространства, как это прекрасно видно на фотографиях [80].

Описанные случаи карельских конгломератов, принятых за более древние (чаще всего докарельские) или конгломератовидные породы, особенно в тех случаях, когда они принимались за базальные, приводили к далеко идущим заключениям и чрезвычайно усложнили в общем простую геологическую историю восточной части Балтийского щита. Именно на основании находок «базальных конгломератов» выделялись несуществующие в разрезе целые структурные ярусы, серии, свиты (будто бы отделенные угловыми несогласиями от выше- и нижележащих подразделений), а так как образования этих ярусов пересекались различными магматическими породами, то, соответственно, выделялись в архее и раннем протерозое (поздний архей по схеме автора) лишние эпохи диастрофизма с более или менее полным набором основных, ультраосновных и кислых магматических образований — гранитоидов и пр.

К несуществующим сериям, соответствующим структурным ярусам, породы которых будто бы подстилаются конгломератами, относятся тикшозерская, парандовская, тунгудско-надвоицкая, большозерская серии. Осадочно-вулканогенные породы первых двух и частью третьей относятся к докарелию, конгломераты первых трех и большозерская серия — к карелию. Соответственно выделяются и лишние эпохи диастрофизма: послекольская, послебеломорская, послетунгуд-

ско-надвоицкая. Складчатость первых двух и секущие их гранитоиды были, по-видимому, одновременными с теми, которые имели место после докарелия, так как они с этими последними составляют единый структурный этаж; к тунгудско-надвоицкому ярусу ошибочно относятся случайные породы нижележащего докарелия и вышележащего ятулия.

Первые конгломераты в разрезе докембрия в восточной части Балтийского щита появились только с началом активизации предъятулийской платформы — пенеплена и возникновением сильно расчлененного рельефа впервые в его истории.

О НЕКОТОРЫХ СПОРНЫХ ПРОБЛЕМАХ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ (ДИСКУССИЯ)

На пути успешного изучения недр Карелии имеют место, как нам кажется, некоторые тормозящие представления, которые могут привести к ряду существенных искажений и ошибок. Эти представления по кардинальным и спорным проблемам и рассмотрим ниже.

О ГРАНИЦЕ МЕЖДУ АРХЕЕМ И ПРОТЕРОЗОЕМ

Выше было указано, что важно не только правильно определить последовательность в отложении архея и протерозоя, но и всюду правильно и однозначно проводить границу между ними. Именно поэтому следует протестовать против укоренившейся тенденции проводить эту границу не между докарелием (включая ладожий) и карелием, а ниже — между беломорской серией и секущими ее интрузивными породами и докарелием, т. е. не по подошве карелия, а по подошве докарелия.

К. О. Кратц [111, 112, 114] перенес эту границу вниз, к подошве докарелия, потому, что полимиктовые конгломераты и кварцито-песчаники низов карелия он рассматривал, подобно Е. Вегманну [293], как молассовую формацию складчатых геосинклинальных, частью флишоидных сооружений докарелия, считая, что и докарелий и карелий представляют собой этапы развития одной и той же геосинклинальной зоны протерозойского возраста. Л. Я. Харитонов согласился с этим потому, что он никогда не разделял докарелий и карелий, не видел крупнейшей эпохи диастрофизма между ними и в свете новых данных решил игнорированную им ранее эпоху диастрофизма датировать теперь как внутрипротерозойскую, относя докарелий к протерозою.

Постараемся разобрать доказательства, приводимые в пользу той или другой точек зрения.

1. К. О. Кратц [111] считает, что характер базальных образований докарелия, например хорошая окатанность материала, стратификация его и мономиктовый состав (будто бы только гранитная галька), а также залегание на гранитах архея, указывает на то, что к моменту отложения этих образований страна была выровнена, следовательно, имел место огромный перерыв, по которому следует проводить границу между археем и протерозоем. Базальные образования карелия, представленные полимиктовыми конгломератами, плохо отсортированные и необработанные, свидетельствуют о расчлененном рельефе и датируют лишь короткий перерыв, залегая в основании молассовой формации карелия.

Специально автором рассмотрен вопрос о том, существуют ли базальные образования докарелия. Сделан вывод, что за них принимались или базальные образования карелия, или псевдоконгломераты. Таким образом, базальные отложения докарелия не известны до сих пор

вообще и, может быть, не сохранились, будучи переработанными гранитами, секущими докарелий. Во всяком случае по всем контактам докарелия с гранитами последние являются более молодыми. Все известные до сих пор конгломераты: и мономиктовые — гранитные, и полимиктовые с хорошо и с плохо окатанной галькой, и элювиальные брекчии выветривания близ оз. Среднего Григозера и оз. Кососеро, и породы коры выветривания, давно известные на всех породах архея, включая докарелий, представляют собой серию разнообразных базальных образований, переходящих друг в друга, занимающих одно и то же стратиграфическое положение в основании карелия, хотя и не являющихся строго синхронными.

Говоря о базальных образованиях карелия, К. О. Кратц [111] не упомянул о коре выветривания, достигающей мощности местами 20 м, а может быть, и более. Как известно, кора выветривания образуется только в условиях пенеплена и, таким образом, свидетельствует о громадном перерыве между докарелием и карелием. Этот перерыв естественно принимать за границу между археем и протерозоем; он никак не может иметь место внутри развития одного и того же геосинклинального цикла.

В 1962 г. автор писала [52]: «Что касается перерыва, проводимого по подошве докарелия, то о нем по вышеуказанным причинам нельзя сказать ничего достоверного. Мы даже достаточно не знаем соотношения докарелия с более древними отложениями, например с беломорской серией. Может быть, даже часть того, что считается беломорской серией, следует относить к докарелию. Аналогичная точка зрения об отсутствии нижней границы свекофеннских отложений недавно высказана П. Эскола [272]. Если к изложенному добавить другие признаки, например резко различные степень метаморфизма, структуры, литологический состав докарелия и карелия, подробно изложенные ранее, наконец, данные изотопного возраста, правильность проведения границы архей — протерозой по подошве карелия станет еще очевиднее. Кроме того, нельзя употреблять одно и то же название «карелиды» для геосинклинальных толщ докарелия, входящих в фундамент, и субплатформенных карелид, являющихся чехлом».

В настоящее время автор разделяет эти свои положения, но только докарелий и беломорскую серию считает различными типами разрезов одновозрастных отложений (см. раздел «Стратиграфия докарелия»).

2. Вряд ли возможно механически переносить на докембрий законы развития геосинклинальных областей, установленные для палеозойских и мезозойских геосинклиналей. Прежде всего, геосинклинальные отложения докарелия, глубоко до корней срезанные зрозией, дают весьма своеобразный рисунок в плане: это узкие зоны часто резко изгибающиеся, под прямым углом, меняющие свое простирание, сходящиеся или разветвляющиеся и образующие то прихотливую сеть, то изолированные прямолинейные, подковообразные, Г-образные структуры, разделенные полями («куполами») разновозрастных гранитов и гнейсогранитов, мигматизирующих их в контактах. Финские геологи, пересняя заново район Раахе — Коккола в Восточной Финляндии назвали их «коридорами». Они сложены всегда крутопадающими до 90° преимущественно сланцевыми породами, и прослеживаются не только по всей площади Карелии, но и далеко за ее пределами. Трудно судить о том, какова была их первоначальная форма и размеры: или они занимали огромные площади (в случае, если все разделяющие их граниты являются более молодыми) в масштабе целых щитов, или контуры их в плане напоминали современный рисунок (в случае, если ядра гранитных площадей сложены более древними гранитами, как считает автор теперь [59]); и в том, и в другом случае они резко отличаются морфологически от послекембрийских геосинклиналей (см. раздел

«История геологического развития»). И потому последовательность, выдвинутая К. О. Кратцем, представляется слишком смелой, недостаточно обоснованной и упрощенной:

а) нижняя мощная терригенно-вулканическая формация б) терригенно-карбонатная флишоидная толща	} докарелий
в) молассовая формация	карелий

Чтобы этот разрез более напоминал разрез последокембрийских геосинклиналей, карельские (ятулийские) отложения здесь поставлены в один ряд с докарельскими. Карельские отложения не могут рассматриваться в качестве моласс для геосинклинального докарелия, а должны быть выделены в самостоятельный геотектонический цикл еще и по следующим причинам.

1. На огромной территории Карелии и за ее пределами разрез карелия (ятулия) обладает постоянством как в отношении фаций, так и мощностей. Если мощности и меняются, то в ограниченных пределах на большом расстоянии по простиранию. На этом фоне происходит закономерное изменение разреза к ядрам структур 2-го порядка. Такое постоянство разреза или такие закономерности в его изменении не могли бы иметь место в молассовых отложениях, так же как и их непрерывное в прошлом площадное распространение.

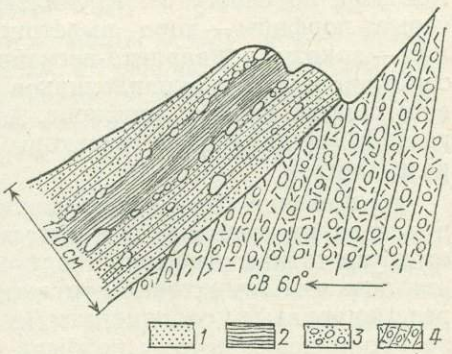


Рис. 49. Контакт косослоистых полимиктовых конгломератов с кварцевыми конгломератами и песчаниками (М. А. Гилярова, 1947 г.).

1 — серый грубозернистый песчаник; *2* — вишневая глинисто-кремнистая порода; *3* — грубозернистый песчаник с галькой кварца; *4* — полимиктовый конгломерат.

2. Мощность моно- и полимиктовых (сариолийских) конгломератов очень мала и обычно не превышает первых десятков метров. Тем не менее иногда они занимают довольно большие площади выхода на поверхность земли при малой мощности: а) или венчая плоские своды карельских антиклиналей, например в Койкарах (см. рис. 13); б) или падая в ту же сторону, что и склон рельефа, например в районе Печенги у оз. Пороярви (см. рис. 16). В подобных случаях сильно преувеличивается мощность конгломератов, и это тем более легко сделать потому, что конгломераты обычно или вовсе не стратифицированы или обладают неясной и неотчетливой стратификацией или косой слоистостью, принимающейся за истинную, или сланцеватостью, принимающейся за слоистость. Если бы конгломераты были молассовыми отложениями, их мощность должна была бы быть значительно большей (рис. 49).

3. Если бы действительно так называемые сариолийские отложения были молассами докарельских горных сооружений, то это были бы морские отложения (морские молассы), которые вверх по разрезу сменялись бы континентальными (континентальной молассой), как это и бывает в подобных случаях. Но и гранитные и так называемые сариолийские полимиктовые конгломераты (одновозрастные по нашим наблюдениям), по общепризнанному мнению, лежат в основании трансгрессивного цикла (или циклов) и перекрываются морскими отложениями (т. е. как раз наоборот) и, следовательно, не могут рассматриваться как молассы.

4. Грубообломочным отложениям низов карелия предшествуют отложения коры выветривания, находимые на породах докарелия, на гнейсо-гранитах и гранитах (более древних и более молодых, чем дока-

релий) и достоверно неизвестные на полимиктовых конгломератах и кварцито-песчаниках карелия, которые некоторые авторы также склонны относить к молассам. Наоборот, в составе полимиктового конгломерата постоянно наблюдаются ингредиенты коры выветривания, прежде всего гальки выветрелого гранита с нацело разложенным и серицитизированным полевым шпатом. Некоторые геологи делают неправильный вывод о существовании коры выветривания на конгломератах. Разрез (снизу вверх): кора выветривания докарельских гранитов — полимиктовый конгломерат с галькой того же выветрелого гранита — кварцито-песчаники карелия, со всеми переходами между ними, наблюдается в районе Медвежьегорска, на руч. Кубышкине, по р. Кумсе 1,5—2 км к западу от пос. Падун, а также близ оз. Долгого. В районе Кососера по берегу оз. Коукиламбы нами описан контакт [45]: кварцевые порфиры — кора выветривания кварцевых порфиров докарелия — аркозы и кварцито-песчаники карелия с галечками выветрелой основной массы и вкрапленников (кварца и серицитизированного полевого шпата) из этих порфиров. А в районе Куолаярви финскими геологами [294] найдена галька коры выветривания в базальном конгломерате карелия.

Отложения коры выветривания найдены не в виде сплошного чехла в основании карелия, а в отдельных, иногда далеко удаленных друг от друга точках огромной территории. На отложениях коры выветривания лежат полимиктовые конгломераты или, если они выпадают из разреза, кварцевые конгломераты (в опущенных участках, где кора быстро захоронялась и потому не была размыта и переотложена). Следовательно, до отложения грубообломочных низов карелия («моласс», по К. О. Кратцу) страна была пенепленизирована, затем претерпела поднятие или типа сводового с последующим резким расчленением рельефа, или типа дифференциальных движений отдельных глыб, возобновившихся по старым швам разломов. В этих условиях происходили: а) размыв отложений коры выветривания, сохранившейся только локально; б) отложение грубообломочных конгломератов различного, но континентального происхождения, не имевших сплошного площадного распространения; в) отложение аркозов, серицитовых кварцевых конгломератов и кварцито-песчаников, состоящих частично из материала перемытой и переотложенной коры выветривания.

Верхние части разреза кварцито-песчаников, как известно, имеют мелководное морское происхождение и согласно перекрываются доломитовой, а затем сланцевой толщами, представляя собой самостоятельный седиментационный цикл, отделенный громадным перерывом (с образованием коры выветривания) от докарельского цикла.

Таким образом, грубообломочные отложения низов докарелия не могут рассматриваться как молассы, сопровождающие докарельские горные складчатые сооружения. Они являются платформенными отложениями или, по крайней мере, переходными к таковым.

5. К. О. Кратц указывает на сопряженность распространения докарелия и карелия, что дает ему лишнее основание для объединения их в один геотектонический цикл. Такая сопряженность на первый взгляд в некоторых местах действительно существует, но она не является следствием их генетической связи по следующим соображениям:

а) наряду с совместными областями распространения карелия и докарелия существуют изолированные области распространения только докарелия (например, полоса Ведлозеро — Нядлахта и пр.) или только карелия (Суоярви и пр.);

б) в случае совместного распространения докарелия и карелия не обнаруживается их закономерной структурной сопряженности, преемственности, как должно было бы быть в случае, если бы вторые слу-

жили молассами для первых. Структуры карелия как угодно перекрещивают лежащие под ними структуры докарелия; простирание карелия иногда соответствует на некоторых участках простиранию докарелия, а иногда образует с ним углы до 90° (д. Койкары). Правдоподобнее поэтому считать, что к моменту отложения карелия докарельские структуры уже имели выровненный денудацией рельеф и предпочтительно образовывали пониженные участки рельефа по сравнению с более устойчивыми гранитами и гнейсо-гранитами и, следовательно, в первую очередь служили ложем для отложения карельских осадков;

в) присутствие в низах разреза карелия толщ отсортированных кварцито-песчаников и кварцитов с косой слоистостью и знаками ряби свидетельствует о том, что к моменту отложения этих осадков установился режим, близкий к платформенному.

В этой связи следует указать, что граница между археем и протерозоем в сопредельных странах с тем же строением земной коры проводилась и проводится так же, как проводил ее автор еще 20—30 лет назад. В Канаде на нуклеарном фундаменте (ранний архей) или складчатом геосинклинальном комплексе Тимискаминг позднеархейского возраста (аналогичном докарелию) расположен с крупным перерывом и угловым несогласием мощный спокойно залегающий чехол раннепротерозойского времени — гурон (аналогичный ятулию). Абсолютный возраст по соотношению изотопов свинца для гуронских конгломератов равен 2000 млн. лет, а кварцитов — 1900 млн. лет (Стоквелл, 1957 г., цитировано по Е. В. Павловскому [155]), т. е. цифры, попадающие в возрастной интервал карелия.

Шведские и финские геологи сланцевые толщи, аналогичные докарелию, считают карельскими образованиями и также относят их к позднему архею, ятулий — к раннему протерозою, а иотний — к альгонку. В Южной Африке в основании осадочного чехла протоплатформы Витватерсранда (нижний протерозой), аналогичного карелию, залегает складчатый метаморфический комплекс, аналогичный докарелию, которому приписывается архейский возраст с цифрами 1650—1850 и свыше 2000 млн. лет.

Первоначально для позднего архея А. А. Полкановым и Э. К. Герлингом (1961) (беломориды) был установлен возрастной интервал 1900—2140 млн. лет, а для докарелия — 1880—1620 (щелочные граниты). С тех пор как для них были получены новые определения возраста, оказалось, что границы между ними 1900 млн. лет не существует [59] и они попадают в один возрастной интервал. Естественно было бы в этом случае принять позднеархейский возраст и для докарелия, как это следовало и из геологических данных. Однако, чтобы оставить докарелий в раннем протерозое, геологи изменили рубежи геохронологической шкалы, принимая для позднего архея интервал 2000—2600 млн. лет.

О «ПОСТКАРЕЛЬСКИХ» ГРАНИТАХ

С 1935 г., когда были найдены секущие жилы гранитов будто бы в диабазах карелия и интрузивные контакты гранитов с карельскими породами, казалось, твердо было установлено существование так называемых гранитов III группы, или «посткарельских» гранитов.

С тех пор как было доказано существование докарелия и ранее описанные различными авторами «диабазы, пересеченные и метаморфизованные посткарельскими гранитами», оказались зелеными сланцами и амфиболитами докарелия, существование посткарельских гранитов было поставлено автором под сомнение [48], и все последующие работы СЗТГУ и Карельского филиала АН СССР, подтверждали этот вывод. Однако некоторые авторы продолжали и продолжают отстаивать сущест-

вование посткарельских гранитов и приводят к тому считанное количество фактов.

1. По правому берегу р. Остер, на 1 км выше ее устья, будто бы в кварцито-песчаниках карелия были найдены пегматитовые жилки. Однако пегматитовые жилки наблюдаются вовсе не в кварцито-песчаниках, а в коре выветривания гранитов, принятых за кварцито-песчаники. Пегматитовые жилки выглядят более свежими потому, что крупные кристаллы розового микроклина в них лучше противостояли выветриванию, чем плагиоклаз в гранитах, который почти нацело серицитизирован. На плоскостях отдельности гранитов (по трещинам) макроскопически прекрасно распознается реликтовая гранитовая структура, тогда как в свежих изломах она видна плохо. На выветрелых гранитах действительно лежат кварцито-песчаники карелия (нами был отмечен переход одних в другие на протяжении 1,5—2 м). Но в этих стратифицированных кварцито-песчаниках с отчетливой кластической структурой и округлыми зернами кварца никаких пегматитовых жил нет.

2. По южной стенке отводящего канала в котловане Онда ГЭС близ ст. Надвоицы около контакта с микроклиновыми гранитами в изумрудно-зеленых (фукситовых) кварцитовых и серицитовых сланцах, отождествляемых с кварцито-песчаниками карелия, была найдена пегматитовая жилка, интерпретированная как посткарельская. Однако эти кварцитовые и серицитовые сланцы являются не карельскими кварцито-песчаниками, а докарельскими кварцитовыми сланцами. Их докарельский возраст следует не только из петрографического состава, но и из того, что галька этих пород содержится в базальных горизонтах кварцито-песчаников несомненно карельского возраста, расположенных в 700—800 м отсюда к востоку, а также подтверждается нашей картой, составленной для района Надвоицы.

3. В кварцито-песчаниках карелия района Янисъярви (Приладожье) найдена будто бы жила гранита. Это действительно кварцито-песчаники карелия, но жила была не гранитная, а гидротермальная, альбитовая, связанная с интрузиями диабазов.

4. В полимиктовых конгломератах района Гимол находили будто бы жилы гранита, которые оказались затем также гидротермальными кварц-альбитовыми, связанными с интрузиями карельских габбро-диабазов. Несколько позже (В. В. Яковлева) в том же районе находили будто бы крупную жилу пегматита в полимиктовых конгломератах, но из описания самого же автора следовало, что эта жила пересекала сланцевые толщи докарелия, и была выражена в ятулийском рельефе в виде гребня; частью на сланцевой толще, частью на пегматитовой жиле, выходящих в эрозионном окне, несогласно лежат конгломераты, облекающие гребень жилы, создавая впечатление секущего ее характера и по отношению к конгломератам.

Даже если бы в разобранных примерах действительно было описано несколько жилок гранита, секущих карелий, следовало воздержаться от вывода о посткарельских гранитах, так как подобный гранит дал бы гораздо более мощные проявления и для наличия всего нескольких жилок на всю огромную площадь Карелии и Кольского полуострова понадобилось бы дать специальные объяснения. Такие жилки могли возникнуть путем мобилизации пегматоидного расплава при реоморфизме в контактах более древних гранитов с более молодыми диабазами или может быть жилки произошли за счет последних порций остаточного кислого расплава после кристаллизации основной магмы, как это наблюдалось автором в габбро-диабазах карелия в Койкарах.

В последнее десятилетие Л. Я. Харитонов и его группа (В. З. Негруца, А. А. Воинов и другие) выдвинули снова идею о массовом проявлении посткарельских гранитоидов, повторяя давно разъясненную [52] ошибку: принимая частью или весь докарелий за карелий, секу-

щие его граниты тем самым считают посткарельскими, например в районе р. Лужмы, Энинги-ламбы и т. д. — В. З. Негруца; район Куолаярви (антиклинали Пюхяярви и Соваярви) — А. А. Воинов.

О СУЩЕСТВОВАНИИ ТУНГУДСКО-НАДВОИЦКОЙ И БОЛЬШОЗЕРСКОЙ СЕРИЙ

Работами СЗТГУ (В. А. Перевозчикова [160] и др.) и Геологического института Карелии (К. О. Кратц и др.) в 1950 г. в протерозое Карелии выделена так называемая тунгудско-надвоицкая серия. Серию ставили между докарелием и карелием или гимольской серией и ятулием [219], отделяя сверху и снизу угловыми несогласиями и гранитами. В настоящее время в Западной Карелии К. О. Кратц и М. М. Стенарь выделяют новую так называемую большозерскую серию того же стратиграфического уровня, хотя и не пересекаемую гранитами, которая, очевидно, должна отвечать тунгудско-надвоицкой серии других районов Карелии. Поскольку выделение этих серий в качестве особого структурного этажа, наделенного своими базальными отложениями и магматическим циклом, имеет очень большое принципиальное значение, следует рассмотреть основания для выделения этих серий. Особенно большое количество материала приведено М. М. Стенарем. Поэтому именно на базе его материала и на примере Большозерского района сделана попытка подробно, тщательно и беспристрастно проанализировать обоснования для выделения большозерской серии и тем самым, может быть, и для тунгудско-надвоицкой [55].

Большозерская серия, по М. М. Стенарю, К. О. Кратцу и В. М. Чернову [256, 257], состоит из: 1) туфогенно-осадочной толщи, в которой авторы выделяют а) нижний горизонт, состоящий, снизу вверх, из базальных осадочных гранитных брекчий, гранитных конгломератов, полимиктовых песчаников мощностью 300—400 м, б) средний горизонт, сложенный кислыми и средними метатуфобрекчиями и слоистыми метатуфами, альбитофирами, в) верхний горизонт, состоящий из переслаивающихся туфоконгломератов и туфопесчаников; 2) толщи основных эффузивов (зеленых сланцев), которая лежит на подстилающей ее толще также с угловым несогласием. Автор описывает подробно разрез большозерской серии суммарной мощностью не менее 700 м (рис. 50, 51).

Однако внимательное ознакомление с работами М. М. Стенаря и частично с его материалами позволяет прийти совсем к другим представлениям относительно геологии Большозерского района и поставить под сомнение существование большозерской серии. Базальные образования большозерской серии — осадочные гранитные брекчии, гранитные конгломераты, метатуфобрекчии, туфоконгломераты и песчаники — представляют собой, так же как и сариолийские полимиктовые конгломераты, базальные отложения, образовавшиеся в течение одного и того же длительного перерыва в основании карелия (ятулия) на различных его этапах, а различие в составе обломков или галек в брекчиях или конгломератах обусловлено только характером подстилающих пород. При этом зеленокаменные эффузивы, их туфобрекчии и, может быть, часть тонкослоистых «туфов кислых эффузивов» должны относиться к докарелию, выходящему в эрозионных окнах среди разнообразных по происхождению базальных образований карелия. Частью же «туфобрекчии и тонкослоистые туфы кислых эффузивов» входят в состав базальных образований, представляя собой не вулканиты, а осадочные брекчии полимиктового состава, подобно гранитным брекчиям, с преобладанием обломков кислых эффузивов и прослоями плагиосланцевого цемента (а не туфов), лишенного обломков. Толща основных эффузивов и зеленых сланцев большозерской серии при этом должна относиться также к докарелию — верхи его разреза. Вызывает недоумение сложная

жильная форма «молодых» габбро-диабазов. Не могут ли они оказаться докарельскими полевошпатовыми амфиболитами, подстилающими, а не секущими (по М. М. Стенарю) базальные образования?

Поскольку разнообразные базальные образования карелия сменяют друг друга не столько по вертикали, сколько в горизонтальном

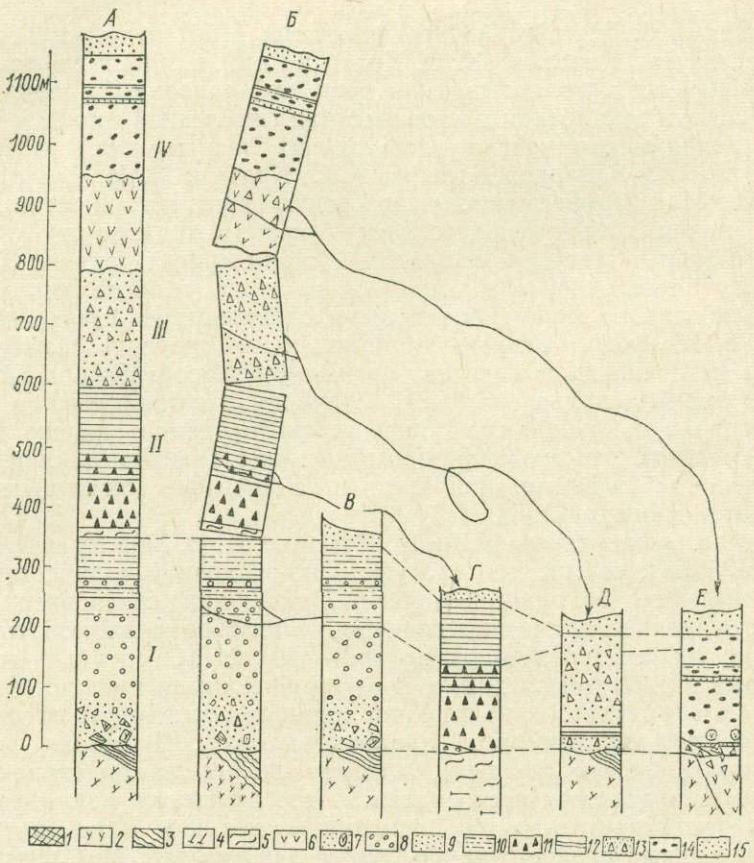


Рис. 50. Стратиграфический разрез оз. Большозера, составленный М. М. Стенарем в интерпретации М. А. Гиляровой.

А — большозерская серия, по М. М. Стенарю: *I* — нижний горизонт, *II* — средний, *III* — верхний; *IV* — толща основных эффузивов (внизу) и полимиктовый конгломерат сариолия (вверху). *Б* — четыре сходных типа колонок для одновозрастных базальных отложений карелия (ятулия), по М. А. Гиляровой, соответственно различным частям колонки большозерской серии, по М. М. Стенарю.

1 — полевошпатовые амфиболиты; *2* — мигматизированные гнейс-гранодиориты; *3* — биотит-серицитовые сланцы, иногда с гранатом; *4* — лептитовые гнейсы; *5* — альбитофиры; *6* — основные эффузивы и зеленые сланцы и их вулканические брекчии; *7* — осадочная гранитная брекчия; *8* — гранитные конгломераты; *9* — аркозы; *10* — полимиктовые песчаники; *11* — «метатуфобрекчии» — осадочные брекчии по кислым эффузивам; *12* — слоистые «метатуфы» — биотитовые и серицитовые плагиосланцы; *13* — туфоконгломераты и туфопесчаники; *14* — полимиктовые конгломераты; *15* — кварцито-песчаники.

направлении, а зеленые сланцы и кислые эффузивы отойдут к докарелию, общая мощность этих базальных образований должна быть значительно меньше, чем это указывает М. М. Стенарь: вместо нескольких сотен метров, вероятнее всего несколько десятков метров, тем более что из-под них в эрозионных окнах при не очень пересеченном рельефе выходят породы нижнего яруса докарелия (по М. М. Стенарю, гимольской серии) (см. рис. 51).

Ось синклинорной структуры гимольской серии погружается к северу, поэтому в северной ее части под базальной толщей карелия в эрозионных окнах и на флангах обнажаются наиболее высокие горизонты

гимольского разреза, защищенные от воздействия гранитов экраном нижних горизонтов и обладающие более низкой степенью метаморфизма (зеленосланцевая фация). Поэтому биотитовые и серицитовые сланцы и гнейсо-сланцы без граната и менее метаморфизованные эффузивы с их зелеными сланцами принимались здесь за породы большозерской серии, более молодой и менее метаморфизованной, чем гимольская.

Судя по тому, что общий контур выхода оставшихся от большозерской серии базальных образований, объединенных нами с полимиктовыми конгломератами, имеет овальную форму (3×7 км), а мощность их сильно уменьшается, напрашивается мысль о том, что в целом породы этой серии залегают полого и что редкие замеры крутопадающей слоистости (?) в этих плохо стратифицированных породах не позволяют сделать общего вывода о крутом их залегании (см. рис. 51). Кроме того, в стратифицированных базальных конгломератах обычно наблюдается косая слоистость, принимающаяся за истинную (см. рис. 49).

Анализ обильного и хорошо иллюстрированного фактического материала, приводимого М. М. Стенарем, позволяет прийти к выводу о том, что большозерской серии не существует вообще. К этой серии ошибочно относили: 1) частично породы «гимольской» серии: альбитофиры или (и) порфироиды, некоторые «метатуфы, зеленокаменные эффузивы и зеленые сланцы и, может быть, некоторые «габбро-диабазы»; 2) базальные образования карелия, представленные элювиальными осадочными брекчиями, выше переходящими в конгломераты с прослоями грауваккового и аркозового материала, кверху преобладающего над конгломератами, и перекрывающими конгломераты. В зависимости от характера подстилающие породы представлены четырьмя типами разреза (см. рис. 50), которые надо ставить рядом друг с другом, а не выше друг друга, переслаивая их породами докарелия, как это делает М. М. Стенарь. Соответственно указываемая им суммарная мощность для большозерской серии (плюс его полимиктовые конгломераты) должна во много раз уменьшиться.

Тщательно составленная детальная карта М. М. Стенаря, с небольшими изменениями в рисовке контуров, заслуживает всеобщего признания. На ней, даже без поправок в контурах, отчетливо читается, что вся «большозерская» серия вместе с полимиктовыми конгломератами, будто бы лежащими на ней несогласно, представляет собой единый комплекс базальных образований (за вычетом пород, отходящих к гимольской серии в эрозионных окнах). Состав этих базальных образований, как видно на карте, определяется составом подстилающих пород, а вертикальная последовательность — этапами развития рельефа в течение одного длительного перерыва и, следовательно, генезисом обломочных пород. В основании базальных отложений лежит физическая кора выветривания — элювиальные брекчии обычно мономиктового состава, образовавшиеся в условиях пенеплена.

Последующее поднятие и расчленение рельефа приводили в действие процессы перемыва, переноса, переотложения грубого материала и тем самым способствовали лучшей его обработке и сортировке (гранитные конгломераты, туфоконгломераты, полимиктовые конгломераты М. М. Стенаря). Частью одновременно с образованием конгломератов, но в основном позднее, соответственно вторичной денудации омоложенного рельефа, происходило образование вышележащих полимиктовых песчаников, «туфопесчаников» и в озерных бассейнах (может быть, ледниково-озерных) некоторых «метатуфов» оз. Узкого. Интенсивная дислоцированность последних стоит, вероятно, в зависимости от образования подводных оползней.

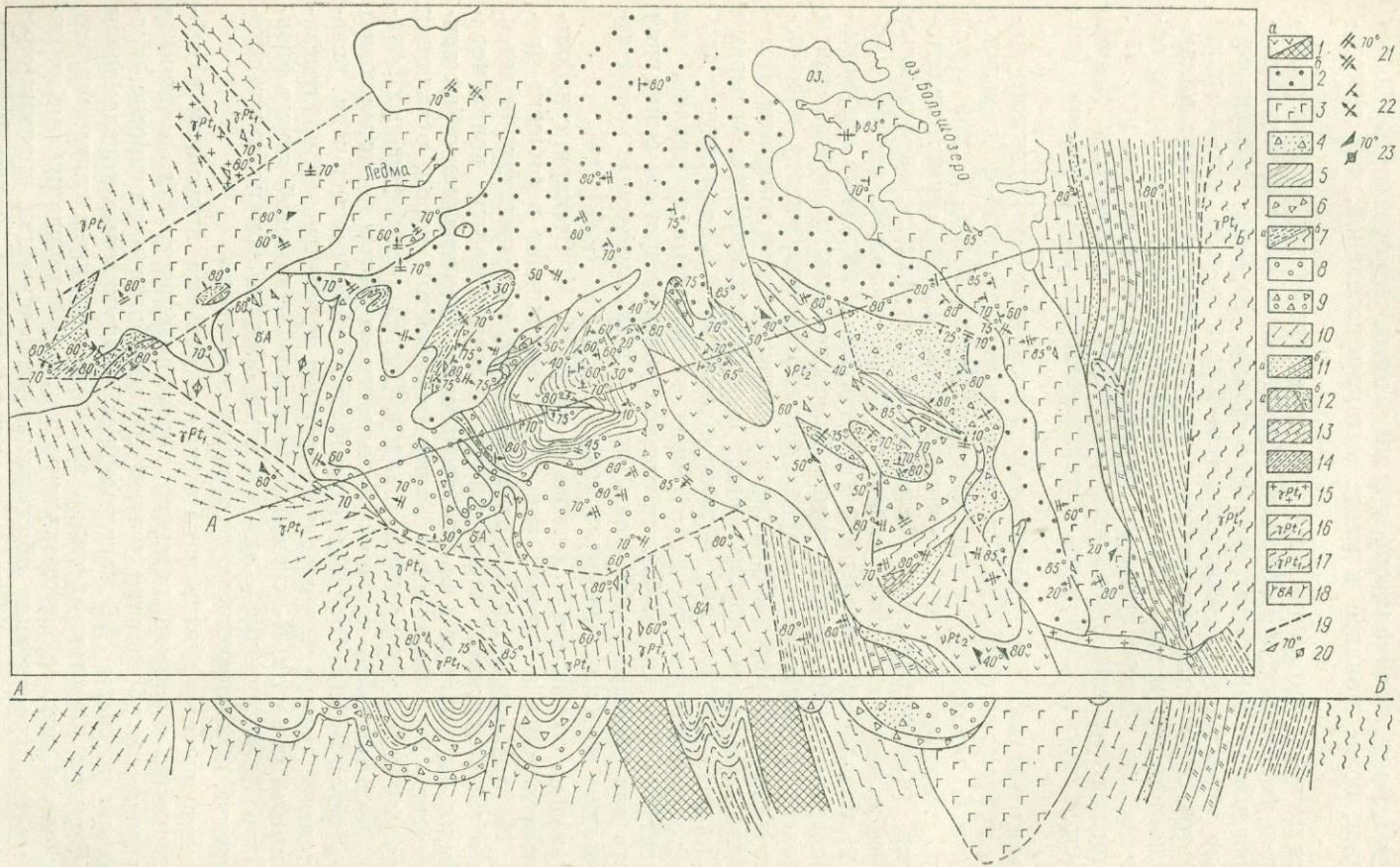


Рис. 51. Геологическая схема Большозерского района (составлена М. М. Стенарем) и геологический профиль по линии АБ (составлен М. А. Гиляровой).

Средний протерозой: *1* — метагаббро-диабазы (*а* — на схеме, *б* — на профиле); *2* — полимиктовые конгломераты; *3* — метадиабазы, метапорфириты, метамандельштейны, диабазовые метапорфириты, зеленые сланцы. Нижний протерозой: *4* — туфопесчаники и туфоконгломераты; *5* — слоистые метатуфы; *6* — метатуфо-

В связи с вопросом существования или отсутствия тунгудско-надвоицкой и большозерской серий в качестве самостоятельного структурного этажа, отделенного угловыми несогласиями снизу и сверху, следует рассматривать вопрос о так называемой ребольской фазе складчатости [118], которая будто бы проявилась в «середине нижнего протерозоя» (докарелия — *М. Г.*) и вызвала несогласное залегание между его нижними толщами (гимольской и парандовской серий) и верхними толщами (тунгудско-надвоицкой и большозерской). В свете данных автора об отсутствии самостоятельного значения последних автоматически решается вопрос об отсутствии ребольской фазы складчатости *.

О КАРЕЛЬСКОМ МАССИВЕ

С 1963 г. Л. Я. Харитонов [249—251] выдвинул идею о существовании так называемого Карельского массива, ограниченного глубинными разломами, с очень сложной геологической историей, играющего роль срединного массива. Дальнейшую историю развития он представлял по Х. Вайринену [33], исходя из эталона Канадского щита: в гуронское (соответствующее ятулию) время на киватино-тимискамингском цоколе формировались протоплатформенные отложения, а по периферии цоколя (массива) одновозрастные им геосинклинальные системы. Соответственно, по Л. Я. Харитонову, карельские отложения склонов Карельского массива и внутренних его участков представлены эпиплатформенным типом разреза (собственно карелием = ятулию — *М. Г.*); далее в стороны от массива эпиплатформенные отложения сменяются одновозрастными или более молодыми, по Л. Я. Харитонову, сланцевыми или гнейсовыми толщами геосинклинального типа разреза, сильнее метаморфизованными, пересеченными гранитами и несущими все черты геосинклинального магматизма. Эта идея развивается далее учениками Л. Я. Харитонова (В. З. Негруца, Ю. В. Богданов, А. А. Предовский и другие). По В. З. Негруца, в породах, обрамляющих массив, фиксируются 2 подзоны: внешняя, прилегающая к массиву, сложена крупнозернистыми до мелкозернистых породами с кварцевыми и полимиктовыми конгломератами; внутренняя — с геосинклинальным типом структур, разреза и магматизма.

За геосинклинальные толщи, являющиеся будто бы аналогами карелия (ятулия), прини-

* Подробнее дискуссия по этому вопросу опубликована ранее [55].

брекчии; *7* — полимиктовые песчаники (*а*), альбитофиры (*б*); *8* — гранитные конгломераты; *9* — осадочные гранитные брекчии; *10* — лептитовые гнейсы; *11* — мусковит-серицит-кварцевые сланцы и кварцевые конгломераты (*а*), мусковит-серицит-кварцевые сланцы с гранатом (*б*); *12* — тонкозернистые биотит-серицит-кварцевые и кварц-плагиоклазовые сланцы (*а*), кварцитовидные породы, содержащие гранат, ставролит, хлоритоид, кианит, силлиманит (*б*), кварцитовидные породы, пересланвающиеся с амфиболсодержащими сланцами (*в*); *13* — слюдистые амфиболсодержащие сланцы; *14* — гранат-биотит-кварцевые сланцы и гнейсы. Архей: *15* — микроклин-плагиоклазовые, плагиомикроклиновые граниты, аплиты и пегматиты; *16* — мигматит-граниты; *17* — порфиробластические мигматиты; *18* — мигматизированные гнейсо-гранодиориты; *19* — линии тектонических нарушений; *20* — гнейсовидность; *21* — сланцеватость; *22* — слоистость; *23* — трахитоидность.

Основные разногласия по карте, согласно мнению М. А. Гиляровой, сводятся к следующему. *1, 2, 4, 6, 8, 9* необходимо отнести к базальным образованиям карелия (ятулия). II. Альбитофиры, слоистые туфы частично оз. Узкого и к северо-востоку от него следует отнести к лептитовым гнейсам, которые составляют верхи разреза филлитовидной толщи докарелия (*11, 12, 13?, 14*). Все они выходят на карте среди базальных образований карелия по этим эффузивам, выходящим в ядре синклинали докарелия. IV. Кварциты эффузивов (*3*), вероятно, представляет собой базальную эловиальную брекчию карелия по этим эффузивам, а мусковит-серицит-кварцевые и кварцевые конгломераты юго-западной части карты (*11,а*), вероятно, относятся к эрозионным останцам карельских кварцито-песчаников, а мусковит-серицит-кварцевые сланцы под тем же знаком легенды — к филлитовидной толще докарелия. V. «Дабазовые эффузивы р. Ледмы» (*5*) представляют собой амфиболовые сланцы докарелия и их гранитизированные производные, согласно лежащие и, может быть, пересланвающиеся филлитовидной толщей докарелия (*11, 12*). К западу от оз. Кривого в поле полимиктовых конгломератов выходят те же «метаэффузивы» в эрозионном окне, а еще западнее в поле эффузивов выход конгломератов представляет собой эрозионный останец.

маются при этом несомненно более древние докарельские сланцевые толщи или так называемые гнейсы карелид, будто бы отделенные от беломорско-кольских гнейсов базальными конгломератами. А за эти последние принимаются эрозионные останцы ятулийских конгломератов, например в районе Лехтинской структуры (оз. Пебозеро — оз. Воронье, Шуеозеро) и во многих других. Разрезы докарелия не только вокруг «Карельского массива», но и повсюду сходны между собой (см. раздел «Стратиграфия докарелия») и лишь иногда отличаются от тех, которые известны внутри «Карельского массива», тем, что там докарельские сланцы, сильно эродированные в некоторых глыбах, представлены лишь своими мигматизированными и гранитизированными корнями.

Разрезы собственно карелия (ятулия), если изъять из них неправильно к ним причисленные докарельские гнейсо-сланцевые комплексы (целиком ладожскую, зеленые сланцы докарелия, в основном относимые к тунгудско-надвоицкой серии, филлиты бергаульской серии, зеленые сланцы и филлиты, частью включенные в «сариолийскую» серию — см. описание соответствующих структур), также станут совершенно идентичными и «внутри», и на «склонах», и за пределами «Карельского массива», с той лишь разницей, что «внутри» в большинстве случаев они лежат непосредственно на гранитоидах, а на «склонах» — преимущественно на докарельских сланцево-гнейсовых комплексах с одними и теми же конгломератами или корой выветривания в основании, «гранитными» или «полимиктовыми» в зависимости от подстилающих пород. Разница разрезов карелия (ятулия) наблюдается в пределах каждой отдельной структуры от краевых ее частей к внутренним, кроме того, вообще по направлению к югу (уменьшение мощности кварцито-песчаников), как это следует из раздела «Стратиграфия карелия». Говоря о различных типах разреза, авторы имеют в виду, однако, не эти изменения, а разницу в разрезе между карелием и некоторыми толщами докарелия, ошибочно переведенными в карелий: разрез карелия надстраивается докарельскими толщами снизу (тунгудско-надвоицкая, сариолийская серии) или сверху (ладожская серия) или ставится рядом. При этом конгломераты тунгудско-надвоицкой и сариолийской серий — это те же конгломераты, которые подстилают ятулий, ошибочно поставленные в основание этих двух несуществующих стратиграфических подразделений.

Итак, освобожденные от балласта искусственно к ним причисленных частей докарелия, разрезы ятулия «внутри Карельского массива» и за его пределами не обнаруживают приписываемого им существенного различия. Они построены по одному плану с общей последовательностью осадочных серий, трансгрессивным спектром, с одним набором литогенетических и генетических разновидностей пород. Не учтенное же авторами этой идеи различие в разрезах ятулия в зависимости от положения в каждой данной структуре, глубины прогибания и глубины эрозионного среза проявляется одинаково во всех ятулийских структурах как в области массива, так и вне его.

Отсюда следует, что Карельского массива как стабилизированной со времени докарелия громадной срединной глыбы вообще не существует. Он разбивается на ряд участков — глыб, одни из которых обособлялись к моменту отложения докарелия, с образованием между ними межглыбовых синклинорных структур докарелия, другие — к моменту отложения ятулия, с образованием в опущенных участках наложенных мульд, и строение его ничем не будет отличаться от глыбового строения прочих районов Карелии и Кольского полуострова.

Убедительным является существование Восточно-Финляндского гранитоидного массива в других границах меньшей площади (В. З. Негруца, 1966 г.) в качестве устойчивой области сноса. На западном

склоне массива на территории Финляндии по Б. Оякангас (B. W. Ojakengas, 1965 г., цитировано по В. З. Негруца) разрез карелид часто начинается онежской серией, лежащей прямо на гранитоидах. То же наблюдается на восточном его склоне по направлению к востоку и юго-востоку. При этом снос материала в карельское время происходил с массива — для Финляндии с востока на запад, для советской Карелии — с запада на восток. Соответственно для Финляндии устанавливается смена бассейновых морских фаций континентальными с запада на восток.

О МНОЖЕСТВЕННОСТИ УРОВНЕЙ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И КОНГЛОМЕРАТОВ В НИЖНЕМ ДОКЕМБРИИ

По В. З. Негруца, коры выветривания (и базальные конгломераты) в рамках карелия встречаются четырежды: в основании тунгудско-надвоицкой, сариолийской, ятулийской серий и внутри ятулия [146—149]. Как будет показано далее на примере конкретных структур, тунгудско-надвоицкая серия и приблизительно идентичная ей большозерская не существуют вообще. За них принимаются частью породы филлитовидной и верхней зеленокаменной толщ докарелия, частью лежащие на них несогласно эрозионные останцы карельских кор выветривания, конгломератов и кварцито-песчаников, которые ошибочно укладываются на разные уровни разреза докарелия (Тунгуда, Лехта, Сегозеро, Янгозеро, р. Лужма, рис. 41, разрез оз. Энинги-ламби и др.). Там, где базальные полимиктовые конгломераты карелия лежат в сводах антиклиналей несогласно на докарельских породах, они вместе с последними принимаются за сариолийскую серию. Замещающие их в разрезе кварцевые конгломераты карелия, приуроченные к соседним грабен-синклиналям, считаются базальными для ятулия.

Таким образом, одни и те же базальные образования (и локально подстилающая их кора выветривания в грабен-синклиналях), меняющие свой характер в зависимости от подстилающих пород и от положения в структуре, удваиваются и утраиваются в разрезе. Подстилающие и разделяющие их на карте докарельские сланцы принимаются за сариолийские. Что касается внутриятулийской коры выветривания на диабазах второго снизу «покрова» метадиабаза (с точки зрения автора, силла), то здесь, вероятно, за площадную кору выветривания принимается линейная, более поздняя (вплоть до современной), наблюдавшаяся нами обычно по границе диабазовых пород с более прочными кварцито-песчаниками. Если внутри субплатформенного карелия (ятулия) и возможны локальные размывы и внутриформационные конгломераты (кварцевые обычно), то почти невероятно образование кор выветривания в условиях режима эпиплатформенного орогена (с интенсивными вертикальными блоковыми движениями), в течение которого формировались карельские толщи. На границах более прочных кварцито-песчаников с менее прочными зеленокаменными породами неоспоримо интрузивного происхождения последние на протяжении 0,5—2 м от контакта всегда рассланцовываются, обогащаются вторичными минералами — кварцем, хлоритом, серицитом, карбонатом, теряют магматические структуры (остаются только миндалекаменные текстуры) и даже приобретают вид осадочных пород, т. е. чрезвычайно напоминают описанную В. З. Негруца «кору выветривания на эффузивах». Отсюда возникает сомнение в том, действительно ли «кора выветривания» на зеленокаменных породах ятулия, сариолия и тунгудско-надвоицкой серии является таковой, и даже если и так, то может ли она считаться площадной (либо линейной?) со всей вытекающей отсюда стратиграфической значимостью.

Помимо уже упомянутых, пятая кора выветривания рисуется А. И. Кайряком [100] еще выше по разрезу, на суйсарских эффузивах в основании его бесовецкой свиты. На суйсарских эффузивах действительно есть кора выветривания, но, по нашим наблюдениям [46], а также материалам Е. Михайлюк и Л. Г. Галдобиной [142], она лежит в основании иотния, к которому и относится часть бесовецкой свиты А. И. Кайряка. Вторая ее часть входит в состав сланцев суйсарского комплекса.

В. З. Негруца критикует общепринятые критерии для расчленения докембрийских толщ: угловые несогласия, степень дислоцированности и метаморфизма пород, отношение к гранитам и пр. — и предлагает вместо этого литологические критерии и характер чередования в разрезе трансгрессивно-регрессивных свит и подсвит как способ корреляции разрезов. Не собираясь защищать первые (они за себя говорят сами), следует остановиться на вторых: в условиях интенсивных глыбовых движений земной коры в момент формирования карельских толщ трансгрессивной пачке одного района может во времени отвечать регрессивная другого, и следовательно, этот критерий в данных условиях не может иметь решающего значения. Так, например, регрессивный или трансгрессивный спектр полимиктовых конгломератов района Куолаярви не может служить доказательством их разновозрастности. И те и другие лежат в подошве карелия, но в разных блоках, одновременно испытывающих движения разных знаков. Точно так же одновозрастные пачки в различных участках (блоках) подвижной платформы могут и должны обладать различным набором литологических признаков.

Весьма интересны литологические материалы В. З. Негруца [146—150] и попытки реконструкции палеорельефа, климата, тектоники, которые он производит, базируясь на них. Но если первые представляют большую ценность сами по себе, то вторые требуют непременных поправок в соответствии с изменениями, которые необходимо ввести в стратиграфическую схему В. З. Негруца (ВСЕГЕИ). Прежде всего это касается объема и границ карелия (ятулия). Финскими геологами установлено и подтверждено русскими единственное стратиграфическое подразделение, которое в общих чертах ни у кого не вызывало сомнения. Единственное подразделение с твердо установленными границами, объемом и разрезом, казавшееся до сих пор надежным трамплином, с которого «каждый нырял и плавал как мог в глубинах нижнего докембрия», «выдергивается из-под ног» карельских геологов и в интерпретации В. З. Негруца приобретает расплывчатые неопределенные контуры. Чуждые ятулию некоторые докарельские толщи вводятся в его состав, а руководящие горизонты удваиваются и утраиваются в разрезе, теряя в этой интерпретации значение руководящих (коры выветривания, конгломераты).

Говоря о том, что «сегозерская» серия ложится несогласно на «сариолийскую», а «онежская» на «сегозерскую», В. З. Негруца упускает, по-видимому, одно обстоятельство: в условиях общей трансгрессии в краевых частях расширяющегося бассейна имеют место стратиграфические перекрытия, т. е. каждый следующий пласт или комплекс, или свита, словом каждая вышележащая стратиграфическая единица, полностью и согласно перекрывает предыдущую и ложится на древнее основание. Вряд ли можно, наблюдая подобные соотношения, говорить о несогласиях вообще и далее распространять их на всю территорию бассейна. Отсюда все разговоры об «унаследованных прогибах», соответствующих этим сериям, становятся излишними. Бассейн был один и один ему соответствующий трансгрессивно-регрессивный мегацикл осадконакопления. Но одновременно с осадконакоплением в карельское (ятулийское) время происходили интенсивные глыбовые движения; по-

этому в отдельных районах на этот мегацикл накладывались дифференциальные менее устойчивые колебательные движения разных знаков и меньших амплитуд, создавая цикличность в осадконакоплении более высоких порядков, несколько затушевывая, но не подменяя собою основную тенденцию трансгрессивного спектра и осадконакопления карелия.

Приведенный в работах В. З. Негруца обильный литологический материал трудно непосредственно использовать для построений крупного плана, например палеогеографии, так как он дается по разрезам, с точки зрения автора, требующим поправок. Таким образом, сначала надо выверять стратиграфическую последовательность разрезов, а затем по соответственно исправленным разрезам перетасовывать литологически охарактеризованные горизонты, т. е. перетасовывать литологические данные по разрезам и соответственно менять представления о палеогеографии и геологической истории района.

В. З. Негруца выделяет четыре типа разрезов карелия и соответственно четыре структурно-фациальные зоны, но если их прокорректировать и освободить от излишней нагрузки в виде частью причлененных к ним докарельских образований, то характеристика каждой из них (за исключением Центральнокарельской) окажется совсем другой, разница между типом разреза почти исчезнет. Так, в Северо-Карельской зоне к разрезам карелия снизу причленяются зеленые и амфиболовые сланцы, амфиболиты докарелия под названием «тунгудско-надвоицкой серии», а сверху — карбонатные породы и филлиты докарелия под именем «онежской свиты», которые, согласно представлениям автора [62], лежат в ядрах антиклиналей (а не синклиналей), несогласно подстилая кварцито-диабазовую толщу карелия.

В Южно-Карельской зоне к верхам карелия В. З. Негруца относит ладожские, в том числе сортавальские сланцевые толщи, которые несогласно подстилают, а не покрывают карелий. Отсюда «морской геосинклинальный тип разреза» карелия отпадает. Карелий представлен лишь обычным разрезом малой мощности: 1) кора выветривания, базальные конгломераты; 2) кварцито-песчаники; 3) доломиты; 4) мергелистые и глинистые сланцы.

В Восточно-Карельской зоне также от разрезов карелия надо оторвать подстилающую зеленосланцевую «тунгудско-надвоицкую» серию и вышележащую бесовецкую (она отойдет преимущественно в иотний). Тогда в ее пределах исчезнут «перерывы и резкие фациальные несогласия». Наконец, в Центральнокарельской зоне карелий лежит прямо на гранитах, и только здесь его разрезы и характеристика зоны составлены правильно.

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ К РАСЧЛЕНЕНИЮ РАЗРЕЗА ЯТУЛИЯ

1. В настоящее время В. А. Соколов [212, 213] и его сотрудники выделяют шесть полифациальных типов разреза ятулия, из которых три и три попарно отличаются лишь присутствием или отсутствием в разрезе «вулканогенных пород». Это разделение представляется громоздким и не совсем обоснованным. По-видимому, преувеличивается роль вулканогенов в разрезе, так как за них принимаются силлы, образовавшиеся одновременно (а не после, по В. А. Соколову) с осадконакоплением неглубоко под поверхностью земли. Это доказывается и наблюдением над их верхними интрузивными контактами (Койкары — Гирвас, восточный берег оз. Сегозера и пр.) и отсутствием сопровождающих эти породы пирокластов (до 4%, по наблюдениям сотрудников В. А. Соколова). Таким образом, вместо шести следовало бы оставить лишь три типа разреза (или два, как прежде предлагал В. А. Соколов).

К этим типам разреза необходимо прибавить еще один тип разреза сводов горст-антиклиналей (отмелей в момент осадконакопления ятулия), отличающийся наименьшей мощностью и наиболее грубыми фациями; полимиктовые и мономиктовые неслоистые глыбовые конгломераты, кверху переходящие в стратифицированные валунно-галечные, затем мелкогалечные конгломераты, аркозы и наконец кварцито-песчаники. Этот тип разреза горст-антиклиналей в настоящее время под названием «сариолия» ставится под ятулий на том основании, что на коре выветривания сариолия будто бы лежат базальные образования ятулия [268, 118].

Вместе с тем следует приветствовать изменение взглядов В. А. Соколова и его сотрудников в отношении условий осадконакопления в ятулии. Согласно К. О. Кратцу [113], они считали сначала всю конгломерато-кварцитовую толщу ятулия молассами, потом только «сариолий» [118]. На молассовых отложениях сариолия в спокойных тектонических условиях субплатформы откладывались ятулийские толщи. Теперь, вслед за работами М. А. Гиляровой [46, 52, 56] и ее докладами на стратиграфическом совещании 1967 г., они считают, что осадконакопление в ятулии происходило в условиях расчленения пенепленизированного фундамента на блоки с разной амплитудой колебательных движений (но при этом не ссылаются на более ранние работы, в которых впервые была изложена эта же точка зрения). Чтобы быть последовательными, В. А. Соколов и его сотрудники должны теперь отказаться от молассового происхождения «сариолийских» конгломератов. К тому же разрез ятулия явно трансгрессивный: конгломераты — кварцито-песчаники — доломиты и т. д. Если бы это были молассы, то морская моласса вверх по разрезу перешла бы в континентальную.

2. В качестве границы между сегозерско-надвоицкой и онежской формациями карелия (ятулия) В. З. Негруца и В. А. Соколов принимают размыв на границе «второго покрова» основных эффузивов с вышележащими кварцевыми конгломератами и кварцито-песчаниками, совершенно аналогичными нижележащим (под покровом). Даже если предположить, что этот размыв действительно имеет место в кровле именно покрова, а не силла, то следовало бы иметь в виду, что локальные внутриформационные размывы в разных структурах (и даже в одной) находятся на разных уровнях разреза. Если к тому же считать, что здесь в разрезе наблюдаются не покровы, а силлы (это представляется более вероятным) и в разрезах различных структур толщи кварцито-песчаников их насчитывается разное количество (2—3, редко больше — до 4) на разных уровнях, то сама эта граница становится недостоверной, а тем более корреляция разрезов по ней на большой площади или в разных структурах не вызывает доверия. Естественную границу между сегозерской и онежской формациями следует проводить выше по разрезу, по резкому изменению литологического характера, т. е. по характерной пестроцветной пачке глинистых, мергелистых и известковистых сланцев, ниже которых лежит кварцито-диабазовая (в том числе верхний силл габбро-диабазов) формация, выше — доломитовая или доломитово-сланцевая. Эта толща пестроцветных сланцев прослеживается во всех разрезах Южной и Центральной Карелии, имеет строго определенное стратиграфическое положение и всегда принималась автором за руководящий пограничный горизонт.

О НЕКОТОРЫХ НЕПРАВОМОЧНЫХ СОПОСТАВЛЕНИЯХ

В последние годы появились настойчивые тенденции понизить возраст иотнийских кварцито-песчаников западного побережья Онежского озера, сопоставив их с ятулийскими (А. И. Кайряк [100, 101], В. З. Не-

груца, В. Г. Чахмачев). Постановка этого вопроса не является неожиданной для геологов, работающих в Карелии, которые многократно обсуждали этот вопрос ранее, но вынуждены были отказаться от решения, предложенного этими авторами, по ряду весьма существенных соображений.

1. На основании морфологического сходства Западно-Онежской впадины с Онежской и Елмозерско-Сегозерской впадинами В. Г. Чахмачев делает вывод о принадлежности их к одной и той же структурной зоне ятулийского возраста и об ошибочности определения иотнийского возраста кварцито-песчаников, слагающих Западно-Онежскую впадину. Морфологическое сходство Западно-Онежской иотнийской впадины с ятулийской Онежской не так совершенно, как это следует из изложения и рисунков В. Г. Чахмачева. Иотнийская типично платформенная структура, с пологим моноклинальным падением слоев к западу, осложнена флексурами с локальными крутыми падениями слоев к востоку, которые принимаются за крутопадающее западное крыло впадины. Ятулийская онежская структура изображена в крыльях неправильно: в западном крыле она не имеет выдержанного крутого падения к востоку, а в восточном — пологого падения на запад. Повсюду, в том числе и в районе Святнаволока, ее крылья осложнены линейными и брахискладками 2-го порядка, с разными углами падения не свыше 30—35°, только в малых складках 3-го порядка до 50°, например в районе Койкар.

2. Геологическими фактами твердо установлено, что кварцито-песчаники, доломиты и филлиты ятулия подстилают суйсарский вулканический комплекс (в Онежской впадине,), а кварцито-песчаники иотния покрывают его во многих местах Западно-Онежской впадины и содержат гальки и ятулийских и суйсарских пород, в том числе гальки халцедона, связанного только с суйсарским комплексом (петрозаводская базальная толща, конгломераты Нурмозера и т. д.), и гальки шунгитовых черных и пестроцветных сланцев, связанных только с карелием (ятулием). Таким образом, они не могут быть одновозрастными.

3. Разрез кварцито-песчаников ятулия и иотния существенно различен, а некоторое сходство позднейших наложенных процессов преобразования их первичных структур (В. Г. Чахмачев) не может быть критерием их одновозрастности. Кварцито-песчаники ятулия, выходящие в западном и восточном крыльях онежской мульды, к югу уменьшают свою мощность почти до 0. Иотнийские кварцито-песчаники по данным бурения в районе г. Петрозаводска имеют неполную мощность 2200 м (А. И. Кайряк). Нигде в Карелии мощность кварцито-песчаников ятулия не превышает 1000—1800 м. Как известно, иотнийские кварцито-песчаники состоят из нижней каменноборской (серые, зеленоватые, черные песчаники) в верхней шокшинской (малиновые кварцито-песчаники) своеобразных и характерных толщ, имеющих сходство с ятулием. Минералогический и химический состав силлов диабазов и габбро-диабазов, залегающих в ятулийских и иотнийских кварцито-песчаниках, резко различен: в первых — альбит-актинолитовые диабазы и габбро-диабазы, во вторых — кварцевые субщелочные габбро-диабазы с лабрадором, калишпатом, диопсид-авгитом и щелочной роговой обманкой.

4. Одинаковый геохронологический возраст шокшинских песчаников 1800—1900 млн. лет, определенный Pb-методом [235], и ятулийских кварцитов Сегозера (не указывается, каким методом производилось определение их возраста?) еще не является абсолютным критерием их одновозрастности. И те и другие не подвергались существенному метаморфизму и перекристаллизации и одинаково состоят из механически заимствованных минералов подстилающего их основания, возраст которых отвечает докарельскому возрасту последней эпохи метаморфизма

и гранитообразования в Карельском регионе. Тот же возраст, определенный теми же методами по тем же минералам, показали бы, может быть, и заведомо палеозойские породы, если бы они лежали непосредственно на нижнепротерозойских метаморфических породах и гранитах.

Возраст диабазовых даек, рвущих кварциты Шокши, определенный Н. И. Полевой в 1830 млн. лет, нуждается в проверке, так как возраст даек сиенитов, генетически связанных с диабазами и рвущих те же кварцито-песчаники в Ропручье, датируется значительно меньшими цифрами — 1500 млн. лет (К — Ar-метод и др.).

Представляются весьма существенными материалы А. И. Кайряка, который выделил салминскую свиту на северо-восточном побережье Ладожского озера, состоящую из маломощной осадочной пачки песчаников и сланцев и основных эффузивов, относимых ранее к иотнию, лежащих на коре выветривания гранитов рапакиви. Отмечая их меньший метаморфизм по сравнению с кварцито-песчаниками западного побережья Онежского озера (данные геохронологического возраста — 1200 млн. лет) и большее сходство с песчаниками Сатакунты, являющихся прототипическими для иотния, он предлагает оставить их в иотнии, а кварцито-песчаники западного берега Онежского озера считать ятулийскими. Этому предложению противоречит факт несогласного, с размывом, налегания последних на суйсарские эффузивы, установленный еще Г. П. Гельмерсеном [37] на Укшозере, В. Мармо [278] и Е. М. Михайлюк и М. А. Гиляровой [46] в других местах также к северу и северо-востоку от Петрозаводска. Чтобы устранить противоречие, А. И. Кайряк эти иотнийские кварцито-песчаники относит к низам своей бесовецкой свиты, лежащей на суйсарских эффузивах несогласно, отрывая их от основного поля развития кварцито-песчаников — к югу от г. Петрозаводска. Иотнийские же песчаники к югу от Петрозаводска переводит в ятулий. Основанием к тому являются будто бы материалы бурения, которые вскрыли карбонатные породы предположительно онежской свиты в синклинали иотнийских кварцито-песчаников западного берега Онежского озера. Но карбонатный материал получен только в шламе и не позволяет делать какие бы то ни было серьезные сопоставления.

Таким образом, иотний западного берега Онежского озера в интерпретации А. И. Кайряка вообще перестает существовать. Учитывая различный метаморфизм и различный изотопный возраст песчаников Салми и западного берега Онежского озера, следовало бы реализовать это различие иначе, т. е. первые отнести к рифею, а вторые оставить на месте, в иотнии.

Соответственно ладожскую сланцевую формацию докарелия В. З. Негруца и А. И. Кайряк пытаются сопоставлять даже не с онежскими шунгитовыми сланцами, как это делала Л. Н. Потрубович, а с еще более высокозалегающей (на размытых эффузивах суйсарского комплекса) бесовецкой свитой, выделенной А. И. Кайряком [100]. Основанием к такому сопоставлению послужило сходное ритмичнослоистое строение этих глинисто-песчанистых толщ, а противоречащие таким сопоставлениям факты серьезно во внимание не принимались.

1. Ладожская сланцевая толща с карбонатно-амфиболовыми породами в основании лежит согласно на гнейсах, аналогичных беломорским, и перекрывается горизонтом кварцит-амфиболовых пород, а затем толщей сланцеватых амфиболитов и филлитовидной толщей [66]; бесовецкая толща лежит несогласно на суйсарских эффузивах. Первая лежит в низах докарелия, вторая выше не только карелия, но и суйсарского вулканического комплекса.

2. Ладожская толща является более мощной, в противоположность бесовецкой содержит высокоглиноземистые породы в верхах и карбо-

нат-амфиболовые в низах, следовательно, несопоставима в целом с бесовецкой толщей.

3. Ладожская толща очень сильно дислоцирована, метаморфизована, пересекается, по крайней мере, двумя постладожскими гранитами. Бесовецкая образует пологозалегающие моноклинали или брахискладки, не метаморфизована, не пересекается гранитами.

Однако эти соображения отметаются чрезвычайно легко сторонниками противоположных взглядов тем, что будто бы одновозрастные ладожская и бесовецкая серии находятся в различных структурно-фациальных зонах. Таким образом, сопоставление ладожской и бесовецкой серий, иотнийских и ятулийских кварцито-песчаников носит скорее характер поспешной сенсации, чем научно-обоснованного положения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В. Протерозойские ультраосновные интрузии и сложная интерпретация данных при их абсолютном датировании. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1966, № 3, с. 3—15.

2. Батиева И. Д., Бельков И. В. Базальные конгломераты кейвской осадочно-метаморфической серии в районе Западных Кейв. — «Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР», 1958, № 4, с. 48—54.

3. Безденежных Л. П., Негруца Т. Ф. Негруца В. З. Методика фациальных исследований протерозоя Карелии и Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., 1966, с. 253—274.

4. Беленицкая Г. А. О ритмичности в слоистости железистых кварцитов Приимандровского района Кольского полуострова. — В кн.: Древнейшие осадочно-вулканог. и метаморф. комплексы Кольск. п-ова. М.—Л., 1966, с. 53—64.

5. Бельков И. В. Метаморфический комплекс Кейв в восточной части Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы геол. Карелии и Кольск. п-ова. Мурманск, 1961, с. 58—74.

6. Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963. 321 с.

7. Бельков И. В. К методике изучения первичных литологических признаков древних метаморфических толщ. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967, с. 200—205.

8. Белоусов В. В. Мощность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры. — «Сов. геология», 1940, № 2—3, с. 14—28.

9. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 123 с.

10. Белянкин Д. С., Турцев А. К изучению гранито-диабазовых контактов. — Изв. Лен. политехн. ин-та, 1925, с. 215—222.

11. Богачев А. И., Зак С. Н. Новые данные по геологии Елетьозерского рудоносного массива в Северной Карелии. — «Труды Карельск. фил. АН СССР», 1959, вып. 31, с. 241—268.

12. Богданов Ю. Б., Воинов А. С. Новые данные по стратиграфии Северо-Карельской зоны протерозоя. — «Вестн. ЛГУ», 1962, № 24. Сер. Геол., вып. 4, с. 5—16.

13. Богданов Ю. Б., Воинов А. С. О конгломератах протерозоя Северной Карелии. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1964, № 6, с. 25—35.

14. Богданов Ю. Б., Воинов А. С. О соотношении карелид и беломорид Восточной Карелии. — «Труды ВСЕГЕИ», 1968, т. 143, с. 97—109.

15. Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Суханов В. А. О структурном соотношении Карельской и Беломорской формаций в Кемском районе Восточной Карелии. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 165, № 3, с. 550—553.

16. Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Негруца В. З. Глубокометаморфизованные конгломераты протерозоя Восточной Карелии. — В кн.: Литология и полез. ископ. Л., 1968, № 2.

17. Богданов Ю. Б., Воинов А. С. Новые данные по геологии протерозоя Северной Карелии. В кн.: Вопросы геол. и закономерности размещ. полезн. ископ. Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 148—156.

18. Богданова В. С., Дагелайский В. Б. Возрастное положение пород «тундровой» серии и конгломератов района р. Уры. — В кн.: Абсолютный возраст докембр. пород СССР. М— Л., 1965, с. 74—84.

19. Бондаренко Л. П. Магнетитсодержащие и другие породы гранулитовой фации метаморфизма. — «Труды лаб. геол. докембрия», 1960, вып. 2, с. 249—270.

20. Боровиков Л. И., Салоп Л. И. Состояние и пути совершенствования методики геологической съемки метаморфических толщ докембрия. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967, с. 3—12.

21. Боровиков Л. И., Спижарский Т. Н. Принципы расчленения и корреляции докембрийских отложений. — «Геология и геофизика», 1965, № 1, с. 21—29.

22. Буссен И. В., Сахаров А. С. Контакт гнейсов и лявозерской осадочно-вулканогенной свиты (Кольский полуостров). — В кн.: Древнейшие осадочно-вулканог. и метаморф. комплексы Кольск. п-ова. М.—Л., 1966, с. 71—77.

23. Бурдуков Г. П. К проблеме прибрежно-морских россыпей в древних геологических комплексах. — В кн.: Сб. науч. трудов Каз. горнометаллург. ин-та, № 18, Алма-Ата, 1959, с. 164—170.

24. Бутин Р. В. Органические остатки в протерозойских отложениях Южной Карелии. — «Труды Карельск. фил. АН СССР», 1960, вып. 31, с. 152—158.

25. Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения, ч. 1. Л., Гостоптехиздат, 1948. 216 с.

26. Виноградов А. П., Тугаринов А. И. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита по данным свинцово-урано-ториевого метода измерения абсолютного возраста. — В кн.: Геология и геохронология докембрия. Л.—М., 1964, с 185—204. (Труды лаб. геол. докембрия, вып. 19).

27. Воинов А. С. Геология и метаморфизм Северо-Карельской зоны протерозоя. — Автореф. дис. Л., 1964.

28. Воинов А. С. Основные черты тектоники и метаморфизма Северо-Карельской зоны протерозоя (зона Пана-Куола-ярви). — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 2. Л., 1964, с. 247—266.

29. Волотовская Н. А. Магматический комплекс района Больших островов Северо-Западного Приладожья. — «Изв. Карело-Фин. науч.-исслед. базы АН СССР», 1948, № 4, с. 19—32.

30. Волотовская Н. А. Магматический комплекс ультраосновных щелочных и карбонатных пород массива Вуори-ярви. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», т. 33, вып. 3, Л., 1958, с. 290—303.

31. Волотовская Н. А. Главы в разделе «Магматическая деятельность и метаморфизм». — В кн.: Геология СССР, т. 37. М., 1960, с. 303—379, 398—431.

32. Волотовская Н. А., Шмыгалев В. И. Тава-ярвинский комплекс. Там же, с. 431—476.

33. Вяюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., ИЛ, 1959. 295 с.

34. Галдобина Л. П. Иотнийские образования района Прионежья Карельской АССР. — «Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР», 1958, № 5, с. 10—18.

35. Галдобина Л. П. Литологические особенности и условия образования иотнийских песчаников и кварцито-песчаников Карелии. — В кн.: Сб. статей молодых науч. сотрудников Лен. геол. упр. АН СССР. 1958, с. 64—74.

36. Галдобина Л. П., Михайлюк Е. М. Литология иотнийских образований онежской синеклизы. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., 1966, с. 54—60.

37. Гельмерсен Г. П. Геогностические исследования Олонецкого горного округа. — «Горный журнал», 1860, ч. IV, с. 517—595.

38. Герлинг Э. К., Глебова-Кульбах Т. О., Лобач-Жученко С. Б. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии. — В кн.: Абсолютный возраст докембр. пород СССР. М.—Л., 1965, с. 35—74.

39. Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б. Современное состояние радиологических методов и их применение при картировании докембрия на примере Карелии. Там же, с. 36—48.

40. Герлинг Э. К., Масленников В. А., Морозова И. М. Древнейшие ультраосновные и основные породы Монче-тундры (Кольский полуостров). Там же, с. 11—35.

41. Гилярова М. А. Спилиты Кончезерского района Карело-Финской ССР. Л., Изд-во ЛГУ, 1941. 129 с.

42. Гилярова М. А. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение. — «Изв. Карело-Фин. науч.-исслед. базы АН СССР», 1948, № 1, с. 19—40.

43. Гилярова М. А. К стратиграфии и тектонике карельской формации Центральной Карелии. — «Учен. зап. ЛГПИ», 1948, т. 72, с. 125—166.

44. Гилярова М. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии. — «Изв. Карело-Фин. науч.-исслед. базы АН СССР», 1949, № 2, с. 21—49.

45. Гилярова М. А. К стратиграфии докембрия Косозерского района (Тугунда) Карело-Финской ССР. — «Вестн. ЛГУ», 1955, № 1, с. 139—150.

46. Гилярова М. А. Стратиграфическое положение Суйсарского вулканического комплекса. — «Учен. зап. ЛГУ», 1956, № 209. Сер. геол. наук, вып. 7, с. 80—100.

47. Гилярова М. А. Кварцевые порфиры и кератофиры Центральной Карелии. — «Учен. зап. ЛГУ», 1957, № 215. Сер. геол. наук, вып. 8, с. 58—83.

48. Гилярова М. А. Шаровые лавы Суйсарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. — «Учен. зап. ЛГУ», 1959, № 268. Сер. геол. наук, вып. 10, с. 3—70.

49. Гилярова М. А. (совместно с В. В. Яковлевой). Средний протерозой. Участок Северо-Западного Прионежья. — В кн.: Геология СССР, т. 37, Карельская АССР. М., 1960, с. 138—152.

50. Гилярова М. А. (совместно с В. Н. Нумеровой). Кварцевые порфиры и кератофиры. Там же, с. 393—397.

51. Гилярова М. А. Ранняя группа интрузий среднего протерозоя Юго-Восточной и Центральной Карелии. Поздняя группа интрузий Северо-Западного Прионежья. Там же, с. 485—491, 495—499.

52. Гилярова М. А. О некоторых спорных проблемах геологии докембрия Карелии. — «Вестн. ЛГУ», 1962, № 24. Сер. геол. и геогр., вып. 4, с. 34—37.

53. Гилярова М. А. Базальные образования карелия (нижний протерозой) района Парандово — Надвоицы Карельск. АССР. — «Вестн. ЛГУ», 1963, № 18, с. 15—27.

54. Гилярова М. А. Кора выветривания и конгломераты Ламмас Печенгского района. — «Вестн. ЛГУ», 1964, № 6, с. 22—30.

55. Гилярова М. А. К геологии Большозерского района Западной Карелии. — «Вестн. ЛГУ», 1966, № 12, с. 30—39.

56. Гилярова М. А. Опыт изучения древних эффузивов и пирокластов. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., 1966, с. 41—53.

57. Гилярова М. А. Филлитовидные и кварцитовые породы Парандовско-Надвоицкого района КАССР. — В кн.: Вопросы геол. и закономерности размещ. полез. ископ. Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 202—216.

58. Гилярова М. А. Принципы картирования разновозрастных супракрустальных комплексов докембрия на примере ряда районов Карело-Кольского региона. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967, с. 75—88.

59. Гилярова М. А. Стратиграфия и структура Печенги. Л., Изд-во ЛГУ, 1967. 94 с.

60. Гилярова М. А. Стратиграфия и структура докембрия района Надвоицы — Парандово Карельской АССР. — В кн.: Мат-лы по геол. и полез. ископ. Северо-Запада РСФСР, № 7. Л., 1967, с. 20—42.

61. Гилярова М. А. Зеленокаменные породы района Надвоицы — Парандово Карельской АССР и их метаморфизм. Там же, с. 91—113.

62. Гилярова М. А. Стратиграфия и структура района Куола-ярви—Пана-яви Северной Карелии. — В кн.: Региональная геология. Л., 1967, с. 3—31.

63. Гилярова М. А. Стратиграфия и структура района Кукас-озера, Топозера (Северная Карелия). — «Вестн. ЛГУ, сер. геол.», 1969, вып. 1, с. 73—85.

64. Гилярова М. А., Саранчина Г. М., Перевозчикова В. А. Карельская складчатая область. — В кн.: Геол. строение СССР, т. 3, Л., 1968, с. 44—61.

65. Гилярова М. А. Существуют ли конгломераты докарелия. — В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия вост. части Балтийск. щита. Л., 1971, с. 52—56.

66. Гилярова М. А. Кислые эффузивы второй вулканогенной толщи Печенги. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1972, с. 153—169.

67. Гилярова М. А. Механизм образования сопряженных разновозрастных структур докембрия Карело-Кольского региона. — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Л., 1972, с. 13—27. (Изд. ЛГУ, вып. 4).

68. Гилярова М. А. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л., Изд-во ЛГУ, 1972. 216 с.

69. Гинзбург И. И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и значение в фациальном анализе. — В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. 2. М., 1957, с. 319—348.

70. Гинзбург И. И. Основные вопросы образования коры выветривания и их значение при поисках минеральных месторождений. — «Геол. рудных м-ний», 1961, № 5, с. 21—36.

71. Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания. Формы их проявления и классификация. — В кн.: Региональное развитие кор выветривания в СССР. М., 1963, с. 71—101.

72. Глебова-Кульбах Г. О. Типы нижнепротерозойских гипабиссальных гранитоидов Южной Карелии. — «Труды Лаб. геол. докембрия», 1960, вып. 2, с. 93—110.

73. Глебова-Кульбах Г. О., Пинаева Н. А. Новые данные по геологии и геохронологии района Гормозера в Южной Карелии. — «Труды Лаб. геол. докембрия», 1961, вып. 12, с. 212—237.

74. Глебова-Кульбах Г. О. Граниты Кольского полуострова и Карелии. — «Труды Лаб. геол. докембрия», 1963, вып. 15, с. 162—333.

75. Глебова-Кульбах Г. О., Лобач-Жученко С. Б. Гранитоиды в зонах карелид Южной Карелии. — В кн.: Вопросы геол. и закономерности размещ. полез. ископ. Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 243—253.

76. Горлов Н. В. О поперечной складчатости архея Северо-Западного Беломорья. — «Труды Лаб. геол. докембрия», 1960, вып. 11, с. 53—78.

77. Горлов Н. В. К методике картирования складчатой структуры беломорид. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967, с. 88—93.

78. Горлов Н. В. Структура Беломорид. Л., «Наука», 1967. 109 с.

79. Григорьева Л. В. О строении и развитии Северо-Карельской зоны карелид. — В кн.: Вопросы геол. и закономерности размещ. полез. ископ. Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 137—148.

80. Дагелайский В. Б. Развальцованные конгломераты северо-западной части свиты полмас (Кольский полуостров). — «Труды Лаб. геол. докембрия», 1961, вып. 12, с. 166—176.

81. Демидов Н. Ф. Фациальные типы протерозойских комплексов Северной Карелии и их геологическое соотношение. — «Труды Карельск. фил. АН СССР», 1960, вып. 26, с. 81—93.

82. Демидов Н. Ф. Протерозой Кукасозерско-Тикшозерской зоны карелид (Северная Карелия). — Автореф. дис. Петрозаводск, 1966.

83. Демидов Н. Ф., Соколов Б. А. К вопросу о соотношении «ятулийских» и «ладожских» образований в районе северного берега оз. Малое Янис-ярви. — «Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР», 1958, № 3, с. 23—28.

84. Демидов Н. Ф., Соколов В. А. Еще раз о соотношении ятулийских и ладожских образований Северного Приладожья. — «Труды Карельск. фил. АН СССР», 1960, вып. 26, с. 112—119.

85. Демидов Н. Ф., Кратц К. О. О ритмичной слоистости Ладожской сланцевой толщи в Юго-Западной Карелии. — «Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР», 1958, № 5, с. 3—9.

86. Дортман Н. В., Жданов В. В. Петрофизические исследования при геологическом картировании докембрийских образований. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967, с. 235—243.

87. Дюков С. А. Протерозой Восточно-Карельской синклинальной зоны.— В кн.: Геология СССР, т. 37. М., 1960, с. 159—181.

88. Елисеев Н. А. О сегозерских спилитах. — «Зап. минер. о-ва», 1928, ч. 57, вып. 1, с. 105—125.

89. Завалишин М. А. Особенности геологического картирования областей распространения кристаллических сланцев. — «Сов. геология», 1962, № 10, с. 109—112.

90. Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М., «Наука», 1966. 66 с.

91. Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.—Л., 1964, с. 5—207.

92. Загородный В. Г. К вопросу о стратиграфии печенгской свиты. — В кн.: Вопросы геол. Кольск. п-ова. М.—Л., 1962, с. 84—89.

93. Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Стратиграфия и структура печенгской осадочно-вулканогенной серии на Кольском полуострове. — В кн.: Магматизм и геология Кольск. п-ова. М., 1963, с. 210—232.

94. Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Изучение докембрийских осадочно-вулканогенных толщ на примере печенгской серии Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967, с. 118—127.

95. Зак С. И., Яковлева В. В. К проблеме тектонического районирования докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Вопросы геол. и закономерности размещ. полез. ископ. Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 85—99.

96. Зильбер М. Е. О находках органических остатков в породах прихибинской части Имандра-Варзугского синклинория. — В кн.: Магматизм и геология Кольск. п-ова. М., 1963, с. 185—189.

97. Иванов А. М. К вопросу о возрасте свиты Имандра — Варзуга на Кольском полуострове. — В кн.: Древнейшие осадочно-вулканог. и метаморф. комплексы Кольск. п-ова. М.—Л., 1966, с. 64—71.

98. Иванов А. М. К вопросу о геологическом положении и стратиграфии свиты Имандра — Варзуга на Кольском полуострове. — В кн.: Проблемы геол. Карелии и Кольск. п-ова. Мурманск, 1961, с. 74—84.

99. Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда и его рудные месторождения. — В кн.: Мат-лы по геол. России, т. 7, СПб., 1877. 726 с.

100. Кайряк А. И. Бесовецкая свита — новая осадочная свита в составе протерозоя Южной Карелии. — «Труды Карельск. фил. АН СССР», 1960, вып. 26, с. 106—112.

101. Кайряк А. И., Хазов Р. А. Иотнийские образования Северо-Восточного Приладожья.— «Вестн. ЛГУ», 1967, № 12, с. 62—72.

102. Келлер Б. М. О значении мощностей при тектонических построениях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 6, с. 105—112.

103. Келлер В. М. Стратиграфические подразделения. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1950. № 6, с. 3—25.

104. Кириченко Л. А. Геологическое строение свиты Полмос на Кольском полуострове. — В кн.: Вопросы геол. и минер. Кольск. п-ова, вып. 2. М.—Л., 1960, с. 245—254.

105. Кицул В. И. Ступени прогрессивного регионального метаморфизма карбонатных пород. — «Труды Лаб. геол. докембрия», 1960, вып. 11, с. 230—239.

106. Козлов Е. К. Пространственная унаследованность и развитие тектонических движений в центральной и юго-восточной частях Кольского п-ова. — В кн.: Геофизика и тектоника Кольск. п-ова. М.—Л., 1966, с. 50—60.

107. Копелиович А. В., Симанович И. М. Постседиментационные преобразования пород иотнийской формации Прионежья. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., 1966, с. 61—79.

108. Коровин М. К. Геотектонический принцип и его значение для стратиграфии и геологической хронологии. — «Изв. АН СССР, Сер. геол.», 1958, № 3, с. 74—88.

109. Корсакова М. А. О куполовидных структурах южной части беломорид.— В кн.: Мат-лы по геол. и полез. ископ. Северо-Запада РСФСР, № 7. Л., 1967, с. 63—69.

110. Корякин А. С. Опыт изучения метаморфизованных докембрийских кор континентального выветривания на примере Центральной Карелии. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 1, с. 175—178.

111. Кратц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. — «Труды Лаб. геол. докембрия», 1955, вып. 5, с. 175—188.

112. Кратц К. О. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии.— «Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР», 1958, № 2, с. 1—15.

113. Кратц К. О., Нумерова В. Н. Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита. — В кн.: Мат-лы по геол. и полез. ископ. Северо-Запада СССР, вып. 1. М., 1957, с. 19—34.

114. Кратц К. О. Свекофенниды и карелиды. — В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольск. п-ова. Мурманск, 1961, с. 5—10.

115. Кратц К. О., Шуркин К. А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. — МГК. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. М., 1960, с. 7—20.

116. Кратц К. О., Лазарев Ю. И. Основные черты тектонических структур ятулия Карелии.— В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольск. п-ова. Мурманск, 1961, с. 43—58.

117. Кратц К. О., Демидов Н. Ф. Стратиграфия и тектоника Кукасозерско-Тикшозерской зоны карелид Северной Карелии. — «Труды Карельск. фил. АН СССР», 1963, вып. 11, с. 51—62.

118. Кратц К. О. Геология карелид Карелии. — «Труды Лаб. геол. докембрия», 1963, вып. 16, 205 с.

119. Кренделев Ф. П. Древние металлоносные конгломераты и коры выветривания. — «Геология и геофизика», 1965, № 1, с. 92—102.

120. Кузнецов Е. А., Лучицкий В. И. Петрографические провинции СССР. Л. Объед. науч.-техн. изд-во НКТП СССР, 1936. 704 с.

121. Курылева Н. А. Новые данные о стратиграфии печенгской формации на Кольском полуострове. — «Докл. АН СССР», 1948, т. 60, № 2, с.267—268.

122. Левинсон-Лессинг Ф. Н. Олонецкая диабазовая формация. — «Труды СПб. о-ва естествоисп.», 1888, т. 19. 370 с.

123. Литвиненко И. В. Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 149, № 6, с. 1409—1411.

124. Литвиненко И. В. Сейсмический метод при изучении глубинного строения Балтийского щита. — «Зап. ЛГИ», 1963, т. 46, вып. 2, с. 3—13.

125. Литвиненко И. В. Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита. — МГК. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2. Геологические результаты прикладной геофизики. Л., 1965, с. 70—74.

126. Литвиненко И. В., Некрасова К. А. Особенности глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите. — В кн.: Глубинное сейсмозондирование земной коры в СССР. Л., 1962, с. 187—206.

127. Литвиненко И. В. Сейсморазведка при изучении основных структур Кольского полуострова и Северной Карелии. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967, с. 222—228.

128. Лобанов И. Н. Ятулийские кварцевые конгломераты Карелии и их происхождение. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 5, с. 63—74.

129. Лобанов И. Н. Слоистые текстуры в ятулийских кварцитах Карелии. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1962, № 2, с. 32—40.

130. Лобанов И. Н. Протерозойские валунно-галечные конгломераты р. Кумсы в Карелии. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1963, № 11, с. 54—68.

131. Лобач-Жученко С. Б., Пинаева Н. И. Об абсолютном возрасте и характере контактов пород архея и нижнего протерозоя (Южная Карелия). — «Труды Лаб. геол. докембрия», 1961, вып. 12, с. 187—212.

132. Любцов В. В. К вопросу об органических остатках в древнейших осадочных толщах Кольского полуострова. — В кн.: Магматизм и геология Кольск. п-ова. М., 1963, с. 189—195.

133. Любцов В. В. Органические остатки древнейших осадочных метаморфических толщ Кольского полуострова. — «Изв. АН СССР, Сер. геол.», 1962, № 10, с. 69—73.

134. Лунева О. И. К геологии свиты Имандра-Варзуга в Прихибинском районе. — «Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР», 1958, № 3, с. 15—23.

135. Макиевский С. И., Николаева К. А. О тектонике северо-запада Кольского полуострова. — В кн.: Древнейшие осадочно-вулканог. и метаморф. комплексы Кольского п-ова. М.—Л., 1966, с. 3—16.

136. Макиевский С. И., Николаева К. А. Геосинклинальные формации докембрия Северо-Запада Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967, с. 127—135.

137. Макиевский С. И., Николаева К. А. Некоторые замечания о стратиграфии и тектонике Кольского гнейсового комплекса и его взаимоотношения с беломорским гнейсовым комплексом. — В кн.: Вопросы геол. Кольск. п-ова. М.—Л., 1962, с. 100—104.

138. Масленников В. А., Бондаренко Л. Н., Дагелайский В. Б. Древнейшие горные породы Кольского полуострова. — «Труды Лаб. геол. докембрия», 1961, вып. 12, с. 133—156.

139. Марков М. С. О некоторых чертах строения и развития протерозойских геосинклинальных трогов. — В кн.: Тезисы докл. совещ. по проблемам тектоники. М., 1962, с. 13—17.

140. Мармо В. О калий-аргоновых возрастах гранитных пород. — «Новости зарубеж. геол.», 1963, вып. 33, с. 107—126.

141. Меннер В. В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1962, вып. 65, 375 с.

142. Михайлюк Е. М., Галдобина Л. Н. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя Западного Прионежья. — В кн.: Вопросы геол. и закономерности размещ. полез. ископ. Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 236—243.

143. Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Туфолавы печенгской серии (Кольский полуостров). — В кн.: Вопросы геол. и минер. Кольск. п-ова, вып. 4. М., 1963, с. 49—62.

144. Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Взаимоотношения осадочных и вулканогенных пород внутри печенгской серии. Там же, с. 3—23.

145. Мишарев Д. Т., Смирнова В. С., Солодская Р. И. Геологическое строение и пегматитоносность беломорского комплекса (серии) архея. — В кн.: Мат-лы по геол. и полез. ископ. Северо-Запада СССР, № 1. Л., 1957, с. 52—68.

146. Негруца В. З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. — «Сов. геология», 1963, № 7, с. 52—76.

147. Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Литология и условия образования кварцевых конгломератов в связи с золотоносностью. — «Литология и полез. ископ.», 1965, № 6, с. 3—19.

148. Негруца В. З. Опыт литологического изучения кварцевых конгломератов Карелии. — В кн.: Проблемы осад. геол. докембрия, вып. 1. М., 1966, с. 80—97.

149. Негруца Т. Ф., Негруца В. З. Литогенетический метод изучения протерозойских терригенных образований Карелии и его значение для структурного картирования. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967, с. 176—181.

150. Негруца В. З. Опыт составления палеогеографических карт протерозоя Карелии на основе данных структурно-фациального изучения опорных структур Карелия. — Там же, с. 181—189.

151. Новикова А. С. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое. — «Геотектоника», 1965, № 1, с. 61—73.

152. Новикова А. С. О тектоническом положении магматических образований Восточно-Европейской платформы. — «Труды ГИН АН СССР», 1963, вып. 93. М., с. 54—85.

153. Обручев С. В. Основные подразделения протерозоя в СССР. — МГК. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10. Геология докембрия. М., 1964, с. 9—15.

154. Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — «Труды Восточно-Сибир. геол. ин-та», 1962, вып. 5, Сер. геол. М., с. 77—109.

155. Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. — «Изв. АН СССР, Сер. геол.», 1963, № 12, с. 3—9.

156. Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. — В кн.: Тезисы докл. совещ. по проблемам тектоники. М., 1962, с. 112—113.

157. Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). — В кн.: Структуры докембрия и связь магматизма с тектоникой. М., 1963, с. 9—54.

158. Палей И. П. Основные черты тектоники Балтийского щита. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1963, вып. 92, с. 32—34.

159. Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. — «Изв. АН СССР, Сер. геол.», 1950, № 4, с. 28—52.

160. Перевозчикова В. А. Геология протерозоя Карелии. — В кн.: Мат-лы по геол. и полез. ископ. Северо-Запада СССР, № 1, М., 1957, с. 35—52.

161. Полканов А. А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1935. 541 с.

162. Полканов А. А. Геология Карелии и Кольского полуострова. — «Сов. геология за 30 лет». М.—Л., 1947, с. 45—53.

163. Полканов А. А. Структурно-геологический метод стратиграфического расчленения древнейших формаций и нижняя граница палеозойской эры. — «Труды Лаб. геол. докембрия», 1953, вып. 2, с. 11—23.

164. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология Балтийского щита. — МГК. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3. Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций. М., «Наука», 1960, с. 47—82.

165. Полканов А. А., Кратц К. О., Шуркин К. А. Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова. — В кн.: Геология и геохронология докембрия. Л., 1964, с. 24—45. (Труды Лаб. геол. докембрия, вып. 19).

166. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Предварительная возрастная шкала докембрия для Балтийского щита. — Там же, с. 176—184.

167. Половинкина Ю. И., Наливкина Э. Б. Петрологические критерии расчленения и сопоставления докембрийских толщ. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967, с. 24—30.

168. Поротова Г. А. Результаты геофизических работ по структурно-тектонической зоне Ветреный Пояс и направление дальнейших исследований. — В кн.: Вопросы геол. и закономерности размещ. полез. ископ. Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 71—85.

169. Поротова Г. А., Цирюльникова Р. Я. Геофизические методы при геологическом картировании докембрийских образований Балтийского кристаллического щита. — Там же, с. 127—136.

170. Потрубович Л. Н., Соколова В. Н., Селивановская Е. Е. Стратиграфия Терско-Варзугского геосинклинального прогиба. — В кн.: Мат-лы по геол. и полез. ископ. Северо-Запада РСФСР, № 7. Л., 1967, с. 3—20.

171. Потрубович Л. Н., Симон А. К. Стратиграфия прогиба Имандра — Варзуга — Сосновка (Кольский полуостров). — «Вестн. МГУ», 1966, № 3, с. 37—45.

172. Предовский А. А., Петров В. П. К вопросу о геологическом положении и происхождении конгломератов Партанен в Южной Карелии. — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 2. Л., 1964, с. 138—154.

173. Предовский А. А., Петров В. П. О соотношении питкярантской и ладожской толщ протерозоя в Северном Приладожье. — Там же, с. 154—176.

174. Предовский А. А. К вопросу о взаимоотношениях ладожской формации и глыб древнейших гнейсо-гранитов в Северном Приладожье. — В кн.: Вопросы геол. и закономерности размещ. полез. ископ. Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 231—236.

175. Прияткина Л. А. Стратиграфическое положение поросозерско-метаморфической толщи (Кольский полуостров). — «Труды Лаб. геол. докембрия», 1960, вып. 11, с. 27—43.

176. Прияткина Л. А. Ритмичная слоистость в архейских породах Кольского полуострова. — «Труды Лаб. геол. докембрия», 1961, вып. 12, с. 156—166.

177. Пушкарев Ю. Д., Шуркин К. А. Особенности строения зоны сочленения беломорид и карелид и морфологические типы бластомилонитов. — В кн.: Деформации и структуры докембр. толщ. М., 1967, с. 74—85.

178. Разумова В. И., Херасков Н. П. Геологические типы коры выветривания и закономерности их размещения. — «Труды Геол. ин-та», 1963, вып. 77, с. 1378—1381.

179. Ранкама К. Геологические данные о химическом составе докембрийской атмосферы. — В кн.: Земная кора. М., 1957, с. 672—686.

180. Рийконен О. А. К геологии протерозоя побережья Сегозера. — «Труды Карельск. фил. АН СССР», 1960, вып. 26, с. 3—16.

181. Рийконен О. А. Основной вопрос стратиграфии протерозоя Центральной Карелии. — В кн.: Проблемы геол. Карелии и Кольск. п-ова. Мурманск, 1961, с. 84—90.

182. Робонен В. И. К стратиграфии протерозоя района Хаутавара — Чалка. — «Труды Карельск. фил. АН СССР», 1960, вып. 26, с. 93—106.

183. Робонен В. И. Новые данные по стратиграфии нижнего протерозоя б. Тунгудского района Карелии. — «Труды Карельск. и Кольск. фил. АН СССР», 1959, № 4, с. 226—232.

184. Робонен В. И. Стратиграфия протерозоя района Шомбозеро. — «Труды Карельск. фил. АН СССР», 1960, вып. 26, с. 16—29.

185. Робонен В. И. Стратиграфия и тектоника протерозоя Шуезерского синклинория (Восточная Карелия). — «Труды Карельск. фил. АН СССР», 1963, вып. 11, с. 54—60.

186. Робонен В. И., Коросов В. И. К геологии Костомукшского железорудного месторождения. — В кн.: Вопросы геол. и закономерности размещ. полез. ископ. Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 156—168.

187. Робонен В. И. Стратиграфия протерозоя района Парандово — Надвоицы (Восточная Карелия). — Там же, с. 216—231.

188. Рык Ф. Ф. Разрывные нарушения в юго-восточной части Кольско-Рамозерского слюдоносного района. — В кн.: Древнейшие осадочно-вулканог. и метаморф. комплексы Кольск. п-ова. М.—Л., 1966, с. 16—22.

189. Рябинин В. И. Органические остатки в карбонатных породах Южной Карелии. — В кн.: *Мат-лы по геол. и полез. ископ. КФ ССР, Ленингр. и Мурман. обл.*, № 4. Л., 1941, с. 8—24.

190. Салоп Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии. — МГК. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., 1960, с. 106—127.

191. Салоп Л. И. *Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли.* — МГК. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10. Геология докембрия. М., «Недра», 1964, с. 16—30.

192. Саранчина Г. М. Постладожские гранитоиды Приладожья. — В кн.: Мат-лы по геол. и полез. ископ. Северо-Запада РСФСР, № 7. Л., 1967, с. 69—85.

193. Саранчина Г. М. *О своеобразной эруптивной брекчии в Северо-Западном* Приладожье. Там же, с. 85—91.

194. Сацук Ю. И. Верхнекарельские карбонатные породы района Чирко-Кемь. — «Труды Карело-Финск. фил. АН СССР», 1960, вып. 3, с. 46—58.

195. Семененко Н. П. К систематике метаморфических пород. — В кн.: *Проблемы изучения геологии докембрия.* Л., 1967, с. 48—55.

196. Семихатов М. А. К проблеме общей стратиграфической схемы докембрия. — «Изв. АН СССР». Сер. геол., 1966, № 4, с. 70—84.

197. Сергеева К. И. Стратиграфия верхнепротерозойского осадочного комплекса Кольского полуострова. — В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология *вост. части Балтийск. щита.* Л., 1971, с. 89—99.

198. Сидоренко А. В. Эоловая косая слоистость и ее палеогеографическое значение. — «Изв. Туркм. фил. АН СССР», 1950, № 4, с. 17—26.

199. Сидоренко А. В. К вопросу о связи минералогического и механического состава песков. — «Докл. АН СССР», 1955, т. 100, № 5, с. 977—980.

200. Сидоренко А. В., Лунева О. И. *К вопросу о литологическом изучении* метаморфических толщ. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961. 196 с.

201. Сидоренко А. В. Проблема осадочной геологии докембрия. — «Сов. геология», 1963, № 4, с. 3—23.

202. Симанович И. М. Бластические структуры в некоторых типах метаморфизованных песчаных пород. — «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1965, т. 10, с. 5—119.

203. Симанович И. М. Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцито-песчаников. М., «Наука», 1966. 119 с.

204. Синицын В. И. Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967. 232 с.

205. Скуфьин П. К. Некоторые особенности геологического строения гнейсов кольской серии в бассейне р. Уры. — В кн.: Древнейшие осадочно-вулканог. и метаморф. комплексы Кольск. п-ова. М.—Л., 1966, с. 23—37.

206. Слодкевич В. С., Соколов В. А., Бутин Р. В. Протерозойские водорослевые биогермы на Южном Оленьем острове (Онежское озеро). — «Докл. АН СССР», 1960, т. 134, № 2, с. 435—438.

207. Смирнова В. С., Бабошин В. А. Геологическое строение, метаморфизм и пегматитоносность архейских образований Беломорья. М., «Недра», 1967. 245 с.

208. Соколов П. В. Свита Кейв. — В кн.: Геология СССР, т. 27. М., 1958, с. 180—246.

209. Соколов В. А. К геологии протерозойских (верхнекарельских) карбонатных пород южной части КАССР. — «Труды Карельск. фил. АН СССР», 1958, вып. 11, с. 197—225.

210. Соколов В. А. Генетические типы доломитов среднего протерозоя Южной Карелии. — «Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР», 1959, № 1, с. 40—62.

211. Соколов В. А. Структурно-фациальные типы разрезов карбонатных пород Прионежья. — «Труды Карельск. фил. АН СССР», 1959, вып. 11, с. 180—196.

212. Соколов В. А. Вопросы геологии ятулия Карелии. — В кн.: Вопросы геол. и закономерности размещ. полез. ископ. Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 115—127.

213. Соколов В. А., Галдобина Л. П. К литологии и палеогеографии ятулийских отложений района Сегозера — Елмозера. — Там же, с. 168—186.

214. Соколов В. А. О цикличном строении терригенно-карбонатной толщи протерозоя Южной Карелии. — «Труды Карельск. фил. АН СССР», 1960, вып. 26, с. 58—65.

215. Соколов В. А. О карбонатонакоплении в ятулии (среднем протерозое) Карелии. — В кн.: Проблемы геол. Карелии и Кольск. п-ова. Мурманск, 1961, с. 108—131.

216. Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963. 183 с.

217. Соколов В. А. К геологии и палеогеографии ятулия Карелии. — МГК. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10. Геология докембрия. М., «Недра», 1964, с. 61—76.

218. Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В. Новый вулканический комплекс в протерозое Карелии. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 161, № 3, с. 676—678.

219. Стенарь М. М. Осадочно-вулканогенные образования района Большозеро. — «Труды Карельск. фил. АН СССР», 1960, вып. 26, с. 65—76.

220. Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. М., Изд-во АН СССР, 1947. 266 с.

221. Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1949, № 6, с. 70—111.

222. Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов (Опыт сравнительно-литологического исследования). — «Труды Ин-та геол. наук», 1951, вып. 124, геол. сер., № 45. 370 с.

223. Судовиков Н. Г. Геолого-петрографический очерк Шуезерского района. — «Труды Ленингр. геол.-гидрол.-геодез. треста», 1954, вып. 6, с. 52—60.

224. Судовиков Н. Г. О метаморфических фациях ятулийских горных пород Шуезерско-Пебозерского района. — «Труды Ленингр. о-ва естествоисп.», 1934, т. 22, вып. 2, с. 179—209.

225. Судовиков Н. Г. Обзор стратиграфии, тектоники и магматической деятельности докембрия КАССР. — В кн.: Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий. М., 1939, с. 57—80.

226. Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. — «Труды Лаб. геол. докембрия», 1954, вып. 4, 199 с.

227. Судовиков Н. Г. Метаморфогенное рудообразование. — «Сов. геология», 1965, № 1, с. 105—119.

228. Суслова С. Н. Туфогенные конгломераты озера Поро-ярви (Печенгский район). — В кн.: Древнейшие осадочно-вулканог. и метаморф. комплексы Кольск. п-ова. М.—Л., 1966, с. 43—53.

229. Суслова С. Н. Первичные текстуры в туфогенно-осадочных породах печенгской серии. — В кн.: Вопросы геологии и минер. Кольск. п-ова, вып. 4. М.—Л., 1963, с. 75—86.

230. Тимофеев В. М. Петрография Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935. 256 с.

231. Тимченко И. П. Протерозойские кварциты и кварцито-песчаники Центральной и Южной Карелии. — «Труды Ин-та геол. АН СССР», 1950, вып. 122 (№ 37), с. 53—80.

232. Токарев В. А., Гарифулин Л. Л. К дискуссии о нижнеархейских свитах Полмас и Порос на Кольском полуострове. — В кн.: Древнейшие осадочно-вулканог. и метаморф. комплексы Кольского п-ова. М.—Л., 1966, с. 78—91.

233. Токарев В. А. К геологии островов озер Поръявр и Колмъявр. — В кн.: Вопросы геол. Кольск. п-ова. М.—Л., 1962, с. 67—78.

234. Точилин М. С. О возрастных и генетических соотношениях железистых кварцитов Карелии и Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы геол. и закономерности размещ. полез. ископ. Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 321—329.

235. Тугаринов А. И., Бибикова Е. Б., Зыков С. И. О гидротермальном метаморфизме урановых месторождений. — «Геохимия», 1961, № 11, с. 140—151.

236. Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. Л., «Недра», 1966. 365 с.

237. Федкова Т. А. О некоторых признаках первично-осадочных текстур в породах гранулитовой формации Кольского полуострова. — В кн.: Древнейшие осадочно-вулканог. и метаморф. комплексы Кольск. п-ова. М.—Л., 1966, с. 96—107.

238. Фремд Г. М. Фациальная изменчивость вулканогенных формаций и проблема цикличности (на примере Южной Джунгарии). — В кн.: Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций. Алма-Ата, 1963, с. 13—21.

239. Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. — «Труды Иркут. ун-та», 1951, 5. Сер. геол., вып. 2, с. 38—68.

240. Фролова Н. В. О методике изучения и стратиграфического расчленения архейских образований на примере архея Восточной Сибири. — В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., 1955, с. 757—770.

241. Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. — «Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, Сер. геол.», 1962, с. 13—50.

242. Хаин В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований. — «Бюл. МОИП», отд. геол., 1959, т. 34/2, с. 3—17.

243. Харитонов Л. Я. Новые данные по стратиграфии и тектонике Карельской формации Онего-Сегозерского водораздела. — «Труды Ленингр. геол. треста», 1938, вып. 17. 52 с.

244. Харитонов Л. Я. Стратиграфия и тектоника Карельской формации докембрия. — «Труды Ленингр. геол. упр.», 1941, вып. 23. 46 с.

245. Харитонов Л. Я. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. — «Учен. зап. ЛГУ», 1957, № 225. Сер. геол., вып. 9, с. 34—70.

246. Харитонов Л. Я. О некоторых вопросах геологии протерозоя Северного Приладожья. — «Учен. зап. ЛГУ», 1959, № 263. Сер. геол., вып. 10, с. 102—126.

247. Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. — МГК. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. М., 1960, с. 21—35.

248. Харитонов Л. Я. Основные черты геологического строения Балтийского щита. — В кн.: Вопросы геол. Кольск. п-ова. М.—Л., 1962, с. 5—67.

249. Харитонов Л. Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма карелид Карелии. — «Сов. геология», 1963, № 3, с. 24—55.

250. Харитонов Л. Я. Стратиграфия и структура карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1966. 355 с.

251. Харитонов Л. Я., Богданов Ю. Б., Воинов А. С. К стратиграфии железорудных толщ Западной Карелии. — «Вестн. ЛГУ», 1964, № 24. Сер. геол. и географ., вып. 4. Л., с. 35—43.

252. Херасков П. П. Геологические формации (опыт определения). — «Бюл. МОИП», отд. геол., 1952, т. 27/5, с. 31—52.

253. Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. — «Геотектоника», 1966, № 6, с. 64—83.

254. Цирюльникова М. Я., Сокол Р. С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. — В кн.: Геология и глубинное строение вост. части Балтийского щита. Л., 1968, с. 78—90.

255. Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремневых формаций Карелии. М., «Наука», 1964. 104 с.

256. Чернов В. М., Стенарь М. М. Железорудная формация Карелии и ее сопоставление с аналогичными формациями Балтийского и Украинского кристаллических щитов. — В кн.: Проблемы геол. Карелии и Кольск. п-ова. Мурманск, 1961, с. 102—108.

257. Чернов В. М., Стенарь М. М. Стратиграфия карельских образований Западной Карелии. — «Труды Карельск. фил. АН СССР», 1960, вып. 26, с. 29—45.

258. Чернов В. М., Горковец В. Я., Инина К. А. К вопросу о стратиграфическом положении конгломератов Гимольского района Западной Карелии. — В кн.: Вопросы геол. и закономерности размещ. полез. ископ. Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 187—202.

259. Чернов В. М. Стратиграфия карельских образований Западной Карелии. — «Труды Карельск. фил. АН СССР», 1961, вып. 26, с. 16—29.

260. Шванов В. Н. Конвергенция геологических терригенных формаций и формационный анализ. — Вестн. ЛГУ», 1965, № 12. Сер. геол. и географ., вып. 2, с. 5—16.

261. Шуркин К. А., Горлов И. В., Салье М. Е. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1962. 305 с.

262. Шуркин К. А., Дук В. А. Методика структурно-геологического картирования ультраметаморфических комплексов на примере Карелии и Алданского щита. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967, с. 93—99.

263. Эскола П. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. — В кн.: Физико-хим. проблемы формирования горных пород и руд. М., 1961, с. 177—168. (Изд. АН СССР, т. 1).

264. Эскола П. Докембрий Финляндии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967, с. 154—261.

265. Eskola P. On pressure. Proceedings of the finnish Academy of science and letters 1958. Helsinki, p. 2—16.

266. Eskola P. Postmagmatic potash metasomatism of granite. — Bul. Com. Geol. Finl. № 172, 1956, p. 86—100.

267. Eskola H. Hufvuddragen av Onega-Korelens geologi. Hilsingin Geol., ybd Tiedonantoja. 1917—1918, p. 13—18, 1919, p. 37—39.

268. Eskola P. On the petrology of eastern Fennoskadia. I. The internal development of basic in the Karelian formations. Fennia, 45, № 19, 1925, p. 1—93.

269. Eskola P. Erkki Mikkola und der beutige stand der prakambrischen Geologie in Finland. — Geol. Rund. Suomi, Bd. 32. H. 4—5, 1941, S. 14—23.

270. Eskola P. Über die Geologie von Ostkareliens. — Geol. Rund., Bd. 35, H. 2, 1948, S. 154—165.

271. Eskola P. The problem of mantled gneiss domes. — Geol. Soc. Quat. J., vol. 104, № 461, 1949, p. 461—476.

272. Eskola P. Geology in Finland. — Geol. Times, vol. 4, № 5, 1960, S. 8—9, 39—42.

273. Eskola P. On the granulites of Lapland. — Amer. J. Sci. Bowen, vol. 5, 1952, p. 133—171.

274. Frosterus B. Bergbyggnaden i sydostra Finland. — Bull. Com. Geol. Finl., № 13, 1902. 168 c.

275. Hausen H. Über die praqurtare Geologie des Petsamo—Geboeten am Eismeere. — Bull. Com. Geol. Finl., № 76, 1926. 101 p.

276. Hausen H. Geologie des Soanlahti—Gebietes in sudlichen Karelien. — Bull. Com. Geol. Finl., № 90, 1930. 109 p.

277. Marmo V. Ein vulkanischer Komplex der fruhjotnisher Zeit bei Souju in Ost — Karelien. — Ann. Acad. Sci. Fennia, 19, 1949. 77 S.

278. Marmo V. Kiisuliuskeistra ja elaman Kenitykaeista. — „Terra", 1956, № 3, p. 1—50.

279. Marmo V. On the sulphide and sulphide—graphite schists of Finland. — Bull. Com. Geol. Finl., № 190, 1960, p. 77—80.

280. Matisto A. Suomen Geol. Jleis kartta Lehti Suomussalmi, 1958. 115 S.

281. Metzger A. Die jautlischen Bildungen von Suojarvi in Ostfinnland. — Bull. Com. Geol. Finl., № 64, 1924. 86 S.

282. Mikkola E. Suomen Geol. Yleis. kartta Lehdat B—7, C—7, D—7 Muonio—Sodankyla. Tuntsajoki. 1941, p. 6—281.

283. Ramsay W. Om de prekambriska formationerna och bergveckningarna i den sydostra dalen af Fennoskandia. — Geol. For. Forh., Bd. 24, 1902, p. 27—36.

284. Ramsay W. Über die Geologie der prakembrischen und archaischen Bildungen in Olonetz Karelien. — Forh. vid Nordisca. Natur forskare och Lakaremotet. Helsingfors, 1902, Sek. 4, S. 33—41.

285. Sederholm J. J. Über eine archaishe Sedimentformation im südwestlichen Finland. — Bull. Com. Geol. Fin., № 6, 1899, 254 S.

286. Sederholm J. J. Ladogium redivium. — Geol. For. Forh., Bd. 38, H. 1, 1916, p. 25—65.

287. Sederholm J. J. Pre-quaternary rocks of Finland. — Bull. Com. Geol. Finl., № 91, 1930.

288. Sederholm J. J. On the geology of Fennoscandia. — Bull. Com. Geol. Finl., № 98, 1932.

289. Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the svecofenides early archean supracrustal rocks in southwestern Finland. — Bull. Com. Geol. Finl., № 160, 1953, p. 1—64.

290. Simonen A. Pre-quaternary rocks in Finland. — Bull. Com. Geol. Finl., № 191, 1960, p. 1—49.

291. Trustedt O. Erzlagertatten von Pitkaranta om Ladoga-See. — Bull. Com. Geol. Finl., № 19, 1907. 333 p.

292. Vayrynen H. Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi — Kammikivitunturi in Petsamo. — Bull. Com. Geol. Finl., № 116, 1938, S. 160—198.

293. Wegmann E. C. Über die Tektonik der jungeren Faltung in Ostfinnland Fennia, 50 № 16, 1928. 22 S.

294. Wilkman W., Hackman V. Geologisk oversikta — karta av Finland. Sekt. D-6, Kuolajarvi, 1926. 117 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

К истории исследования геологии Карелии и Кольского полуострова . . . 6

Стратиграфия докарелия 26
- Разрезы Северного и Северо-Западного Приладожья 33
- Разрезы Западно-Карельской зоны 34
- Разрезы зоны Хаутовара — Чалка 37
- Разрезы Центральнокарельской зоны . . . . . —
- Разрезы Восточно-Карельской зоны 39
- Разрезы Северо-Карельской зоны 40
- Разрезы северо-западной части Кольского полуострова 41
- Разрезы зоны Имандра — Варзуга — Сосновка 45
- Разрезы Кейвской зоны 47
- Разрезы зоны Воронья — Поросозеро — Колмозеро 48

Стратиграфия карелия (ятулия) 57
- Карельский тип разрезов . . . . . —
- Кольский тип разрезов 65
- Корреляция разрезов карелия 66

Структуры докарелия — беломория 73

Структуры карелия (ятулия) 93
- Структуры карелия первого порядка 97
- Структуры карелия второго порядка 107

Основные тектонические разрывы Кольского полуострова и Карелии . . . 118

Тектоническое районирование Карелии и Кольского полуострова 129

Некоторые вопросы магматизма и геологии магматических тел 140
- Саамский цикл . . . . . —
- Беломорско-кольско-докарельский магматический цикл 141
- Карельский магматический цикл 155
- Хогландский магматический цикл 156
- Иотнийский магматический цикл 158
- Палеозойский магматический цикл 159
- Герцинский магматический цикл 160

История геологического развития 161

Существуют ли конгломераты докарелия? 178

О некоторых спорных проблемах геологии докембрия Карелии (дискуссия) . . 191
- О границе между археем и протерозоем . . . . . —
- О «посткарельских» гранитах 195
- О существовании Тунгудско-Надвоицкой и Большозерской серий . . . 197
- О Карельском массиве 201
- О множественности уровней кор выветривания и конгломератов в нижнем докембрии 203
- Некоторые замечания к расчленению разреза ятулия 205
- О некоторых неправомочных сопоставлениях 206

Список литературы 210

МАРИЯ АЛЕКСАНДРОВНА ГИЛЯРОВА

СТРАТИГРАФИЯ, СТРУКТУРЫ И МАГМАТИЗМ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Редактор издательства *М. И. Федотова*
Корректор *Л. И. Зайцева*

Техн. редактор *И. Г. Сидорова*
Переплет художника *И. М. Сенского*

Сдано в набор 26/VI 1974 г. Подписано к печати 25/XI 1974 г. М-26143.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 14+3 вкл. Усл. л. 22,75. Уч.-изд. л. 22,85.
Тираж 1000 экз. Заказ № 665/941. Цена 2 р. 62 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология».

1252