А.С.Новикова

ЗОНЫ МЕТАБАЗИТОВ В ФУНДАМЕНТЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

A. S. Novikova

ZONES OF METABASITE IN THE BASEMENT OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM

Transactions, vol. 265

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
MOSCOW
1975

А. С. Новикова

ЗОНЫ МЕТАБАЗИТОВ В ФУНДАМЕНТЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Труды, вып. 265

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1975

УДК 551.24 : 551.22 : 551.71/72 (47)

Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Новикова А. С. М., «Наука», 1975 г.

На основе сравнительного анализа морфологии структур Карелии и Кольского полуострова с детально разбуренными тектоническими формами Курской магнитной аномалии, Украинской железорудной провинции, а также Волго-Уральской области рассмотрена тектоника зон распространения метабазитовых комплексов раннего докембрия и раскрыты особенности эволюции составляющих их структурных элементов. Выделен особый класс тектонических форм — чешуйчатых моноклиналей, свойственных раннему докембрию. Освещена роль разрезов океанической коры геологического прошлого в строении этих структур. Показано место чешуйчатых моноклиналей в структурах фундамента платформы и намечены пути подходов к пониманию сущности различий в тектонике основания плит и щитов.
Табл. 2. Илл. 45. Библ. 211 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
академик *В. В. Меннер, В. Г. Гербова, П. П. Тимофеев*

Ответственный редактор

Н. А. Штрейс

Editorial board:

academician *A. V. Peive* (Editor-in-chief),
academician *V. V. Menner, V. G. Gerbova, P. P. Timofeev*

Responsible editor

N. A. Shtreis

$\text{Н}\frac{20802-204}{055(02)-75}$ 259—75

© Издательство «Наука», 1975 г.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема структурного расчленения фундамента древних платформ и особенностей их тектонического развития занимает одно из центральных мест современной геотектоники. Существующие в этой области построения и схемы основаны в значительной мере на анализе геофизических материалов, отражающих разнородность состава кристаллических пород фундамента платформ. При этом еще со времен А. Д. Архангельского (1922; Архангельский и др., 1937) широко используют вывод о том, что направление полос магнитных аномалий в общем совпадает с простиранием пород кристаллического основания.

Среди докембрийских структур фундамента Восточно-Европейской платформы особое место занимает карельский тектонический комплекс. Впервые выделенный на востоке Балтийского щита, он прослеживается и под чехлом осадочных отложений платформы, где его распознают по характерному линейному рисунку магнитных и гравитационных аномалий, обусловленных толщами раннепротерозойских вулканогенных пород и интрузивными телами основного и ультраосновного состава.

Общепринято считать, что карельские складчатые сооружения залегают на архейских гранито-гнейсах фундамента и состоят из антиклинорных и синклинорных форм; антиклинории сложены формациями гранитоидного ряда, синлинории заполнены породами диабазово-сланцевой, железорудной, кератофиро-сланцевой, лептитовой и других формаций, сопровождаемых телами основного и ультраосновного состава. Многие полагают, что линейные относительно узкие прогибы типа трогов также возникли на гранито-гейсовом основании в результате его раздробления. Эта идея о повсеместном распространении «гранитного» слоя красной нитью проходит через большинство исследований тектоники древних платформ.

Вместе с тем в последние годы в связи с успехами в изучении геологии океанов оказалось возможным сопоставить разрез современной океанической коры с разрезами нижних членов геосинклинальных образований фанерозоя. Широко развернувшиеся исследования, проводимые большим коллективом тектонистов Геологического института под руководством А. В. Пейве в различных регионах Советского Союза, а также за его пределами, показывают, что в основании разрезов геосинклинальных складчатых поясов неогея широко развиты гипербазитовые, габброидные, амфиболитовые, диабазо-спилитовые комплексы пород и тесно связанные с ними кремнистые и яшмовые толщи (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971, 1972).

Сопоставление этих серий, залегающих в определенной последовательности, с разрезами океанических областей свидетельствует о том, что возникновению сиалической оболочки земной коры в геосинклинальных поясах континентов предшествовала длительная «догранитоидная» стадия формирования земной коры. Этот весьма важный вывод принципиально изменил представление о истории развития земной коры нашей планеты. До сих пор предполагалось, и сейчас многие геологи считают, что

«гранито-гнейсовый» слой, возникший в архее, был распространен по всей поверхности Земли, а базит-гипербазитовые формации появились позже.

В какой мере это новое направление в изучении геосинклинальных систем неогея приложимо к анализу структурообразования в докембрии — пока не ясно. Вместе с тем решение этого вопроса крайне важно, так как подавляющая часть геологического времени с начала формирования земной коры падает на докембрий.

В предыдущих работах (Новикова, 1969б, 1971а, б, в) я детально рассмотрела морфологию тектонических форм, сложенных базит-гипербазитами раннего докембрия Карелии, КМА и Украинского кристаллического массива. Выделен особый класс — чешуйчатых моноклиналей, возникших при горизонтальных движениях вдоль поверхностей глубинных надвигов, которые трассируются под этими структурами. Выяснилось также, что чешуйчатые моноклинали и сопровождающие их глубинные надвиги, как и зоны тектонитов, тесно связаны с океанической стадией развития земной коры.

В свете всего изложенного выше интересно сравнить ранее изученные структурные формы со среднепротерозойскими деформациями, занимающими разную тектоническую позицию в структуре фундамента Восточно-Европейской платформы. Имеется в виду выявление особенностей строения среднепротерозойских метабазит-гипербазитовых комплексов Восточно-Финляндской зоны и центральной Карелии, структур Имандры-Варзуги и Печенги, Воронежского массива, а также Волго-Уральской области и других районов.

Как известно, в пределах ранее изученных и названных регионов среди обширных полей гранитоидов залегают в различной степени метаморфизованные вулканогенно-осадочные и магматические комплексы базит-гипербазитовых рядов формаций. Среди них спилито-диабазовая, кератофиро-сланцевая и другие формации конкско-верховцевской серии архея (AR) (Семененко, 1953); амфиболито-сланцевая, спилито-диабазо-сланцевая, диабазо-сланцевая, кератофиро-диабазовая формации парандовской и тунгудской серий нижнего протерозоя (PR_1) Карелии; карбонатно-сланцево-диабазовая, сланцево-диабазовая формации среднего протерозоя (PR_2) Кольского полуострова (Кратц и др., 1971). Метабазитовые комплексы тесно связаны с телами гипербазитов дунит-гарцбургитовой и других формаций, среди которых находятся и древнейшие основные породы Чуна-Монче-Волчьих тундр возраста 4—4,5 млрд. лет (Масленников, 1969). Возраст амфиболитов конкско-верховцевской серии — 3,5 млрд. лет (Семененко, 1953; Козловская, Гладкий, 1972). Раннепротерозойские породы парандовской и тунгудской серий и их аналоги коррелируются с возрастными рубежами, охватывающими интервал времени 2600 ± 150—1900 ± 100 млн. лет, среднепротерозойские печенгской и имандра-варзугской серий — 1900 ± 100—1750 млн. лет (Герлинг и др., 1965; Кратц и др., 1971). Аналогичные цифры возраста показывают и ятулийские образования, вмещающие тела базит-гипербазитов Восточно-Финляндской зоны.

Сравнительный анализ условий залегания метабазитовых комплексов, залегающих в структурах разного возраста, позволяет выяснить важные особенности континентальной стадии развития Восточно-Европейского сегмента земной коры и понять некоторые закономерности становления «гранито-гнейсового» слоя фундамента платформы и сущность различий в строении основания ее плит и щитов.

Работа выполнена в период с 1963 по 1972 г. в лаборатории Сравнительной тектоники и магматизма, руководимой Н. А. Штрейсом. В течение этого времени мной были проведены полевые наблюдения в различных районах Карельской части Балтийского и западной части Украинского щитов. Кроме того, я участвовала во многих экскурсиях, посвященных изучению докембрия Балтийского и Украинского щитов, а также Воронежского массива.

Необходимо особо отметить, что анализ тектоники столь обширных регионов мог быть осуществлен лишь благодаря тому, что значительная часть рассматриваемых в работе примеров представляет собой хорошо изученные участки, охваченные геологической съемкой и бурением, а также геофизическими исследованиями. Кроме того, выполнению предлагаемой работы по тектонике предшествовали монографические региональные обобщения, принадлежащие широко известным специалистам по геологии докембрия — К. О. Кратцу, Л. Я. Харитонову, М. А. Гиляровой, В. А. Перевозчиковой, К. А. Шуркину, В. А. Соколову, Г. И. Каляеву, Т. А. Лапинской и многим другим. Огромный фактический материал, содержащийся в их монографиях, во многом способствовал решению задач, возникавших при разного рода тектонических построениях.

На протяжении всех лет исследований я была тесно связана с коллективом лаборатории и имела возможность многократно обсуждать отдельные положения данной работы. При ее составлении мной использованы ценные советы и критические замечания А. Л. Книппера, М. С. Маркова и Т. Г. Павловой, за что я им очень признательна. Я весьма благодарна также Т. Т. Жмаевой за оформление графических приложений к данной работе.

Считаю приятным долгом выразить особую признательность Н. А. Штрейсу, который ценными советами направлял мои исследования и способствовал их завершению, и А. В. Пейве, взявшему на себя труд просмотреть рукопись и сделать ряд существенных замечаний.

ЭЛЕМЕНТЫ СТРУКТУРЫ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАРЕЛИИ, КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ И УКРАИНСКОЙ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ

Прежде чем обратиться к рассмотрению тектоники среднепротерозойских метабазитовых образований различных регионов Восточно-Европейского сегмента, необходимо напомнить краткие сведения о строении раннедокембрийских метабазитов, заключенных среди метаморфических комплексов раннего докембрия. Представления о их стратиграфическом положении в разрезах различных регионов отражают схемы, составленные в последние годы различными исследовательскими коллективами (Кратц и др., 1971; Лобач-Жученко, 1972; Шуркин, 1972; Голивкин и др., 1972; Каляев и др., 1972).

Раннедокембрийским образованиям каждого из названных регионов присущи некоторые особенности строения, не повторяющиеся в других местах. В связи с этим ниже приведены данные о стратиграфическом расчленении и тектонике раннедокембрийских образований по регионам, отвечающим крупным тектоническим подразделениям фундамента Восточно-Европейской платформы.

КАРЕЛИЯ

Стратиграфические соотношения между комплексами пород, принадлежащих различным подразделениям архей-протерозойской группы, показывает табл. 1.

Как известно, деформации метаморфических пород восточной Карелии все исследователи объединяют под общим названием Восточно-Карельской синклинорной зоны, полагая, что ее составляют Шомбозерский (Гайкольский), Шуезерский и Парандовско-Надвоицкий (Выгозерский) синклинории, а также занимающий особое положение синклинорий Ветреного пояса. Эта зона на северо-востоке граничит с гранито-гнейсовыми куполами беломорской серии, а с юго-запада к ней примыкает Центрально-Карельский антиклинорий, или срединный массив. Западнее Центрально-Карельского антиклинория расположены Большезерско-Ходозерский, Гимольский и другие прогибы, объединяемые в Западно-Карельский синклинорий.

Приведенное расчленение структуры докембрия на две категории является общепризнанным и не вызывает сомнений. Вместе с тем морфологические признаки выделяемых форм не позволяют классифицировать их как антиклинорные и синклинорные и требуют иной трактовки. Особое место среди структурных форм глубокого докембрия занимают чешуйчатые моноклинали, возникшие в связи с горизонтальными движениями земной коры (Новикова, 1971а).

В современном эрозионном срезе метаморфические вулканогенно-осадочные образования чешуйчатых моноклиналей образуют локальные полосы и пятна, иногда группирующиеся в линейные зоны. В целом они

Рис. 1. Схема тектоники докембрия Карелии. Составлена на основе материалов исследований СЗТГУ, ИГГД, ГИН, Карел. фил. АН СССР, с использованием отдельных макетов В. А. Перевозчиковой, К. О. Кратца, Л. Я. Харитонова, К. А. Шуркина и личных наблюдений автора

Океаническая стадия (офиолитовая ассоциация).

1 — гипербазитовый комплекс Ветреного пояса: бескорневые тела ультрабазитов (*а*); амфиболитов (*б*); потоки лав пикритовых и диабазовых порфиритов, перемежающихся с зелеными сланцами, туфосланцами (*в*);

2 — спилито - диабазово - сланцевый комплекс (парандовская, бергаульская, гимольская, тунгудская и другие серии)

Переходная стадия.

3 — диориты, гранодиориты;

4 — комплекс биотитовых и амфиболовых плагиогнейсов, ортоклазовых, плагиомикроклиновых гранитов, гнейсо-гранитов;

5 — комплекс мигматитов

Континентальная стадия.

6 — ятулийский комплекс: сариолий — конгломерато - брекчии, тектониты (?) (*а*); кварциты, конгломераты, основные эффузивы (*б*); доломиты, известняки, основные эффузивы (*в*); шунгитовые сланцы, основные эффузивы (*г*);

7 — суйсарский комплекс: основные и ультраосновные эффузивы, туфо- и лавобрекчии (*а*); кварцито-песчаники (шокшинская и каменноборская свиты) (*б*); кремнистые сланцы, граувакки (*в*); штоки ультрабазитов, дайки метабазитов (*г*); флишоидные породы (*д*);

8 — зона бластомилонитов—чарнокитов;

9 — поверхности крутых надвигов, выявленных на основе геологических или геофизических данных;

10 — желоба, впадины;

11 — область развития гнейсовых куполов

Тектонические провинции:

I — Карельская зона сжатия,

II — Беломорский регион гнейсовых куполов,

III — структуры Свекофенской области

Структурные элементы (цифры в кружках):

1 — зона тектонитов Ветреного пояса;

2 — Восточно-Карельская зона рассланцевания;

3—7 — чешуйчатые моноклинали:

3 — Пальозерско-Койкарская,

4 — Кумсинская,

5 — Хаутоварская,

6 — Гимольская,

7 — Чирко-Кемская;

8—13 — магматогенные формы — желоба:

8 — Елмозерский,

9 — Маслозерский;

наложенные впадины онежского типа:

10 — Онежская,

11 — Летнеозерская;

янгозерского типа:

12 — Янгозерская,

13 — Западно-Онежская

Таблица 1. Схема корреляции вулканогенно-осадочных и магматических пород восточной части Балтийского щита (Лобач-Жученко, 1972)

Группа	Подгруппа	Отдел	Карелия		Беломорье		Кольский полуостров	
			Вулканогенно-осадочные	Магматические	Вулканогенно-осадочные	Магматические	Вулканогенно-осадочные	Магматические
Протерозой	Верхний	Гиперборей					Волоковая серия, серия п-ова Среднего, кильдинская серия	Дайки диабазов и долеритов
		Иотний			Турьинская и терская свиты			
	—1600±50							
	Средний	Субиотний (вепсий)	Шокшинская, петрозаводская, бесовецкая свиты	Габбро-диабазы и диабазы Граниты рапакиви				
		Суйсарий	Суйсарская серия, серия Ветреного пояса	Метабазиты и гипербазиты		Пегматиты Грейзенизированные граниты (гранулитовый массив)	Печенгская и имандра-варзугская серии	
		Ятулий	Онежская и сегозерская серии					Формации пегматитов и лейкократовых гранитов, гранодиоритов, щелочных гранитов Базиты и гипербазиты
		Сариолий	Сариолийская серия					
	—1800±100							
	Нижний	Сумий	Тунгудская, большезерская, ладожская серии	Постскладчатые микроклиновые граниты Формация щелочно-габброидных пород Габбро-диабазы и диабазы Пегматоидные граниты, плагиограниты — гранодиориты			Тундровая серия, толща сланцев кейвской серии	Формация щелочно-габброидных пород Пегматиты
		Лопий	Гимольская, парандовская, бергаульская, хаутоварская, ялонварская, сортавальская серии	Габбро-нориты Гранитная формация Плагиогранитная формация Интрузии основных и ультраосновных пород			Толща гнейсов кейвской серии, серия полмос-порос	Пегматиты Грейзенизированные граниты Гранодиориты
	—2600±100							
	Верхний			Пегматиты Граниты, мигматиты, гнейсо-граниты Основные породы		Гнейсо-граниты Расслоенные интрузии основных и ультраосновных пород		Гнейсо-граниты Расслоенные интрузии основных и ультраосновных пород
Архей	Нижний		Карельская серия гнейсов и сланцев		Беломорская серия		Кольская серия	Олигоклазовые граниты Чарнокиты

занимают заметно меньшую площадь по сравнению с областями распространения гранитоидных пород.

Породам чешуйчатых форм не свойственны закономерно наслоенные стратиграфические разрезы. Различные пачки и слои амфиболитов, основных вулканитов, зеленых сланцев и других пород часто по простиранию тектонически выклиниваются вдоль поверхностей многочисленных разрывных нарушений. Эти пачки и слои либо стоят на головах, либо падают под крутыми (обычно 60—70°) углами на юго-запад или северо-восток, причем на протяжении каждой отдельной структуры такие направления падений, как правило, сохраняются. Повсеместно наблюдается моноклинальное строение, местами осложняемое характерными коленообразными изгибами простираний слоев. К поясам сжатия тяготеют дайки габбро-диабазов, локальные тела ультрабазитов, пластовые тела и линзы тальк-хлоритовых сланцев.

Чешуйчатые моноклинали Карельского региона группируются в несколько зон, которые на тектонической схеме (рис. 1) объединены под названиями: Восточно-Карельская зона рассланцевания, тектониты Ветреного пояса, Пальеозерско-Койкарская система крутых надвигов и ряд других, менее значительных форм, таких, как Кумсинская, Хаутоварская, Гимольская и др. В расположении этих зон и локальных структур прослеживается определенная упорядоченность. Восточно-Карельская зона рассланцевания и тектониты Ветреного пояса принадлежат наиболее крупным линеаментам Карельского региона.

Восточно-Карельская зона рассланцевания. Эта структура в значительной мере сложена породами, претерпевшими зеленокаменное изменение — диабазами, порфиритами, мандельштейнами, брекчиями и зелеными сланцами диабазо-сланцевой и кератофиро-диабазовой формаций тунгудской серии раннего протерозоя. Более древние комплексы принадлежат амфибо-

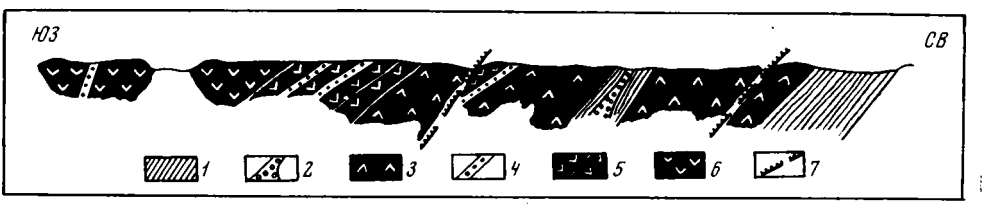


Рис. 2. Геологический профиль Авнеозерско-Пебозерской моноклинали в районе озер Вороньего и Рокково, по Ю. А. Богданову и А. С. Воинову (Харитонов, 1966); интерполируемая часть снята автором

1 — парасланцы; *2* — конгломераты; *3* — параамфиболиты; *4* — кварциты; *5* — ортоамфиболиты; *6* — метадиабазы и метамандельштейны; *7* — поверхности тектонических несогласий

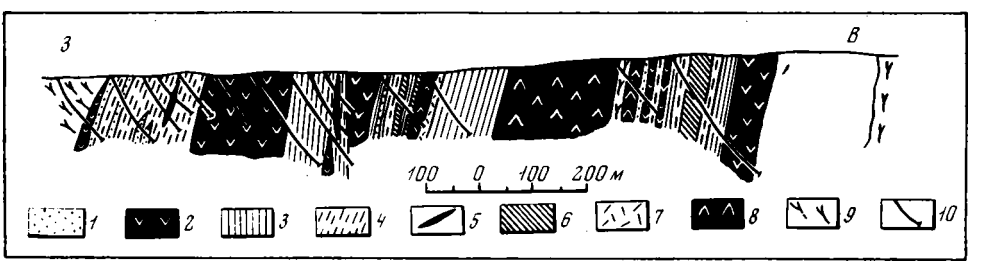


Рис. 3. Геологический разрез района Парандовского рудного поля, по С. А. Дюкову (Харитонов, 1966)

1 — кварциты; *2* — мелкозернистые амфиболиты (по диабазам); *3* — амфиболовые и амфибол-биотитовые сланцы; *4* — кварцево-биотитовые сланцы; *5* — залежи серного колчедана и сопровождающие их графитистые сланцы; *6* — тальк-хлоритовые сланцы; *7* — кератофиры и сланцы по ним; *8* — гранатовые амфиболиты; *9* — граниты; *10* — скважины

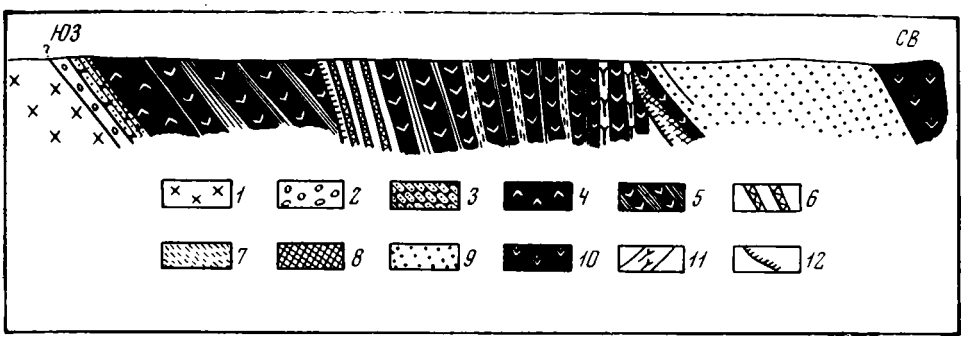


Рис. 4. Геологический профиль южнее ст. Кочкома, по С. А. Дюкову (Харитонов, 1966)

1 — гранитоиды; *2* — базальные конгломераты; *3* — полевошпатовые кварцито-песчаники; *4* — амфиболиты по диабазам; *5* — метадиабазы и зеленые сланцы; *6* — толща переслаивания кварцево-биотитовых, кварцево-амфиболовых пара- и ортосланцев; *7* — кварцево-биотитовые сланцы; *8* — графитистые кварцево-биотитовые сланцы с серным колчеданом; *9* — кварцито-песчаники; *10* — метадиабазы; *11* — жилы гранитов и гранодиоритов; *12* — тектонические несогласия

лито-сланцевой и альбитофиро-диабазо-сланцевой формациям парандовской серии раннего протерозоя. Ее биотито-плагиоклазовые и амфиболовые сланцы и амфиболиты распространены спорадически, преимущественно вдоль восточной окраины пояса зеленокаменных пород.

Шомбозерский (Гайкольский) и Шуезерский структурные элементы Восточно-Карельской зоны простираются в северо-западном направлении на протяжении более 100 *км*, при ширине полосы до 50 *км*. Примерно на широте Шуеозера простирания крайних восточных выходов основных вулканитов, сланцев и амфиболитов резко меняются на субширотные, а затем снова отклоняются к югу, юго-востоку, где в составе Парандовско-Надвоицкого элемента структуры они простираются узкой полосой (до 5 *км*) вдоль западного берега Выгозера. На протяжении всей зоны сохраняется однообразное распространение пород в виде протяженных полос. Профили, пересекающие Восточно-Карельскую зону в районе Пебозера — оз. Вороньего (рис. 2), пос. Парандова (рис. 3), южнее ст. Кочкома (рис. 4) и в других местах, раскрывают характерную картину моноклинального залегания. Весьма важная особенность рассматриваемой зоны состоит в том, что на всем ее протяжении зеленокаменные породы интенсивно рассланцованы согласно с направлением простирания слоев. Вдоль продольных дизъюнктивных нарушений на значительных расстояниях прослеживаются милониты, развальцевание и брекчирование пород, а также небольшие складки волочения.

Среди многочисленных дизъюнктивных нарушений особое место занимают деформации в районе сочленения карелид и беломорид (Пушкарев, Шуркин, 1967). Здесь на протяжении 120 *км*, при поперечном сечении до 50 *км*, прослеживается зона дробления, состоящая из гигантских остроугольных блоков гнейсов и мигматитов, а также метабазитов, заключенных в гиперстеновых диоритах (чарнокитах). К той же зоне тяготеют тела габбро-перидотитов, серпентинитов, щелочных габброидов, а также интрузии щелочных гранитов. Эта полоса сопровождается интенсивной бластомилонитизацией всех пород. Ее внутренняя структура, кроме дробления и бластомилонитизации, определяется серией сближенных параллельных разломов, преимущественно северо-западного простирания. Определения возраста ультраосновных пород калий-аргоновым методом показали значения от 3 до 5—6 млрд. лет, возраст чарнокитов 2,4 млрд. лет.

Тектониты Ветреного пояса. Юго-восточнее Карельской зоны рассланцевания на протяжении около 250 *км* прослеживается еще одна крупная

зона интенсивных деформаций — структура Ветреного пояса. В Венельско-Кенозерском районе ее северо-западное простирание резко меняется на юго-западное, образуя дугообразный изгиб на северо-восток. Юго-западная ветвь структуры Ветреного пояса на значительном протяжении скрыта под покровом палеозойских отложений Русской плиты. На северо-востоке Ветреный пояс граничит с гранито-гнейсовыми куполами Беломорья. Эта граница является тектонической, причем многие исследователи указывают на несоответствие простираний структуры пояса с общим простиранием гнейсовых толщ, образующих купола. Юго-западная граница с карельскими гранитоидами, напротив, имеет прихотливый рисунок и не отличается четкостью (см. рис. 1).

Вдоль северо-восточной окраины пояса заметную роль в его строении играет толща оливиновых порфиритов. Но подавляющую часть разреза Ветреного пояса составляют амфиболизированные диабазы, мандельштейны, порфиробластические амфиболиты, зеленые сланцы, а также туфогенные песчаники и туфосланцы. Сложная внутренняя структура пояса и плохая обнаженность не позволяют пока составить достаточно обоснованную стратиграфическую схему. Тем не менее многие исследователи согласны в том, что подавляющее большинство его зеленокаменных образований принадлежит нижнему протерозою (Богачев и др., 1968; Синицын и др., 1971). Раннепротерозойский возраст показывают радиометрические данные и для оливиновых порфиритов — более 2 млрд. лет (Герлинг и др., 1965). По петрохимическим особенностям они близки океанитам и оливиновым толеитам Гавайских островов (Куликов, 1969).

С вулканитами Ветреного пояса тесно связаны преимущественно согласные бескорневые и, значительно реже, секущие тела габбро-перидотитов, распространенных на всем его протяжении. Нередко тела гипербазитов образуют сгущения в местах интенсивных деформаций и рассланцевания. Наиболее крупные из них достигают $5{,}5 \times 0{,}4$—$0{,}6$ *км*; мощность некоторых пластинообразных тел около 60—70 *м*, но чаще всего встречаются массивы с сечением в $1 \times 0{,}2$—3 *км*.

Геофизические исследования, сопровождавшиеся проверочным бурением, позволили выяснить, что для структуры Ветреного пояса чрезвычайно характерны зоны рассланцевания и дробления, которым свойственны пониженные сопротивления электрической проводимости, а для тел серпентинитов, метаперидотитов и метапироксенитов положительные магнитные аномалии (Поротова, 1966). Намечается определенная упорядоченность в распределении разрывных нарушений разных направлений. В северо-западной части структуры Ветреного пояса преобладают северо-западные, реже широтные простирания зон дробления и рассланцевания. Их заметно больше в средней части структуры, где прослеживается пережим в распространении оливиновых порфиритов. Здесь наряду с широтными и северо-западными простираниями появляются дизъюнктивные нарушения отчетливо выраженного юго-западного направления. На юго-востоке структуры они протягиваются к Онежскому озеру под покровом палеозойских и четвертичных отложений (Цирюльникова, Сокол, 1968). Разрывные нарушения обычно не выходят за пределы Ветреного пояса в сторону беломорских куполов. Они тесно связаны с зеленокаменными породами и прилежащими к ним карельскими гранитами и гнейсами. Тектоническая раздробленность, очевидно, не достигала большой амплитуды, так как на всем протяжении структуры сохраняется общий рисунок полосового распространения пород. Азимуты и углы падения пластов, напротив, не обнаруживают такой выдержанности и от участка к участку колеблются в широких пределах.

Совершенно очевидно, что решение вопроса о морфологии структуры Ветреного пояса принадлежит будущим тектоническим исследованиям. В качестве рабочей гипотезы напрашивается предположение о том, что комплекс ультраосновных пород Ветреного пояса, так же как и основных

эффузивов, находится здесь в аллохтонном залегании. Перечисленные особенности зоны Ветреного пояса позволяют сравнить его структуру с гигантской тектонической брекчией (меланж), а породы, ее образующие, с элементами разреза коры океанического типа (Пейве, 1969; Книппер, 1970; Пейве и др., 1971).

Восточно-Карельская зона рассланцевания и зона тектонитов Ветреного пояса сохраняют характерные черты строения на протяжении сотен километров (см. рис. 1). Они несомненно принадлежат линеаментным структурам первого порядка.

Тектоническим формам центральной и западной Карелии свойственны те же признаки, что и уже рассмотренным структурным зонам.

Пальеозерско-Койкарская система крутых надвигов. Тектонические особенности этого типа структур наиболее полно раскрываются в районе Викшозера — Пальеозера. В строении этой системы деформаций участвуют актинолитовые сланцы, зеленокаменные вулканиты, кремнистые сланцы, филлиты бергаульской серии раннего протерозоя, кварциты, кварцевые конгломераты, метадиабазы и метапорфириты ятулия, а также своеобразные конгломерато-аркозовые толщи, относимые к сариолийским образованиям среднего протерозоя (Кратц, 1963; Кратц и др., 1971). Протяженность рассматриваемой системы деформаций около 100 *км*, ее наибольшее поперечное сечение в районе пос. Койкар не превышает 10 *км* (рис. 5).

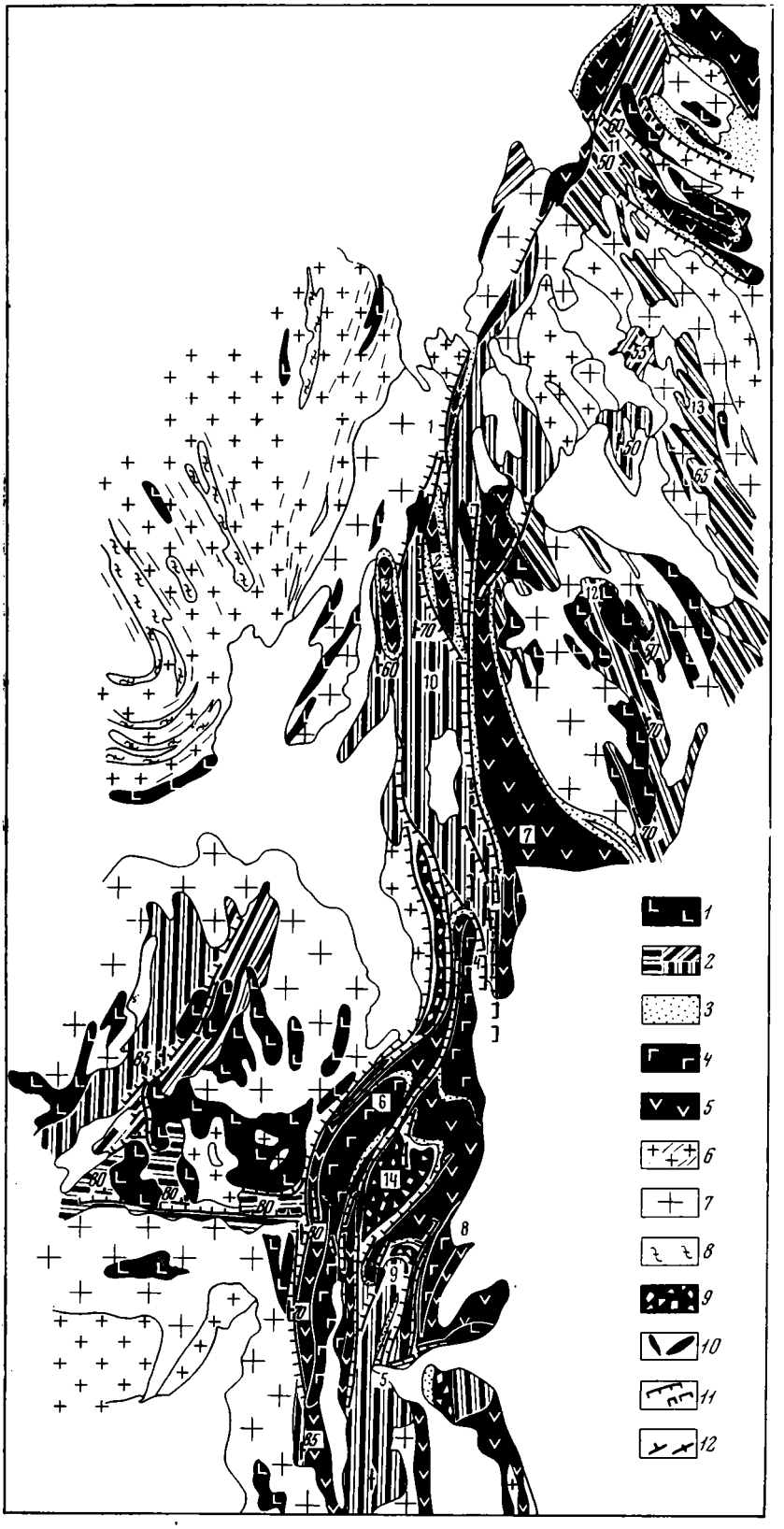
Серия крутых надвигов Палеозерско-Койкарской системы сопровождается полосой интенсивного смятия и рассланцевания как ятулийских, так и доятулийских пород. Поверхность надвигов наклонена под углом 65—85°. Современная структура названной деформации не представляет собой сопряженных складчатых форм — антиклиналей и синклиналей, а образована из тектонических блоков и клиньев, в пределах которых наблюдаются разнообразные дизъюнктивные и пликативные деформации. Анализ истории развития рассматриваемой полосы деформаций позволяет выделить здесь нарушения разного возраста. Наиболее ранние надвиги связаны с бергаульским и постбергаульским временем структурообразования.

Другие тектонические формы центральной Карелии — Центрально-Карельская, Кумсинская, Хаутоварская, Гимольская (рис. 6), Хедозерская, Костомукшская (рис. 7) в значительной мере однотипны по условиям залегания с рассмотренными выше структурами (см. рис. 1). Все они представляют собой реликтовые образования среди гранитоидных форм, занимающих обширные площади Карельского региона.

Деформации Кухмо, Иломантси и другие. Структуры рассматриваемого типа наблюдаются и в восточной части Финляндии, в локальных выходах среди кварцевых диорито-гнейсов, гранодиорито-гнейсов и гранито-гнейсов. Раньше эти гнейсы считали катархейскими «гнейсами основания». Однако, после проведения геологических съемок, во многих местах среди них были обнаружены более древние основные и ультраосновные породы в ассоциации со сланцами основного состава, слюдяными сланцами и слюдяными гнейсами (Вяюрюнен, 1959; Эскола, 1967). Абсолютный возраст сланцев, определенный U-Pb методом по циркону, превышает 2,8 млрд. лет.

Останцы сланцевых толщ тяготеют к краевой западной части древнего основания. Наиболее обширные выходы пород останцов известны вдоль западного побережья оз. Пиелисярви и в зоне Кухмониеми-Сомуссалми. Метаморфические комплексы, составляющие эти «останцы», представляют большой интерес для корреляции с разрезами, относимыми советскими геологами к образованиям нижнего протерозоя районов Гимол, Парандова, Бергаул.

Древние амфиболовые сланцы и ультрабазиты образуют дугообразно изогнутую на запад полосу между г. Кухмо и г. Сомуссалми. Ее протяженность около 150 *км*, поперечное сечение в наиболее широком месте дости-


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

гает 10 *км* и более. Дорога из Ниетапора в Кухмо пересекает эту полосу в неширокой ее части. С запад-северо-запада на восток-юго-восток кварцевые порфиры и кератофиры вкрест простирания сменяют гранодиорито-гнейсы и гранодиориты, затем следуют выходы зеленых сланцев, амфиболитов и серпентинитов. Поперечное сечение массива серпентинитов Наатаниеми более 4 *км*. Далее на юго-восток в районе Хермийёки — небольшие обнажения магнетитовых кварцитов и снова диорито-гнейсов.

Зеленые сланцы и амфиболиты пересекаются многочисленными жилами гранитов. Вдоль западного контакта выходов зеленокаменные породы интенсивно милонитизированы. Рассланцевание и катаклаз характерны для всей зоны. Однако в некоторых местах амфиболовые сланцы чередуются с массивными амфиболитами с характерными вкрапленниками роговой обманки, плагиоклаза и кварца.

Останцы древних сланцев сохранились также в юго-восточной части доятулийского континентального массива. Здесь вдоль дороги субширотного направления между г. Иоэнсу и г. Иломантси (юго-восточная часть Финляндии), западнее пос. Кескиярви в прекрасных обнажениях чередуются выходы роговообманковых сланцев, местами обогащенных хлоритом и слюдой, с сильно катаклазированными кварцевыми диоритами, диорито- и гранодиорито-гнейсами. Наиболее значительные по площади выходы амфиболитов наблюдаются юго-восточнее оз. Куусярви, где роговообманковые сланцы и амфиболиты находятся в ассоциации с габбро-амфиболитами и серпентинитами, содержащими тальк, хлорит и амфибол. Меланократовые комплексы непрерывно прослеживаются на протяжении около 5 *км* вкрест простирания пород; лишь изредка среди них встречаются незначительные по мощности пласты кварцитов и метааркозов, а также жилы кварца.

В зоне Кескиярви-Иломантси финский геолог С. Лавикайнен познакомил меня с разрезом пород «останцов», залегающих в следующей последовательности (сверху):

метабазиты;

чередование метаконгломератов, биотитовых и биотит-мусковитовых сланцев, амфиболитов;

филлиты слюдистые, иногда чередующиеся с хлоритовыми сланцами, а также с хлоритсодержащими биотитовыми гнейсами;

местами (в зонах интенсивных деформаций) — черные сланцы, перемежающиеся с конкрециеподобными амфиболитами, тремолитовыми скарнами с порфиробластами граната и тремолита;

чередование пластов кварцитов, магнетита, горнблендито-гранатовых

Рис. 5. Схема строения Пальеозерско-Койкарской системы деформаций. Составлена на основе геологических материалов В. В. Яковлевой, Л. Я. Харитонова (1966), с дополнениями В. С. Войтовича (1971) и автора

Океаническая стадия (офиолитовая ассоциация).

1 — метагаббро-амфиболиты, амфиболизированные габбро-диабазы ($AR—PR_1$); *2* — зеленые сланцы, филлиты, порфироиды (PR_1), метадиабазы, серицито-кварцевые сланцы; *3* — серпентиниты; *4* — конгломерато-брекчии (тектониты?)

Переходная стадия.

5 — гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты ($AR—PR_1$); *6* — граниты, гранодиориты (PR_1); *7* — мигматиты (PR_1)

Континентальная стадия (PR_2).

8 — кварциты, кварцито-песчаники с линзами кварцевых конгломератов; *9* — метадиабазы; *10* — метагаббро-диабазы; *11* — тектонические несогласия; *12* — элементы залегания сланцеватости пород

Структуры.

1 — Мяндусельгская, 2 — Педроварская, 3 — Чумойгоринская, 4 — Салвиламбинская, 5 — Кедриламбинская, 6 — Викшиламбинская, 7 — Пальеозерская, 8 — Гирвасская, 9 — Койкарская, 10 — Эльмусская, 11 — Кумчезерская, 12 — Орехозерская, 13 — Верхнекумчезерская, 14 — Немикас

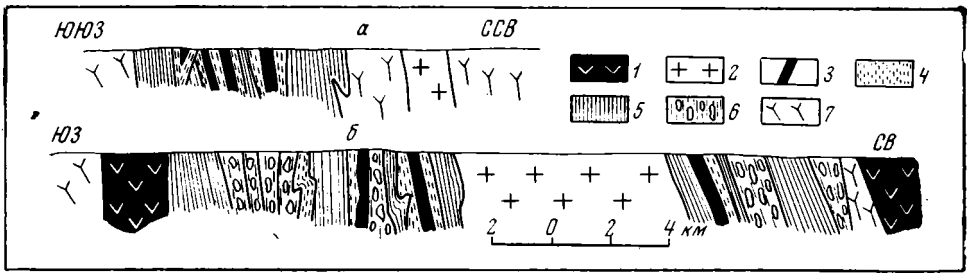


Рис. 6. Геологические профили Гимольской (*а*) и Суккозерской (*б*) структур, по К. О. Кратцу и В. М. Чернову (Кратц, 1963)

1 — метагаббро-диабазы; *2* — микроклиновые и плагио-микроклиновые граниты; *3* — магнетитовые и амфиболовые кварциты и сланцы; *4* — кварцево-биотитовые, кварцево-мусковитовые и двуслюдяные сланцы и серицитовые кварциты; *5* — лептиты и туфогенные сланцы с пластами туфобрекчий; *6* — гранитные конгломераты, туфоконгломераты и туфобрекчии; *7* — плагиогнейсо-граниты и гранодиориты

пород и горнблендитов со слюдистыми сланцами (Иломантси), серпентиниты (Отраваара — восточнее Кескиярви);

амфиболиты;

магнетитовые кварциты, амфиболиты (Отраваара).

Породы приведенного разреза принадлежат амфиболитовой и зеленосланцевой фациям метаморфизма.

В районе Иломантси контакт с кварцевыми диоритами, гранодиоритами, диорито-гнейсами тектонический (Тууповаара, Марьоваара, Оллола). Вдоль зоны контакта местами наблюдаются порфиробласты калиевого полевого шпата.

Богатый комплекс древних основных и ультраосновных пород обнажается на простирании зоны Кескиярви-Иломантси к северо-западу, по дороге из Иоэнсу в Юкка, вдоль берега оз. Пиэлисярви. В ряде близко расположенных выходов видны пластообразные тела горнблендитов, амфиболизированных габбро, пироксенитов, перидотитов. Видимая мощность пластового тела габброидов достигает 100 *м*, пироксениты образуют выходы мощностью в несколько метров. На северном побережье мыса Коли, между Рясоваара и Пиэлисранта, серпентиниты, образующие несколько мысов в озере, связаны постепенными переходами с амфиболизированными габбро, а последние — с диоритами и гранитами. На восточном склоне горы Ипати (горная гряда Коли) обнажены амфиболовые сланцы с прослоями агломератовидных туффитов, содержащих многочисленные обломки лептитов.

Ультрабазиты прослеживаются на протяжении около 40 *км* к северу от мыса Коли в район Нунналахти. В этой полосе шириной в несколько километров амфиболовые сланцы с прослоями известняков, слюдистые сланцы и филлиты образуют ряд разобщенных выходов. На простирании пород и между ними нередко выступают тела серпентинитов, интенсивно катаклазированных, испещренных сетью жил талька, асбеста, а иногда представляющих собой агрегат из хлорита, тремолита и серпентина. На северном склоне горы Ринасенваара филлиты подстилают конгломераты, относимые к основанию ятулия.

В район Контиолахти, юго-восточнее пояса ультрабазитов Коли-Нунналахти, в ассоциации с амфиболитами и амфиболовыми сланцами находятся слюдистые сланцы и кварциты, чередующиеся с прослоями магнетита (оз. Хавукалампи).

Обращает внимание удивительное сходство ассоциации зеленых сланцев, гипербазитов, железисто-кремневых и лептитовых образований восточной части Финляндии с породами гимольской, бергаульской и паран-

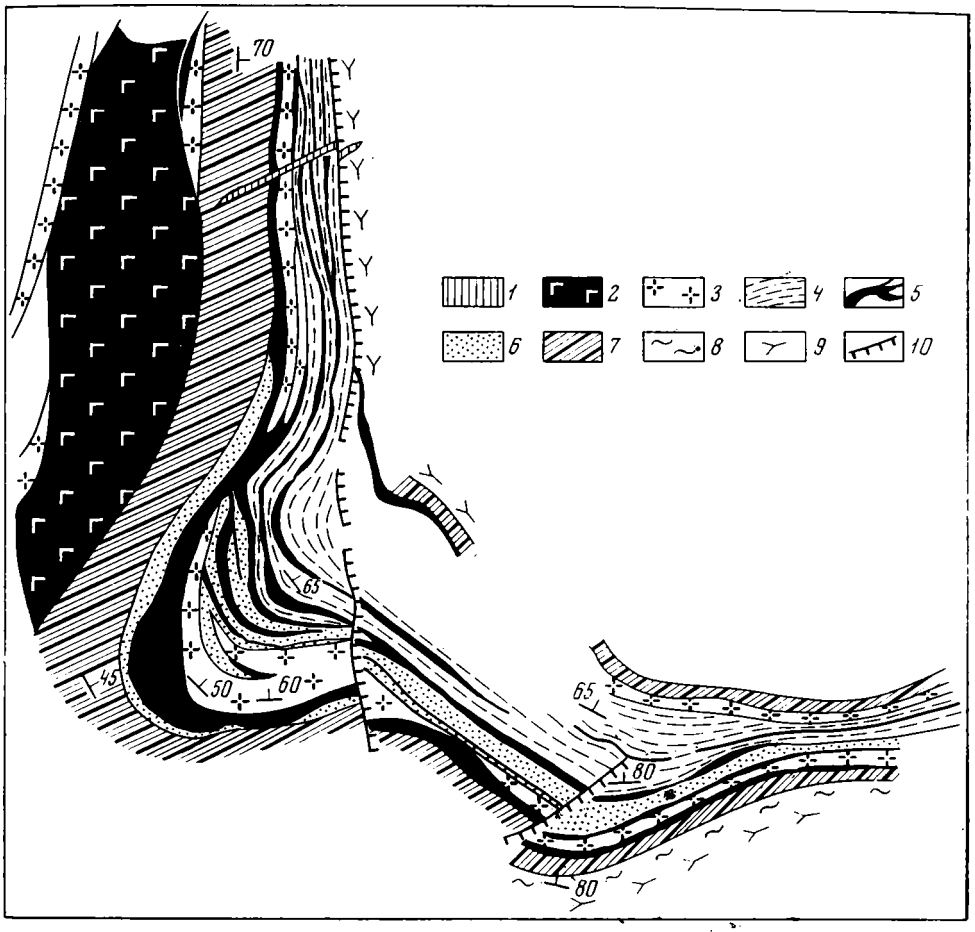


Рис. 7. Геологическая карта Костомукшского района, по Ю. И. Лазареву (1971), схематизировано автором

1 — габбро, оливиновые габбро, габбро-нориты; *2* — габбро-амфиболиты; *3* — плагиопорфиры; *4* — лептитовидные гнейсо-сланцы и биотито-кварцевые кристаллические сланцы; *5* — железистые кварциты; *6* — внутриформационные конгломераты, граувакки и слюдистые сланцы; *7* — амфиболовые и кварцево-амфиболовые сланцы, амфиболиты орто- и параряда; *8* — реликты толщи гранитизированных биотитовых гнейсов; *9* — гранито-гнейсы «основания», переработанные нижнепротерозойскими гранитами; *10* — тектонические нарушения

довской серий Карелии. Выходы пород этой ассоциации на дневную поверхность повсеместно представляют собой узкие локальные зоны или пятна, разобщенные обширными площадями распространения гранитоидных комплексов, среди которых выделяются зоны мигматитов, катаклаза и очковых гнейсов, ориентированных согласно простиранию зеленосланцевых поясов. Весьма примечательно также, что эти сходные по составу комплексы образуют однотипные деформации, выделенные нами в самостоятельный класс тектонических форм — чешуйчатых моноклиналей, сопряженных с глубинными зонами тектонитов.

В связи со сказанным, весьма важным представляются выводы финских геологов о том, что основание зеленокаменных пород не известно и что эти породы древнее наиболее ранних гранитоидов восточной части Финляндии. Абсолютный возраст зеленых сланцев, как уже было замечено, превышает 2,8 млрд. лет. Эти цифры, полученные U-Pb методом по обло-

мочным цирконам, вместе с данными современных геологических съемок вполне согласуются с тектоническим выводом о том, что по крайней мере часть разреза гимольской, парандовской и других серий Карелии принадлежит более древним образованиям, нежели древнейшие карельские гранитоиды (Новикова, 1971а). В свете такого представления находят объяснение значения цифр абсолютного возраста, полученные К-Ar методом для амфиболизированных габбро-пироксенитов близ дер. Паданы (2640 млн. лет), габбро-норитов массива Кивач (3050—2510 млн. лет), габбро-диабазов Хаутовары (3000 млн. лет) и многих других мест. Анализируя полученные цифры, Э. К. Герлинг и его соавторы заключили, что если значения возрастов основных пород являются истинными, то время формирования разрезов «сланцевых поясов карелид» следует удревнить до трех с лишним миллиардов лет и предположить, что в их строении участвуют разновозрастные комплексы (Герлинг и др., 1965).

Таким образом, все изложенное выше свидетельствует о том, что формирование пород, принадлежащих зеленосланцевым поясам, связано с наиболее древним этапом развития земной коры Карельского региона. Этот вывод, естественно, не согласуется с широко распространенным представлением о том, что гимольская, бергаульская и парандовская серии залегают на гнейсовом основании и выполняют синклинорные формы или троги.

КУРСКАЯ МАГНИТНАЯ АНОМАЛИЯ

В соответствии с современными представлениями формационное расчленение раннего докембрия района Курской магнитной аномалии (Воронежский кристаллический массив) представляется в следующем виде (Головкин и др., 1972).

В основании разреза залегают плагиогнейсы, плагиограниты, амфиболиты и амфиболовые гнейсы плагиогранит-габбровой формации обоянской серии. Абсолютный возраст ее пород 2,75 млрд. лет.

Выше образований обоянской серии следуют эффузивно-осадочные комплексы михайловской серии. В ее состав входят метасланцы, основные и кислые метаэффузивы и туфы, магнетитовые кварциты. С породами этой серии связаны интрузии метагаббро, метаперидотитов, серпентинитов (дунит-гарцбургитовая формация). Абсолютный возраст пород михайловской серии 2600 ± 100 млн. лет.

Далее вверх по разрезу залегают образования железорудной курской серии. Время ее формирования охватывает интервал $2600 \pm 100 - 2100 \pm \pm 100$ млн. лет. Породы курской серии с несогласием перекрывают нижележащие комплексы и представлены в основном кварцито-песчаниками, сланцами и железистыми кварцитами, среди которых залегают межпластовые тела ультрабазитов, габбро-пироксенитов, габбро-амфиболитов.

Венчают разрез раннедокембрийских образований породы оскольской и воронцовской серий, сформировавшиеся в интервале $2200 - 1700 \pm \pm 100$ млн. лет. Оскольская представлена сланцево-карбонатно-вулканогенными породами, воронцовская — существенно терригенными, графитсодержащими породами.

Наряду с основными и кислыми эффузивами среди названных серий залегают гипербазиты стойло-николаевского комплекса и базит-гипербазиты троснянского и мамонского комплексов.

Структуру раннедокембрийских образований КМА, как и Карелии, расчленяют на синклинории, разделенные Центральным антиклинорием, сложенным породами гранитоидного ряда. Предполагается, что эти элементы принадлежат различным структурно-фациальным зонам единой геосинклинальной области.

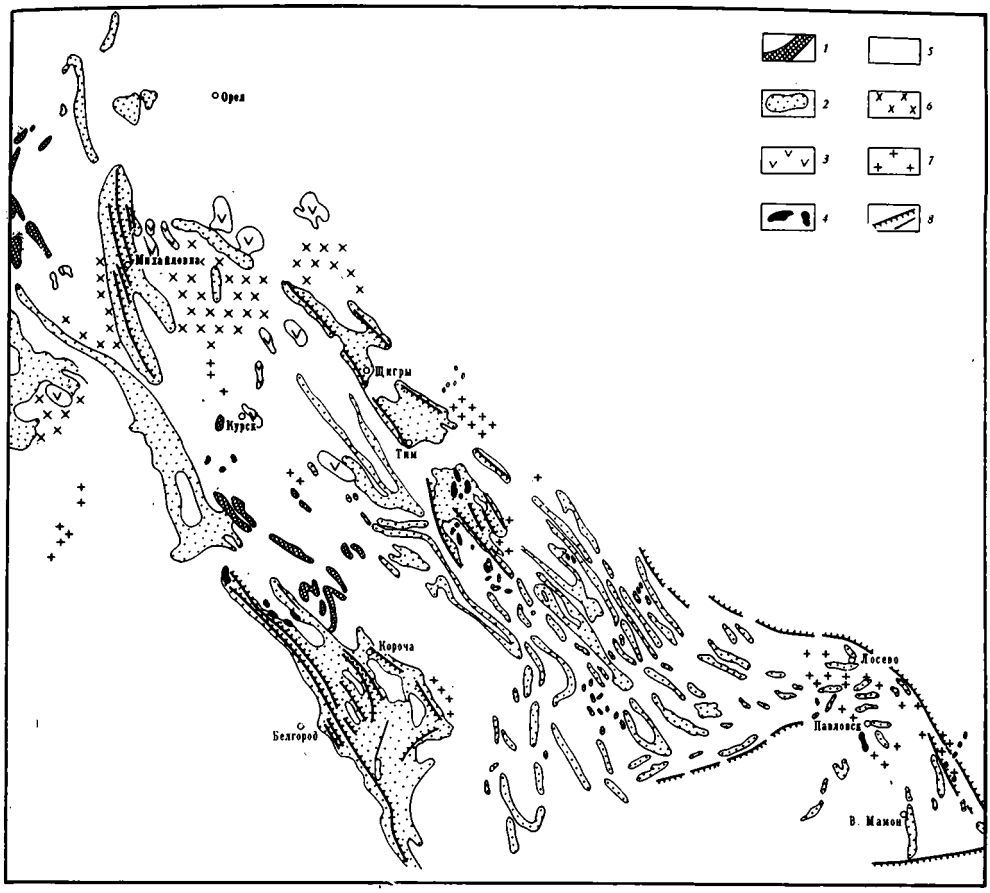


Рис. 8. Схема тектоники докембрия КМА

1 — железистые кварциты среди гнейсов и мигматитов; *2* — формации метабазитового ряда (диабазо-спилитовая, джеспилитовая, терригенно-карбонатная и другие); *3* — габброиды; *4* — перидотиты, серпентиниты, талько-карбонатные породы, горнблендиты; *5* — гранитоидные формации, нерасчлененные; *6* — плагиограниты и их мигматиты; *7* — микроклиновые граниты; *8* — поверхности крутых надвигов

Деформации пород внутри синклинориев относятся к складчатым формам изоклинального типа с крутыми падениями крыльев под углами 70—80°, опрокинутыми чаще всего на запад. «Узлы магнитных аномалий» представляются как образования, возникшие в результате воздымания шарниров сопряженных складок, обусловливающих их замыкание, или как сложные флексурные изгибы на крыльях синклиналей, или как сложные синклинальные складки более высокого порядка.

Фактически наблюдаемая картина строения, изображаемая на многочисленных профилях и геологических схемах как отдельных структур, так и всего массива в целом, противоречит такой трактовке.

На тектонической карте, составленной В. Д. Полищуком и В. И. Полищук (1966), обращает внимание расплывчатый и разнообразный рисунок контуров распространения метаморфических комплексов, сочетающийся с однообразными элементами залегания пластов в разрезах. Слои железистых кварцитов и сопровождающих их пород, как известно, круто наклонены; углы падения слоев нередко близки к вертикальным. Такое несоответствие в рисунке плана и разреза структур свидетельствует о раз-

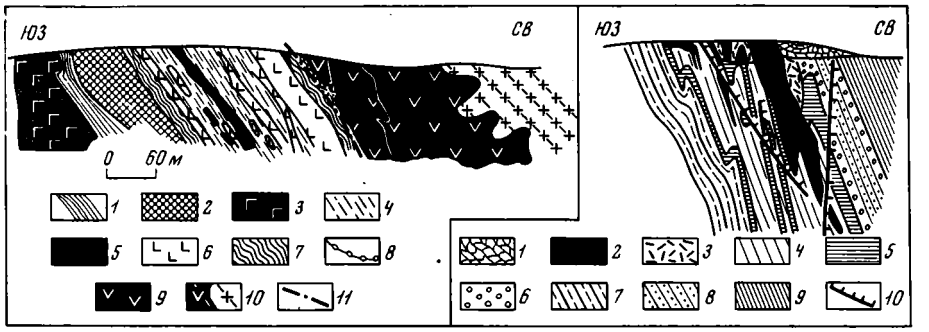


Рис. 9. Схематический профиль Береговской моноклинали Белгородского железорудного района, по Ю. С. Зайцеву (1964)

1 — тальково-хлоритовые и тремолитовые породы; *2* — метаультрабазиты; *3* — хлорито-амфиболовые породы (измененные габброиды); *4* — биотито-хлоритовые и амфиболовые сланцы, безрудные и сидеритовые кварциты; *5* — железистые кварциты; *6* — кератоспилиты, кератофиры, их туфы, туффиты, сланцы; *7* — двуслюдяные сланцы; *8* — порфиробластовые альбито-хлорито-роговообманковые породы; *9* — конгадиабазы; *10* — мигматизированные и гранитизированные плагиогранитами и розовыми микроклиновыми гранитами породы амфиболитовой свиты; *11* — предполагаемая поверхность тектонического несогласия

Рис. 10. Геологический разрез Яковлевской рудной полосы Яковлевского месторождения, по С. И. Чайкину (1964)

1 — аллиты и переотложенные руды; *2* — мартитовые и железнослюдковые руды; *3* — гидрогематит-мартитовые руды; *4* — железнослюдково-мартитовые кварциты; *5* — гидрогематит-мартитовые железистые кварциты с прослоями сланцев; *6* — конгломераты; *7* — филлиты подрудной сланцевой руды; *8* — рудные филлиты; *9* — филлиты тонкополосчатые; *10* — поверхность предполагаемого тектонического несогласия (по автору)

новременности структурообразования и проявлений гранитоидного магматизма. К рассмотрению этого весьма важного вопроса мы вернемся ниже.

Анализ условий залегания метаморфических комплексов КМА показывает, что структуры глубокого докембрия Белгородского, Михайловского и Старооскольского районов, как и карельские, принадлежат типу чешуйчатых моноклиналей (рис. 8). Благодаря глубокому бурению поверхности тектонических несогласий, осложняющих моноклинали, прослежены здесь на значительную глубину. Характерные примеры тому представляют собой Береговская и Яковлевская структуры Белгородского района, Михайловская, а также Коробковская, Щигровско-Тимская, Ястребовско-Стойленская и другие тектонические формы Старооскольской группы месторождений.

Береговский надвиг. В сложении чешуйчатых структур КМА участвуют породы разных стратиграфических уровней разреза метаморфических комплексов раннего докембрия. Наиболее древняя амфиболитовая свита михайловской серии, сложенная биотит-амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, метадиабазами и метапорфиритами, а также слюдяными кварцитами и сланцами в районе пос. Береговское, надвинута на залегающие выше по разрезу стильпномелано-магнетитовые кварциты и сланцы, биотито-хлоритовые сланцы, метаспилиты и кератоспилиты береговской свиты (Зайцев, 1964, 1966). С надвиговой структурой тесно связаны тела метаультрабазитов и талько-хлоритовых и тремолитовых пород (рис. 9).

Яковлевская чешуйчатая моноклиналь. Породы, образующие названную тектоническую форму, принадлежат курской серии раннего докембрия (PR_1). Железистые кварциты и руды средней свиты курской серии, как и подстилающие их подрудные филлиты (нижняя свита) и перекры-

вающие — рудные филлиты и сланцы (верхняя свита), на протяжении 30 *км* сохраняют однообразное падение слоев на северо-восток под углом 65—70° (рис. 10).

Вдоль контакта богатой рудной залежи с вышележащими толщами наблюдается зона интенсивно раздробленных и деформированных пород (Чайкин, 1964). Вдоль этой зоны на разных горизонтах железорудной свиты залегает сложный комплекс «рыхлых» пород, представляющих собой продукты преобразования железистых кварцитов и перекрывающих их сланцев. Местами к зоне контакта приурочены мартитовые кварциты характерного желваковистого сложения, местами — ниже желваковистых кварцитов появляются кварциты железнослюдковые, грубополосчатые, обломочные, которые по простиранию сменяются рудами железнослюдковыми и мартито-железнослюдковыми с ритмичной слоистостью (Плаксенко, Тулупов, 1964).

Зоны брекчий вдоль контакта железорудных и кластогенных пород сопровождаются многочисленными поверхностями скола. Сланцы в контакте с брекчиями интенсивно разлинзованы, отдельные обломки имеют как бы закругленную форму, пласты кварцитов превращены в щебенку, отдельные куски затерты среди сланцев. К зонам брекчирования приурочена гематитовая, гематито-магнетитовая и карбонатная минерализация (Егоров, 1961). Мощность толщи раздробленных и деформированных пород непостоянна и меняется от первых десятков до 100 *м* и более. Такого рода толщи, характеризующие поверхности тектонических несогласий (рис. 11), неизменно наблюдаются в разных местах Курской железорудной провинции.

Михайловская коленчатая моноклиналь. Оригинальные особенности строения чешуйчатых моноклиналей видны на карте и профилях Михайловской структуры. Она сложена, как известно, метабазитами вулканогенно-осадочной формации (михайловская серия), породами железисто-кремнисто-сланцевой формации (курская серия), а также кластогенными породами кварцевых порфиров и кератофиров курбакинской свиты, венчающей разрез докембрия в этом районе (Зайцев, 1966; Плаксенко, 1966).

Названная структура прослежена на протяжении более 70 *км*. Ее наибольшее поперечное сечение достигает 25 *км* (рис. 12). Несмотря на то, что в Михайловском районе пробурено очень много скважин, ни одна из них не пересекает всю толщу пород, слагающих структуру. Вместе с тем на профилях, в той части, которая обоснована данными бурения, видно, что на протяжении всего поперечного сечения структуры пласты выведены из своего первоначального положения и круто наклонены под углом 70—80° на восток, а близ восточной границы с гнейсами азимут падения слоев достигает 90°. Обращает на себя внимание повторяемость в разрезе толщи железистых кварцитов и подстилающих и перекрывающих их сланцев (рис. 13). Вместе с тем рисунок выходов пластов на докембрийскую поверхность в плане показывает, что толщи железистых кварцитов разобщены и не образуют центриклинальных замыканий (Калинин, 1966; Серебряков, 1966). Эти данные свидетельствуют о том, что рассматриваемая тектоническая форма не может рассматриваться как синклиналь.

Своеобразную черту этой структуры составляют локальные скопления больших масс железистых кварцитов, представляющих собой раздувы железистых пластов с увеличением ширины их выхода на поверхность от нескольких сот метров до 2,5—3 *км*. С этими местами, известными под названием «узлов аномалий», связано интенсивное рассланцевание и брекчирование пород, сопровождаемое щелочной минерализацией. К этим же участкам тяготеют и оригинальные локальные нарушения, представляющие собой пликативные и дизъюнктивные деформации разного порядка. Анализ геологических схем и профилей Михайловского

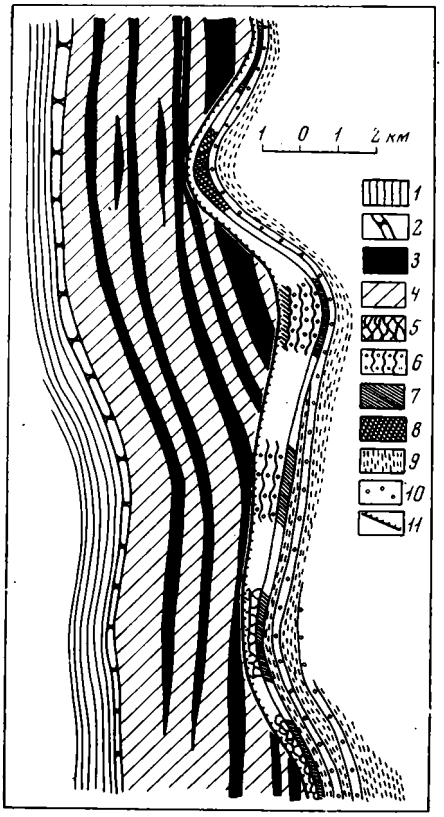


Рис. 11. Схема соотношений средней и верхней свит курской серии Яковлевского месторождения КМА, по Н. А. Плаксенко и В. А. Тулупову (1964)

1 — сланцы нижней свиты;
2—4 — средняя свита:
2 — кварциты безрудные,
3 — кварциты мартитовые,
4 — кварциты мартито-(магнетито-)железнослюдковые;
5—10 — верхняя свита:
5 — переотложенные продукты протерозойской коры выветривания разных пород,
6 — кварциты мартитовые грубослоистые с «желвакови-стым» и линзослоистым сложением (обломочные),
7 — кварциты железнослюдковые грубополосчатые обломочного сложения,
8 — руда железнослюдковая,
9 — сланцы верхней свиты,
10 — конгломераты железистых кварцитов;
11 — линия размыва толщи железистых кварцитов средней свиты (поверхность надвига, по автору)

месторождения показывает, что «узлы аномалий» тяготеют к поперечным изгибам моноклиналей. Эти данные, выявленные в разных сечениях структуры, дают основание рассматривать ее как коленчатую чешуйчатую моноклиналь.

Коробковская коленчатая моноклиналь. Сложную коленообразную форму образуют магнетитовые кварциты Коробковской чешуйчатой структуры. Породы, ее слагающие, залегают очень круто, почти вертикально, простираясь в северо-западном, субширотном и снова в северо-западном направлении. Крутопадающие надвиги и взбросо-сдвиги с амплитудой перемещения до нескольких сот метров образуют здесь серию сложно деформированных пластин (Егоров, 1961).

Разрывные нарушения сопровождаются будинажем, рассланцеванием пород, продольными и диагональными трещинами скалывания, а также многочисленными и разнообразными по форме и размерам пликативными дислокациями. Характерны складки с раздутыми и сплющенными крыльями, килевидные с редуцированными, а также выжатыми замками, разбитыми трещинами кливажа.

Вдоль трещин скалывания наблюдаются зоны эгиринового, доломито-анкеритового минералообразования, а также интенсивной куммингтонизации, захватывающей полосы шириной до 30—80 *м*. Характерны также выделения метаморфогенного магнетита, обволакивающего обломки тектонических брекчий (Егоров, 1966).

За пределами коленчатых изгибов чешуйчатые моноклинали отличает простая форма (рис. 14). В пределах Щигровско-Тимской полосы линейных магнитных аномалий, прослеженных на протяжении более 175 *км*, при ширине выхода железистых кварцитов в Тимском районе не более

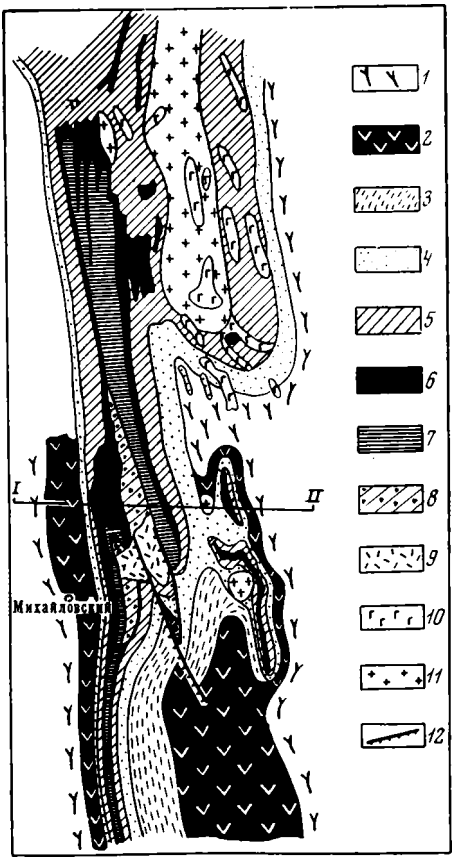


Рис. 12. Схематический геологический план Михайловско-Новоялтинского железорудного района КМА, по И. П. Калинину (1966)

1 — гнейсы биотитовые и мигматиты;
2 — метабазиты;
3 — сланцы кварцево-серицито-биотитовые;
4 — кварцито-песчаники, доломиты, известняки;
5 — сланцы кварцево-серицитовые, углисто-кварцево-серицитовые;
6 — железистые кварциты;
7 — сланцы кварцево-серицитовые с прослоями известняков и доломитов;
8 — туфосланцы и туфопесчаники с обломками железистых кварцитов;
9 — кварцевые порфиры;
10 — габбродиабазы, серпентиниты;
11 — розовые микроклиновые граниты, граносиениты;
12 — дизъюнктивные нарушения:
I—II — линия профиля (см. рис. 13)

0,3 *км*, выявляется однотипная картина строения. Железистые кварциты, вмещающие их толщи сланцев и карбонатные породы, венчающие разрез метаморфических комплексов, образуют моноклиналь, наклоненную на северо-восток под углом 50—70°. Между железистыми кварцитами и перекрывающими их филлитовидными сланцами, а также внутри толщи железистых кварцитов прослеживаются поверхности тектонических не-

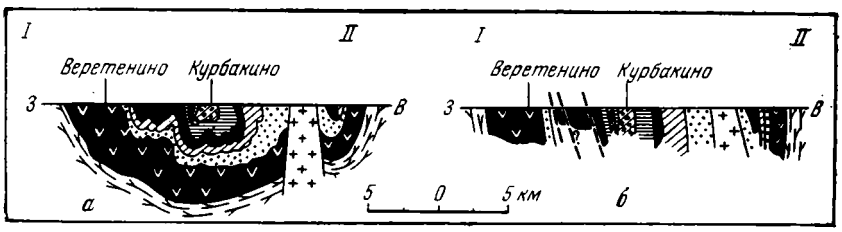


Рис. 13. Гипотетический профиль Михайловской структуры: *а* — по И. П. Калинину (1966), *б* — по автору

Условные обозначения см. на рис. 12

согласий, сопровождаемые зонами брекчирования и мартитовым оруденением.

Рассмотренные примеры не оставляют сомнений в том, что структуры раннедокембрийских метаморфических образований Курской магнитной аномалии и Карельского региона обнаруживают черты морфологического подобия и раскрывают характерный тип строения ранних карелид.

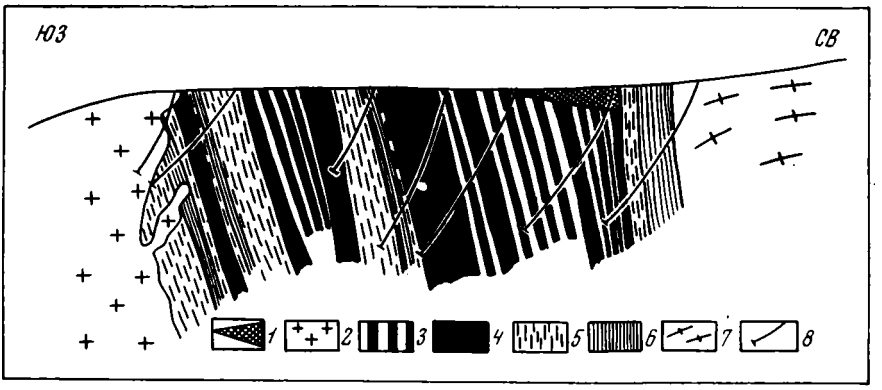


Рис. 14. Геологический разрез Салтыковского месторождения, по А. А. Прозоровскому (1955)

1 — переотложенные железные руды; *2* — граниты; *3* — железнослюдково-магнетитовые кварциты; *4* — магнетитовые кварциты; *5* — сланцы двуслюдяные филлитовидные и кристаллические; *6* — магнетитовые кварциты с куммингтонитом, тремолитом и актинолитом; *7* — гнейсы; *8* — скважины

УКРАИНСКАЯ ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Структурные формы названного региона исключительно интересны для выяснения времени заложения чешуйчатых моноклиналей, а также их места в структуре оболочек земной коры. Как известно, в составе украинских раннедокембрийских образований выделяются мощные комплексы архейских вулканогенно-осадочных пород, время формирования которых охватывает интервал 3500—2600 млн. лет.

В соответствии с представлениями Г. И. Каляева, З. О. Крутиховской, Г. В. Жукова и других геологов (1972) в разрезе докембрия Украины выделяются (снизу) следующие стратиграфические серии и соответствующие им формации:

днепровская серия (AR) — гнейсовая;

метабазитовая серия (AR) — спилито-диабазовая, с горизонтами железистых кварцитов, пластовыми телами ультрабазитов;

плагиомигматитовая, гранитная (AR — PR) (Приднепровье, Приазовье, Волыно-Подольская возвышенность);

чарнокитовая, гибридных гиперстеновых пород (AR — PR).

Перечисленные ниже формационные комплексы относятся к раннепротерозойским образованиям (PR) с возрастным интервалом 2600—1900 млн. лет:

криворожская серия (аналог — тетерево-бугская) — нижняя терригенная, кварц-кератофировая; джеспилитовая, углисто-графито-терригенная, карбонатная, молассовая, гнейсовая, терригенно-вулканогенная (Западно-Ингулецкая, Орехово-Павлоградская, Мангушская, Побужье), верхняя офиолитовая формации;

кировоградско-житомирский комплекс — плагиогранитовая, мигматитовая амфиболитовой фации (Западно-Ингулецкая, Орехово-Павлоградская), гранито-батолитовая формации;

днепровско-токовский комплекс — малых интрузий гранитоидов, гипербазитов.

Сравнительно-тектонический анализ карельских и курских чешуйчатых моноклиналей с деформациями, сложенными нижнеархейскими метаморфическими комплексами метабазитовой серии, раскрывает новые важные страницы истории формирования структуры земной коры в раннем докембрии. Данные об условиях залегания пород в Белозерской, Сурской, Конкской, Верховцевской и других структурах свидетельствуют о том,

что их строение не соответствует понятию о синклинорных или троговых формах и гораздо ближе рассмотренным выше тектоническим образованиям.

Белозерская чешуйчатая моноклиналь. Анализ геологических карт и профилей Белозерской структуры выявляет серию надвигов, сопряженных

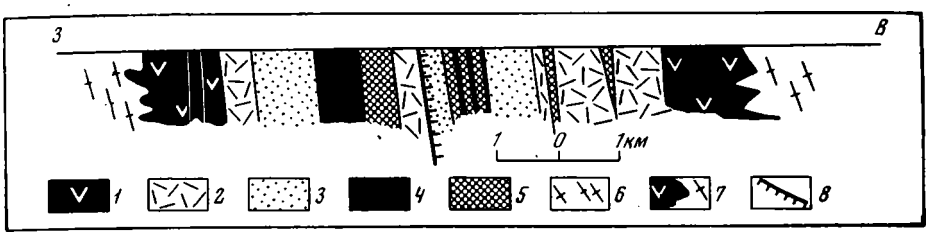


Рис. 15. Геологический профиль Белозерской чешуйчатой моноклинали. Составлен автором по материалам Г. И. Каляева (1965)

1 — диабазово-спилитовая формация; *2*, *3* — кератофиро-сланцевая формация: *2* — туффиты, кварцевые апокератофиры, кварц-серицитовые и хлоритовые сланцы, *3* — сланцы, кварцито-песчаники, туфосланцы; *4* — джеспилитовая формация; *5* — ультрабазиты; *6* — мигматиты; *7* — гранитизационные (метасоматические) контакты; *8* — поверхность Белозерского надвига

с моноклинальным залеганием пород (рис. 15). На картах отчетливо видно полосовое распространение диабазово-спилитовой, кератофиро-сланцевой и джеспилитовой формаций, а профили показывают однообразное падение толщ на восток под углом 75—80°; иногда породы стоят «на головах». Важную особенность Белозерской и других, подобных ей форм, составляют тела ультрабазитов. Тесно связанные с поверхностями тектонических несогласий, они залегают обычно вдоль простираний нарушений в виде пластов и линз различной мощности. Вдоль главного Белозерского надвига мощность гипербазитов местами достигает 1 *км* (Каляев, 1965; Ладиева, 1965).

Сурская чешуйчатая моноклиналь. Характерную асимметрию строения древнейших пород украинского Приднепровья раскрывают профили Сурской структуры. Пластовые тела серпентинитов и сопряженных с ними актинолитовых, тальковых, талько-актинолитовых и талько-хлоритовых сланцев тяготеют лишь к западной окраине названной структуры. С юго-западным ее краем связаны и хлоритовые сланцы, образующие толщи мощностью от нескольких сотен метров до 900 *м*. Суммарная мощность хлоритовых сланцев вместе с гипербазитами и сопровождающими их актинолитовыми, талько-хлоритовыми сланцами превышает 4 *км*. Далее по разрезу, вкрест простирания пластов, метадиабазы чередуются с осадочными породами, а также с кератофирами, составляя вместе толщу общей мощностью около 4 *км*.

Тесная структурная связь чешуйчатых форм с гипербазитами, их бескорневое положение и приуроченность к поверхностям тектонических несогласий характерны для всех рассмотренных структур. В этом выявляются черты подобия с условиями залегания офиолитовых ассоциаций фанерозоя.

Вместе с тем раннедокембрийские чешуйчатые моноклинали заметно отличаются от фанерозойских пологих надвигов и покровов не только крутизной надвиговых поверхностей, но также и заметно меньшей протяженностью.

Специфическая особенность разреза раннедокембрийских образований состоит в том, что выше метаморфизованных эффузивно-осадочных серий основного состава залегают породы железисто-кремнисто-сланцевой формации. Породы, ее составляющие, обнаруживают тесную связь с нижележащими членами диабазо-спилитовой формации метабазитовой серии.

Амфиболиты, широко развитые в диабазо-спилитовой формации, встречаются и среди пород железорудных серий. И те и другие амфиболиты содержат реликты диабазовой структуры, обнаруживают сходство по химическому и минералогическому составу и образуют согласно залегающие серии, образование которых сопровождалось, без существенного перерыва, излияниями основной магмы, впоследствии давшей амфиболиты (Никольский, Ефимов, 1960). Совершенно очевидно, что криворожская, курская и другие железорудные формации находятся в одном ряду со спилито-диабазовой и кератофиро-сланцевой и принадлежат к «слоистым формациям» разреза океанической коры (Штрейс, 1967).

Некоторые исследователи, вероятно не без оснований, считают, что железисто-кремнисто-сланцевой формации раннего докембрия соответствуют кремнисто-радиоляритовые толщи верхних частей разрезов офиолитовых ассоциаций фанерозоя и современных океанических областей.

СООТНОШЕНИЯ НАДВИГОВОГО СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ С ЯВЛЕНИЯМИ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА

Поразителен тот факт, что процессы гранитизации и ультраметаморфизма, захватившие обширные массивы Карелии, Курской и Украинской железорудных провинций, не затронули совсем, либо проявились лишь избирательно в метаморфических комплексах чешуйчатых структур. Их узкие зоны, нередко едва достигающие в поперечном сечении первых километров, оказались незахваченными процессами гранитообразования. Явление это не случайно, так как процесс созидания гранитно-метаморфического слоя происходил на огромных пространствах многих десятков тысяч квадратных километров в течение длительного времени порядка 1,5—2 млрд. лет. При этом сохраняется постоянной ранее возникшая парагенетическая ассоциация различной амплитуды крутых надвигов и своеобразных моноклиналей.

Взаимоотношения зеленокаменных пород чешуйчатых структур с гранитизированными образованиями смежных форм весьма характерны. Массивы плагиогнейсов и гранодиоритов нередко связаны постепенными переходами с мигматизированными толщами основных пород и обнаруживают несомненные признаки метасоматического замещения (Вяюрянен, 1959; Кратц, 1963; Белевцев, Стрыгин, 1960; Стрыгин, 1963; Каляев, 1965; Доброхотов, 1958; Зайцев, 1964; В. В. Яковлева). Гранитоиды и гранитизированные породы, разделяющие зеленосланцевые пояса, образуют как бы заливы, заходящие на площади этих полос. Расплывчатый и разнообразный рисунок контуров распространения метаморфических комплексов в сочетании с постепенными переходами к гранитизированным образованиям свидетельствует о том, что процессы гранитизации и ультраметаморфизма являются наложенными на ранее сформированную структуру интенсивного сжатия. Следовательно, время заложения чешуйчатых структур предшествует времени формирования «гранитного» слоя.

Породы, составляющие формации этой «досиалической» стадии развития, распознаются в многочисленных мелких останцах сланцево-метабазитовых толщ, габбро, амфиболитов и ортоамфиболитов, широко распространенных среди древнейших гранитоидов Карельского региона, по реликтам метабазитов и джеспилитов, сохранившихся среди мигматитов и гнейсов КМА и Приднепровья. По составу они близки образованиям тех же рядов формаций, что и вулканогенно-осадочные комплексы, составляющие раннепротерозойские и архейские чешуйчатые моноклинали.

Гипербазиты, габбро-амфиболиты, спилитовые диабазы, железисто-кремнистые толщи, составляющие непременные члены разрезов реликтовых структур, выявляют формационную близость состава разрезу коры океанического типа (Пейве, 1969; Книппер, 1970; Пейве и др., 1971; Пейве и др., 1972). Это положение имеет принципиально важное значение для дальнейшего анализа тектоники докембрия.

Совершенно несомненно, что перечисленные формационные комплексы принадлежат офиолитовой ассоциации глубокого докембрия. С этой ассоциацией, как было показано выше, неразрывно связан самостоятель-

ный тип структурообразования. Указанные признаки позволяют выделить время формирования пород офиолитовой ассоциации и свойственных ей структурных форм в особую океаническую стадию развития земной коры.

Неравномерное, прерывистое распространение гранито-гнейсовых структур дает основание предполагать, что уже во время океанической стадии развития наметились элементы структурной дифференциации регионов. В то же время конформность ориентировки кристаллизационной сланцеватости и полосчатости гранито-гнейсов и гнейсов с простиранием метабазитов чешуйчатых структур, интенсивная мигматизация, катаклаз, брекчирование и образование очковых гнейсов и гранитов, согласных с простираниями фронтальных частей надвиговых структур, свидетельствуют о сопряженности развития гранитоидных форм с явлениями надвигообразования. Разумеется, процесс этот был неравномерным. Вместе с тем имеющиеся в настоящее время данные радиометрических определений возрастов гранитоидов и метаморфических вулканогенно-осадочных комплексов позволяют ставить вопрос о близости времени проявления надвигообразования самой начальной стадии гранитообразования.

В свете изложенного в строении рассмотренных регионов выделяется два типа структур. Один из них связан с формациями базит-гипербазитового ряда и формированием зон сжатия, особенности развития второго определяют процессы гранитизации, ультраметаморфизма и возникновения куполов и других тектонических образований.

На тектонической схеме (см. рис. 1) видно, что чешуйчатые моноклинали и надвиги центральной Карелии группируются в системы линейновытянутых деформаций, которые вместе с Восточно-Карельской зоной рассланцевания и зоной тектонитов Ветреного пояса составляют единую асимметричную систему. Асимметрия строения, свойственная как частным формам, так и структуре региона в целом, проявляется и в увеличении интенсивности одновозрастных досреднепротерозойских деформаций с запада на восток, и в изменении состава разрезов формационных рядов, и в характере соотношений с прилежащими тектоническими областями; восточные границы ведущих карельских линеаментов на всем протяжении четко отделяют область развития беломорских гнейсовых куполов, тогда как западная граница не имеет столь резких и непрерывных очертаний со структурами свекофенид. Асимметрия строения Карельского тектонического региона наряду со всем изложенным выше указывает на связь его происхождения с горизонтальным сжатием.

Карельская зона сжатия представляет собой структуру сочленения между Беломорским и Свекофенским сегментами земной коры с разной историей геологического развития и разными мощностями глубинных слоев земной коры (Цирюльникова и др., 1968). Для ее «гранитного» слоя характерны участки сокращенной мощности: 7—8 *км* — в северо-западном Прионежье, а местами, под Онежской впадиной, «гранитный» слой, видимо, отсутствует. В Свекофенском регионе мощность «гранитного» слоя оценивают в 19—20 *км*. Рассматриваемой глубинной структуре свойственна наибольшая мощность «базальтового» слоя и валообразная форма его залегания относительно смежных структур (Литвиненко, Некрасова, 1962). Интересующая нас зона занимает промежуточное положение между относительно поднятым Беломорским сегментом земной коры с наиболее высоким залеганием поверхности Мохоровичича и опущенным — Свекофенским, с максимальным прогибанием этой поверхности.

Весьма вероятно, что оригинальные особенности строения «базальтового» слоя в зоне сочленения предопределили морфологию структуры сжатия. Естественно предполагать, что заложение наиболее древних чешуйчатых структур связано со скучиванием его в валообразную форму. К этой же валообразной форме тяготеют и наиболее ранние проявления гранитоидного магматизма, сопровождавшегося образованием чарнокитов,

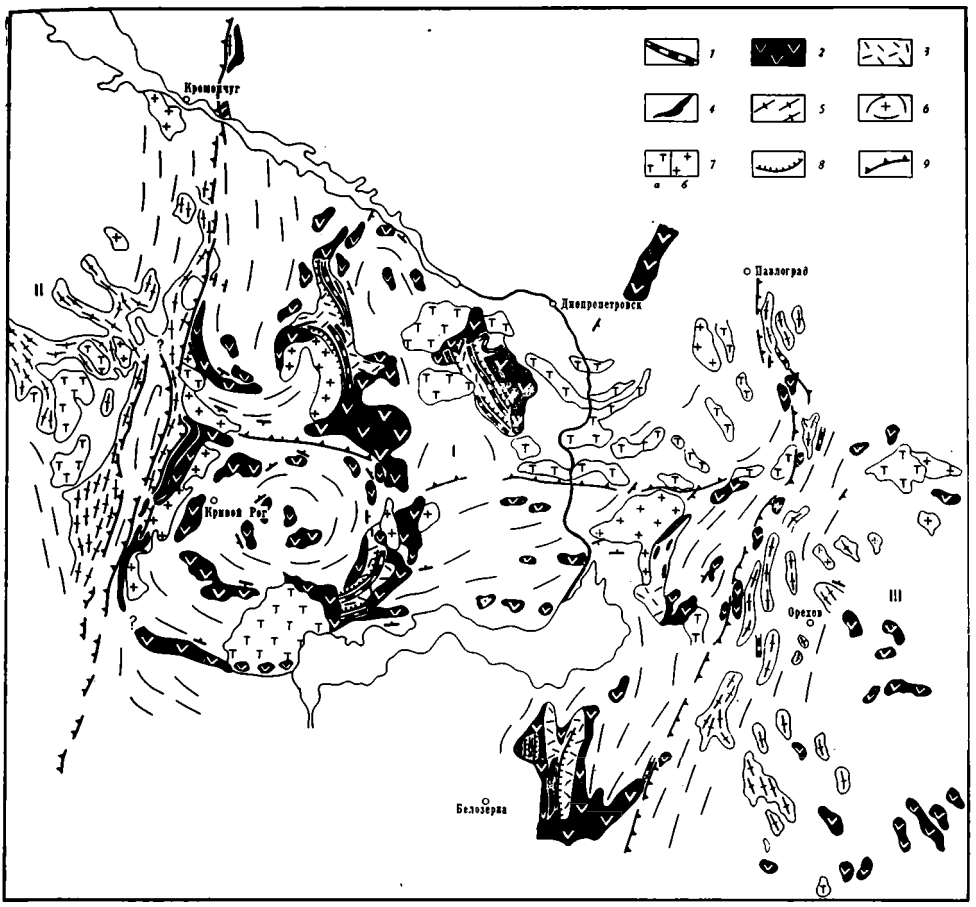


Рис. 16. Схема тектоники докембрия Украинской железорудной провинции. Составлена автором по материалам Г. И. Каляева (1965), М. Н. Доброхотова (1969), Н. П. Семененко (1953), А. П. Никольского и А. Н. Ефимова (1960) и других геологов

I — Сарматская зона сжатия (разрез гранитного слоя переходного типа); II — Кировоградский континентальный блок (наиболее полный разрез гранитного слоя); III — Приазовский блок (сокращенный разрез гранитного слоя)

1—4 — формации метабазитового ряда: *1* — ультрабазитовая, *2* — диабазо-спилитовая, *3* — кератофиро-сланцевая, *4* — джеспилитовая (криворожская серия); *5, 6* — формации гранитоидного ряда: *5* — нерасчлененная (гнейсовая, карбонатная, терригенная), *6* — плагиогнейсовая, мигматитовая; *7* — гранито-батолитовая (*а*), аплитовидных пегматоидных гранитов (*б*); *8* — надвиги докриворожские; *9* — надвиги посткриворожские

диорито-гнейсов, плагиогранито-гнейсов в структурах, сопряженных с чешуйчатыми моноклиналями и глубинными надвигами.

Таким образом выясняется, что раннедокембрийские образования Карельского региона представляют собой своеобразный элемент структуры земной коры с оригинальным глубинным строением. Карельской структурной зоне свойствен специфический ряд метабазит-гипербазитовых формаций, образование наиболее древних членов которого предшествовало развитию формаций гранитоидного ряда, а более поздние члены возникали одновременно с формированием структур гранитоидного ряда. Наиболее раннее гранитообразование Карельской зоны отличается преимущественно плагиогранитным и диоритовым составом, отвечающим переходной от океанической к континентальной стадии развития земной коры.

Проведенный анализ тектоники и истории развития Карельского региона приводит к выводу о том, что существующие представления о стра-

тиграфическом разрезе глубокого докембрия этого региона, основанные на предположении о повсеместном развитии «гранитного» слоя земной коры, не являются безусловными. Совершенно очевидно, что какие-то части разрезов раннепротерозойских серий (бергаульской, парандовской и др.) принадлежат более древним образованиям, нежели древнейшие карельские гранитоиды.

На тектонической схеме Украинской железорудной провинции (рис. 16) видно, что Белозерская, Конкская, Сурская и другие чешуйчатые моноклинали и глубинные надвиги Приднепровья тесно связаны с древнейшими гранитоидами Украинского щита. Вместе с породами метабазитовой или конкско-верховцевской серии архея плагиомигматиты, гранодиориты и плагиограниты образуют обширный сегмент, на который надвинуты более молодые гранитоиды и метаморфические породы Кировоградского сегмента, а с востока — плагиомигматиты и гнейсы Приазовья (Каляев, 1965; Козловская, Гладкий, 1972).

Ограничивающие Приднепровский сегмент Криворожско-Кременчугский и Орехово-Павлоградский глубинные надвиги прослеживаются далеко за пределами Украинской железорудной провинции. Орехово-Павлоградская шовная зона на севере пересекает основание Большедонбасского авлокогена и раскрывается в виде серии крутых моноклиналей Белгородского и Михайловского районов КМА. Кулисообразно по отношению к ним расположены Щигровско-Тимская и Ястребовско-Стойленская зоны чешуйчатых структур, а на крайнем юго-востоке — Воронежский пояс гипербазитов. Далеко на север прослеживается и Криворожско-Кременчугская система нарушений.

Совершенно очевидно, что названные линеаменты ограничивают крупный структурный элемент фундамента Восточно-Европейской платформы. Его значительная часть охватывает Украинскую железорудную провинцию, продолжающуюся к югу под покровом молодых образований склона Украинского щита и к северу, где его составляют структуры Курской магнитной аномалии и сопряженные с ними формы гранито-гнейсов и тела гранитов (см. рис. 4). Особенности тектоники этого элемента структуры фундамента платформы, как и Карельского, во многом предопределены широким развитием однотипных тектонических образований. В связи с этим представляется естественным объединить структурную зону, охватывающую Украинскую железорудную провинцию и район Курских магнитных аномалий, в единую Сарматскую зону сжатия. Необходимо, однако, оговориться, что развитие названной зоны сжатия было неравномерным; в разных ее частях горизонтальные движения проявлялись неодновременно. Наиболее древние, по-видимому, связаны с украинской частью Сарматской зоны.

В расположении украинских реликтовых структур не обнаруживается линейности курских и карельских чешуйчатых моноклиналей. Украинским структурам свойствен рисунок, напоминающий форму островных дуг. При этом Верховцевская, Чертомлыкская и Сурская структуры тяготеют к западной части Приднепровского сегмента, а Белозерская и Конкская ближе к его восточной окраине.

Гранитоидные структуры Украинской железорудной провинции формировались неравномерно на протяжении длительного времени. В пределах рассматриваемого региона различаются структуры, сложенные гранитоидами разного возраста.

Данные измерений абсолютных возрастов амфиболов указывают на широкое проявление гранитоидного магматизма в следующих интервалах времени: в Запорожском массиве — 3100—2700 млн. лет, в Демуринском куполе — 2700—2300 млн. лет, а в пределах Ингулецкого вала — 2300—2000 млн. лет тому назад (Семененко, 1953).

Становление гранитоидов западнее и восточнее рассматриваемой области (Кировоградский массив, Приазовье) происходило в основном в

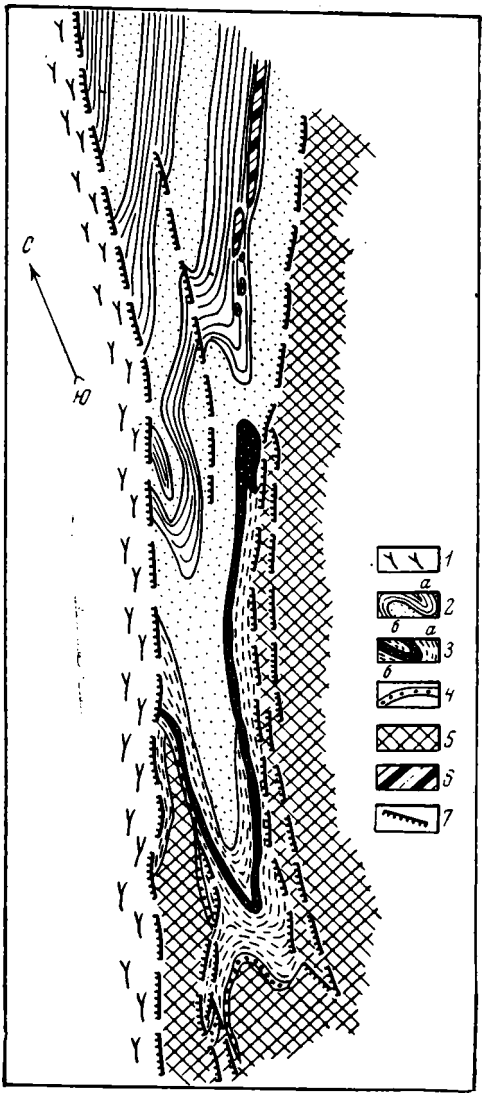


Рис. 17. Схема геологического строения Криворожской структуры, по М. Н. Доброхотову и В. А. Куделе (1968)

1 — мигматиты биотито-плагиоклазовые, микроклинизированные;
2—4 — криворожская серия, верхняя свита:
2 — сланцы (*а*), конгломераты, песчаники (*б*),
3 — графитовые сланцы, конгломераты, песчаники (*а*), доломиты, мраморы (*б*),
4 — брекчии железистых кварцитов с линзами — будинами доломитов;
5 — средняя свита — железистые кварциты;
6 — нижняя свита — амфиболовые сланцы;
7 — поверхности надвигов

среднем докембрии — 2000—1900 млн. лет тому назад. Таким образом вырисовывается обширный, длительно формировавшийся Приднепровский сегмент земной коры, известный в литературе под названием мегантиклинория (Половинкина, 1953; Никольский, Ефимов, 1960).

Геологическое развитие Приднепровского сегмента распадается на две длительные стадии. Более ранняя связана с основным вулканизмом и внедрением бескорневых ультрабазитов, следующая за ней характерна преобразованием пород под действием гранитизации и ультраметаморфизма. Смена одной стадии развития другой происходит неравномерно, в соответствии с неравномерными проявлениями надвигообразования и ростом куполовидных форм.

Отмеченная направленность геологических событий в истории развития земной коры в глубоком докембрии, впервые подмеченная Н. В. Фроловой (1955) в связи с исследованиями Алданского щита, является характерной для основания всех древних платформ не только северного полушария (Павловский, Марков, 1964; Штрейс, 1964), но также и южного их ряда.

Реликтовые формы на протяжении всей истории развития региона

находились в условиях сжатия, не благоприятных для гранитообразования. Места их проявления совпадают с аномальным строением поверхности Мохоровичича, тогда как купола, валы и другие формы залегания гранитоидов не дают локальных изменений в строении коры и верхней мантии, несмотря на то, что их размеры нередко заметно превышают величины поперечных сечений реликтовых структур. Совершенно ясно, что зоны сжатия уже определились к моменту начала гранитообразования. Подобные соотношения характерны и для структур фанерозоя. Н. А. Штрейс неоднократно отмечал, что «гипербазиты представляют собой образования, чуждые процессам становления «гранитного слоя», их магматическое проникновение в области геосинклинальных прогибов происходит в то время, когда под этими прогибами «гранитный» слой, по-видимому, еще отсутствовал или не достиг достаточной зрелости» (Штрейс, 1968, стр. 9).

Приднепровскому сегменту Сарматской зоны сжатия, как и Карельской, присущи оригинальные черты глубинного строения. Вдоль ограничивающих его глубинных надвигов наблюдается заметное увеличение мощности земной коры, особенно ее «гранитного» слоя. Так, в зоне, примыкающей с запада к надвиговому шву, близ Кривого Рога, она заметно превышает 50 *км*, в Орехове — равна 50 *км*, а на обширной площади Приднепровья едва достигает 30—35—40 *км* (Соллогуб, 1970). Примечательно то, что в пределах Приднепровского массива под древнейшими чешуйчатыми структурами мощность «гранитного» слоя по сравнению с мощностью «базальтового» резко уменьшена, а местами «гранитный» слой, по-видимому, отсутствует совсем.

Подобного рода соотношения между мощностями «гранитного» и «базальтового» слоев наблюдаются в структурах некоторых островных дуг современных океанических областей. Под островными дугами мощности «базальтового» слоя заметно увеличены по сравнению с «гранитным», а также по сравнению с мощностями «базальтового» слоя смежных участков, причем «утолщенная» часть «базальтового» слоя под островными дугами оказывается смещенной в сторону желобов, сопряженных с дугами (Марков, Соловьева, 1972). Эти особенности глубинного строения желобов островных дуг подобны строению некоторых чешуйчатых моноклиналей раннего докембрия. И тем и другим свойственно утолщение (скучивание) «базальтового» слоя.

Черты сходства глубинного строения сравниваемых тектонических форм дают основание предполагать, что заложение древних чешуйчатых моноклиналей связано с процессом дифференциации структуры «базальтового» слоя. Его скучивание влекло за собой надвигообразование, за которым следовали явления плагиогранитного магматизма.

Белозерская, Конкская и другие чешуйчатые моноклинали принадлежат наиболее ранним формам проявления надвигового структурообразования океанической стадии развития земной коры в раннем докембрии. Однако было бы неверно думать, что в зонах чешуйчатых моноклиналей движения вдоль поверхностей тектонических несогласий осуществлялись только в глубоком докембрии. Не подлежит сомнению, что многократные омоложения таких тектонических швов происходили не только в более поздние докембрийские эпохи, но и в фанерозое. Совершенно очевидно, конечно, что в этом случае они захватывали образования как океанической стадии развития коры, так и переходной к континентальной и континентальной ее стадии. Вместе с тем массовое гранитообразование каждый раз следует за основным периодом надвигообразования.

Горизонтальные движения, очевидно, усиливались с течением времени. Поверхности крутых сколов, первоначально имевшие локальную дугообразную форму, позднее сменились протяженными линейными, кулисообразно расположенными системами, вдоль глубинных поверхностей которых проявились интенсивные надвигообразования (рис. 17, 18). Горизонтальное сжатие пород происходило одновременно с явлениями их

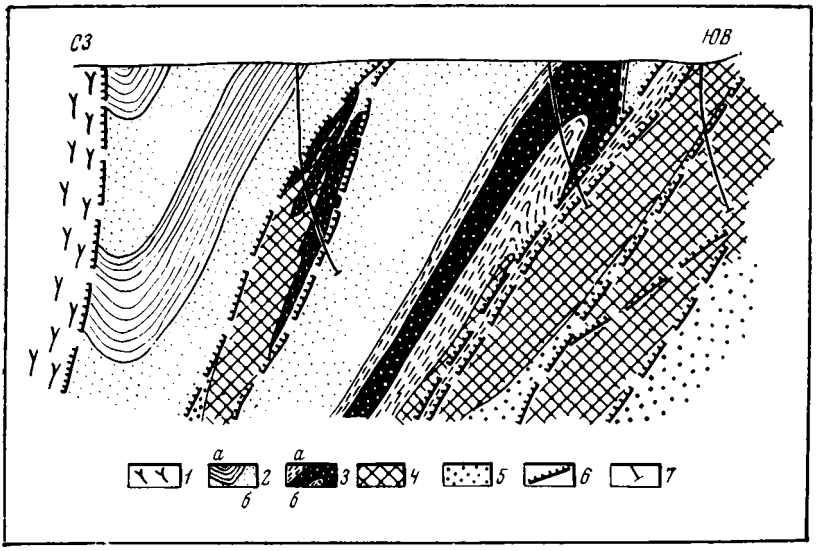


Рис. 18. Геологический профиль Криворожского надвига, по М. Н. Доброхотову и В. А. Куделе (1968)

1 — мигматиты биотито-плагиоклазовые, микроклинизированные; *2*, *3* — криворожская серия, верхняя свита: *2* — сланцы (*а*), конгломераты, песчаники (*б*), *3* — графитовые сланцы (*а*), доломиты (*б*); *4* — средняя свита — железистые кварциты; *5* — нижняя свита — песчаники, конгломераты; *6* — поверхности надвигов; *7* — скважины

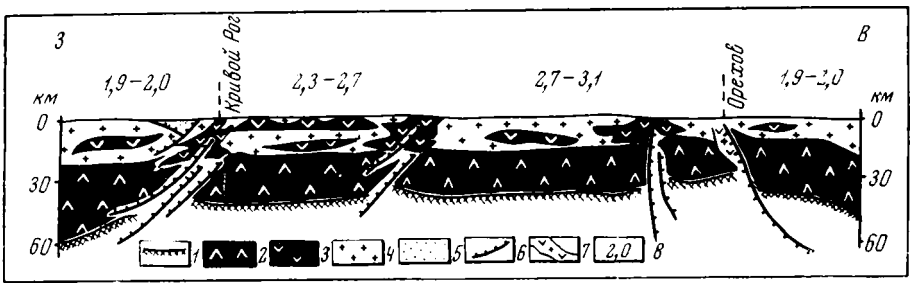


Рис. 19. Гипотетический профиль структуры глубокого докембрия Украинской железорудной провинции

1 — поверхность Мохоровичича; *2* — «базальтовый слой»; *3* — формации метабазитового ряда; *4* — гранитоидные формации; *5* — гнейсовая, карбонатная и терригенная формации; *6* — поверхности надвигов, сопровождаемые телами ультрабазитов; *7* — мантийно-коровая формация; *8* — абсолютный возраст гранитоидов, млрд. лет

метасоматического замещения и гранитизации в тылу надвигов, где возникали куполовидные формы. Интенсивные движения вдоль Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской систем глубинных надвигов происходили после образования пород криворожской серии примерно около 2 млрд. лет тому назад. Эти движения, сопровождавшиеся интенсивным ростом «гранитного» слоя в Кировоградском сегменте, предопределили современный структурный рисунок Сарматской зоны сжатия. К этому времени в Приднепровском регионе в основном закончилось преобразование пород, составляющих ряды океанических формаций, в континентальные (рис. 19). Общая направленность процесса в сторону гранитизации и ультраметаморфизма вещества привела к превращению рассматриваемого сегмента земной коры в структуру, сложенную в значительной части архей-нижнепротерозойскими плагиомигматитами и гранодиоритами, и в меньшей мере плагиомикроклиновыми мигматитами, а также более молодыми гранито-батолитовыми формациями и формациями аплитовидных пегматоидных гранитов.

ТЕКТОНИКА СРЕДНЕГО ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ И ВОСТОЧНОЙ ФИНЛЯНДИИ

Процесс созидания «гранитного» слоя Восточно-Европейского сегмента земной коры, начавшийся в глубоком докембрии, продолжался в среднем протерозое и рифее. Вместе с тем на рубеже раннего и среднего докембрия, примерно около 2 млрд. лет тому назад, в развитии некоторых регионов наметились существенно новые черты. К этому времени на значительной площади западной Карелии и восточной Финляндии возник «Ятулийский материк» с тектоническим рельефом. Его высокое стояние сопровождалось разрушением выведенных на поверхность гранитоидных пород и накоплением осадочных толщ в депрессиях над древними поясами зеленокаменных метабазитов. В среднем протерозое вдоль зон раннедокембрийских чешуйчатых моноклиналей возобновились явления проницаемости магматических расплавов. Возникли структуры, раскрывшие новые важные особенности развития Карельской зоны сжатия.

Специальные исследования тектоники этого региона начались сравнительно недавно. Отдельные сведения о пологоскладчатых среднепротерозойских формах содержатся в работах Вегмана (Wegmann, 1928), В. М. Тимофеева (1935), Л. Я. Харитонова (1949), О. А. Рийконен (1960) и других геологов.

Среди ранних представлений о ятулийских структурах выделяются оригинальные взгляды Х. Вяюрюнена (Väyrynen, 1938), который выделил среднепротерозойские тектонические формы в самостоятельную группу «Онегид» и рассматривал их как структурные образования форланда геосинклинальной зоны восточной Финляндии и северного Приладожья.

Первая работа, посвященная описанию морфологии структур ятулия Карелии, появилась в 1961 г. Она принадлежит перу К. О. Кратца и Ю. И. Лазарева. Согласно их данным, среди тектонических форм, заполненных ятулийскими образованиями, наблюдается «сочетание неправильно овальных, более или менее изометричных площадей, имеющих обычно сложное (в целом синклинальное) строение, и узких, вытянутых на десятки километров полос шириной всего 1—5 *км*, нередко представляющих собой моноклинали» (Кратц, Лазарев, 1961, стр. 44).

Сравнительный тектонический анализ ятулийских форм с герцинскими наложенными впадинами Казахстана (Богданов, 1948) привел названных исследователей к выводу о морфологическом подобии среднепротерозойских структур Карелии и девонских наложенных впадин Казахского региона. Как и в Казахстане, в Карелии выделено два типа структур, тесно связанных между собой временем образования, местоположением, а также историей геологического развития — наложенные мульды и наложенные синклинали.

Эти структуры в целом согласны с простиранием раннекарельских структур и приурочены исключительно к области карельской геосинклинали. Названные исследователи считают, что среднепротерозойское структурообразование представляет собой заключительную стадию развития

Рис. 20. Елмозерская борозда зеленокаменных вулканитов, по А. С. Новиковой (1968)

1 — гранитоиды (AR—PR_1) с реликтами вулканогенно-осадочных пород (PR_1); *2* — кварциты, песчаники, конгломераты (PR_2); *3, 4* — вулканиты зеленокаменной полосы (PR_{1-2}): *3* — прослеженные (*а* — досреднепротерозойские, *б* — среднепротерозойские, *в* — брекчии), *4* — предполагаемые; *5* — зоны деформаций кварцито-песчаников сегозерской серии (PR_2)

геосинклинали (поздние карелиды) (Кратц, Лазарев, 1961; Кратц, 1963). М. А. Гилярова (1949) в ранних своих работах рассматривает среднепротерозойские структуры как орогенные «без геосинклинальной подготовки»; к орогенному классу относит их и М. В. Муратов (1970).

Е. В. Павловский, М. С. Марков (1963), а также И. П. Палей (1971) связывают среднепротерозойское структурообразование с протоплатформенной стадией развития земной коры, А. С. Новикова (1965, 1968, 1969а) — с авлакогенами щитов древних платформ. Совершенно очевидно, что разные взгляды на положение среднепротерозойских структур в классификации тектонических элементов земной коры свидетельствуют об известной условности отнесения их и к геосинклинальному, и к платформенному этапам развития земной коры.

Интересный аспект вопроса о происхождении рассматриваемых структур раскрывается, на наш взгляд, при изучении их морфологии в связи с явлениями магматизма. Исследования в этом направлении, проводив-

шиеся автором в течение многих лет, а также анализ материалов К. О. Кратца (1963), М. А. Гиляровой (1956), Л. Я. Харитонова (1966), В. А. Соколова, Л. П. Галдобиной и др. (1970) выявляют тесную пространственную связь ятулийского структурообразования с местами проявления вулканической деятельности, с одной стороны, и с поясами доятулийской тектоники, с другой.

Согласно данным А. С. Новиковой (1968), зеленокаменные вулканиты центральной Карелии образуют своеобразную зону линейной проницаемости магматических расплавов, прослеживающуюся в современном эрозионном срезе с небольшими перерывами на протяжении многих сотен километров (рис. 20). Локальные структуры, известные в литературе под названиями Елмозерской, Сегозерской, Маслозерской, Пальеозерской, Кумсинской и другими, тяготеют к полосе зеленокаменных пород. Среднепротерозойские вулканиты и сопровождающие их деформации выделены в самостоятельную категорию и названы структурами вулканической борозды (Новикова, 1968). С этим же классом структур тесно связаны некоторые наложенные впадины особого типа.

Особенности среднепротерозойского структурообразования и разные типы соотношений с тектоническими формами раннего докембрия наиболее полно раскрываются в центральной и восточной Карелии. Прежде чем обратиться к их описанию, напомним краткие сведения о стратиграфическом разрезе среднепротерозойских образований.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ

Разрезы среднего протерозоя центральной Карелии естественно расчленяются на ряд литологических комплексов, в составе которых заметную роль играют эффузивные образования основного состава. После проведения геологической съемки (СЗТГУ) среди них выделяются следующие свиты (снизу): сегозерская (янгозерская) — существенно кварцито-песчаниковая, туломозерская — доломито-известняковая, заонежская — шунгитосланцевая. Перечисленные свиты составляют вместе разрез нижнего отдела ятулия среднего протерозоя; верхний, суйсарский отдел, объединяет суйсарскую и бесовецкую свиты. Суйсарская свита помимо диабазов, их туфов и порфиритов в значительной мере состоит из оливиновых порфиритов; бесовецкая свита, венчающая разрез среднего протерозоя, сложена флишоидными породами с прослоями кислых туффитов, туфоалевролитов. В основании ятулийских образований местами залегают так называемые сариолийские полимиктовые и аркозовые конгломераты.

В. А. Соколов, Л. П. Галдобина, А. В. Рылеев и другие исследователи (1970) выявили в строении разреза ятулия сегозерского региона закономерную повторяемость, что нашло отражение в разделении его на нижний, средний и верхний подотделы, отвечающие циклам осадконакопления и вулканизма. Согласно схеме указанных геологов, нижнеятулийские образования представлены конгломератами, гравелитами, кварцито-песчаниками и глинистыми сланцами мощностью до 900 *м*. Верхнюю часть разреза нижнего ятулия составляют диабазы, диабазовые порфириты и мандельштейны мощностью до 90 *м*. Среднеятулийские отложения состоят из гравелитов, песчаников, сланцев, иногда доломитов с прослоями туфов, туфосланцев, кремнистых и глинистых сланцев мощностью до 270 *м*. Выше залегают покровы диабазов, роговообманковых порфиритов, мандельштейнов, мандельштейновых автобрекчий, а также тесно связанных с ними туфогенно-осадочных пород. Наиболее мощные лавовые потоки, развитые в районе Сегозера, достигают 360 *м* (Светов, 1968). Верхнеятулийские отложения, так же как и нижележащие подразделения, внизу состоят из гравелито-песчано-сланцевых пород с редкими прослоя-

ми гематитовых сланцев, а вверху — из карбонатно-сланцевых пород. Среди них широко распространены силлы и дайки габбро-диабазов.

Возраст среднепротерозойских пород, согласно радиологическим определениям, охватывает интервал времени 1750—1950 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1961; Кратц, 1963). В соответствии с решением Стокгольмского совещания рабочей группы редакционного комитета Международной тектонической карты Европы для среднепротерозойских (свекофенно-карельских) образований Балтийского щита приняты рубежи 2100 ± 100—1750 ± 50 млн. лет. Согласно схеме корреляции, составленной для восточной части Балтийского щита в последние годы (см. табл. 1), интервал времени, охватывающего среднепротерозойские образования, заключен между 1800 ± 100—1600 ± 50 млн. лет.

В ряде случаев радиологические возрасты суйсарских вулканитов и ятулийских пород падают на один и тот же интервал времени, что не согласуется с представлениями о их разном положении в разрезе среднего протерозоя. Поскольку прямые наблюдения о соотношениях ятулийских и суйсарских образований пока неизвестны, не исключена возможность того, что существующие представления о их соотношениях в дальнейшем могут претерпеть изменения (Перевозчикова, 1971).

Среднепротерозойские континентальные отложения, по-видимому, покрывали заметную часть Карельского региона, но сохранились они главным образом вдоль зон чешуйчатых моноклиналей, с которыми к началу среднего протерозоя были связаны отрицательные формы тектонического рельефа. Вулканическая деятельность, начавшаяся в конце нижнеятулийского времени и возобновлявшаяся неоднократно позднее, также оказалась пространственно тесно связанной с местами развития этих раннедокембрийских структур. Обратимся к рассмотрению тектоники ятулийского этапа развития.

Елмозерская желобообразная структура. Вдоль побережий Ругозера, Елмозера, Сегозера, на протяжении почти 100 *км* прослеживаются потоки диабазов, диабазовых порфиритов и мандельштейнов. Их линейно вытянутые пласты и линзы залегают среди гравелитов, конгломератов, кварцито-песчаников и сланцев сегозерской серии ятулия. Вся эта толща чередования местами достигает мощности 1000 *м* и более. В плане породы дугообразно изогнуты в соответствии с простиранием Центрально-Карельской чешуйчатой моноклинали, расположенной непосредственно к западу от Елмозерской структуры (рис. 21). С востока ее ограничивают центральнокарельские мигматиты плагиомикроклиновых гранитов и гранодиоритов. Наиболее широкая видимая часть структуры связана с зоной коленообразного изгиба ее простирания с северо-западного на южное. В этой части она достигает 10 *км*, тогда как в направлении к северу постепенно сужается и севернее Елмозера совсем выклинивается.

На значительном протяжении структуры, прилежащей к Елмозеру, выдерживается однотипная желобообразная форма строения. Ее вырисовывают моноклинально залегающие пласты кварцито-песчаников и вулканитов, наклоненных под углом 25—30 до 40—50° к центральной части структуры, скрытой водами Елмозера. Узкая щелевидная впадина озера повторяет дугообразный изгиб древних пород. Единичные замеры с иными азимутами падений слоев не нарушают этой четко выраженной желобообразной формы, прослеживающейся на протяжении многих десятков километров. Профиль (рис. 22) изображает строение Елмозерской формы в районе Хауги-лампи и Питька-лампи.

На простирании елмозерского участка структуры к югу в широкой меридиональной полосе вулканитов выделяются крутонаклоненные тела габбро-диабазов с отчетливо выраженной вертикальной трахитоидностью. Эту зону ряд исследователей, на наш взгляд совершенно справедливо, связывают с подводящим каналом (Соколов, Светов, 1968, 1969) или зоной проницаемости. С широкой ее частью, севернее Орчень-Губы, связаны

1
2
3
4
а
б
5
6
7
8
70
9

наиболее интенсивные деформации кварцито-песчаников и наибольшая мощность эффузивной толщи, достигающая здесь 360 *м* (Светов, 1968).

Вопрос о местоположении зоны проницаемости для остальной северной части структуры решается в достаточной мере определенно, так как распространение потоков эффузивов ограничено узкой полосой, за пределами которой они встречаются лишь спорадически и, по-видимому, практически не были развиты (см. рис. 5). Вместе с тем секущие тела габбро-диабазов распространены во многих местах Елмозерской структуры: севернее Елмозера, вдоль границы ятулия и доятулия севернее Евжозера, в зоне сочленения с гнейсо-гранитами севернее Сегозера и в других местах. Линейная форма распространения потоков свидетельствует о трещинном типе излияний. Естественно, что положение зоны проницаемости на значительном протяжении совпадает с трассой тектонического несогласия (см. рис. 21).

Видимая значительная часть зоны проницаемости, протягивающейся через Елмозерскую структуру, продолжается в юго-восточном направлении под водами Сегозера. К этой зоне тяготеют наиболее мощные потоки основных эффузивов о-ва Шенонсари, породы которых заражены постмагматической минерализацией.

Разрез о-ва Шенонсари, подробно описанный А. И. Световым, представлен многократным чередованием диабазов, диабазовых порфиритов, мандельштейнов. Все породы в разной степени, а местами интенсивно эпидотизированы и содержат многочисленные вкрапленники кристаллов магнетита, сульфидов, прожилки кварца, эпидота, альбита, гематита, гнезда эпидозитов. Мандельштейны характерны разнообразными по форме миндалинами — округлыми, серповидными, червеобразными. Отдельные потоки обособлены один от другого горизонтами пенистых, шлаковидных лав с прожилками альбита, а также прослоями гематитизированных и окремнелых пород, яшмовидных силицитов, туфоалевролитов и хлоритовых туфов.

Толща зеленокаменных вулканитов покоится на среднезернистых песчаниках с карбонатным цементом и филлитовидных сланцах. Перекрывают ее песчано-гравелитовые отложения. На юго-восточном берегу о-ва Шенонсари выше вулканитов залегают мелкогалечные полимиктовые конгломераты с гальками кварца, диабазов, силицитов и туфов. Вверх по разрезу конгломераты сменяют грубозернистые, сначала косослоистые, а затем горизонтальнослоистые средне- и крупнозернистые песчаники с прослоями глинистых, алевролитовых и рудных гематитовых сланцев. Общая мощность разреза зеленокаменных вулканитов о-ва Шенонсари около 250 *м*. Примерно такая же мощность эффузивных пород наблюдается и в других местах Елмозерской зоны. В районе Энигилампи (северный берег Сегозера) она увеличивается до 360 *м* (Светов, 1968).

Эффузивные метабазиты заметно меньшей мощности прослеживаются вдоль южного берега Сегозера, где они вместе с толщами кварцито-песча-

---

Рис. 21. Схема строения Елмозерской вулканической борозды. Составлена на основе геологической съемки СЗГУ, с использованием материалов С. А. Дюкова, К. О. Кратца, В. А. Соколова и личных наблюдений автора

Офиолитовая ассоциация (AR—PR_1):

1 — пироксениты амфиболизированные; *2* — габбро-амфиболиты, метагаббро, метагаббро-диабазы; *3* — сланцы кварцево-биотитовые, кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые, основные и кислые эффузивы; *4* — метадиабазы, метапорфириты, шаровые лавы, туфобрекчии.

Гранитоиды (AR—PR_1):

5 — плагиоклазовые, плагиомикроклиновые граниты, гранодиориты, мигматиты (*а*), микроклиновые граниты (*б*)

Комплексы пород вулканической борозды:

6 — конгломераты, кварцито-песчаники, сланцы, серицито-кварцевые основные эффузивы; *7* — метагаббро, метадиабазы, метамандельштейны; *8* — элементы залегания слоев; *9* — дизъюнктивные нарушения, наблюдаемые и предполагаемые

ников наклонены на север под углом 25—30° (см. рис. 5). Широтная и субширотная ориентировка потоков на юге Сегозера и о-ва Шенонсари, по-видимому, также связана с трещинными излияниями, оперяющими основную зону проницаемости северо-западного простирания.

Таким образом, приведенные выше данные о форме залегания вулканогенно-осадочных толщ сегозерской серии разных участков рассмотренной тектонической формы выявляют однотипные черты ее желобообразного строения. Намечается два элемента структуры: один из них представляет зону проницаемости, или, собственно, вулканическую борозду

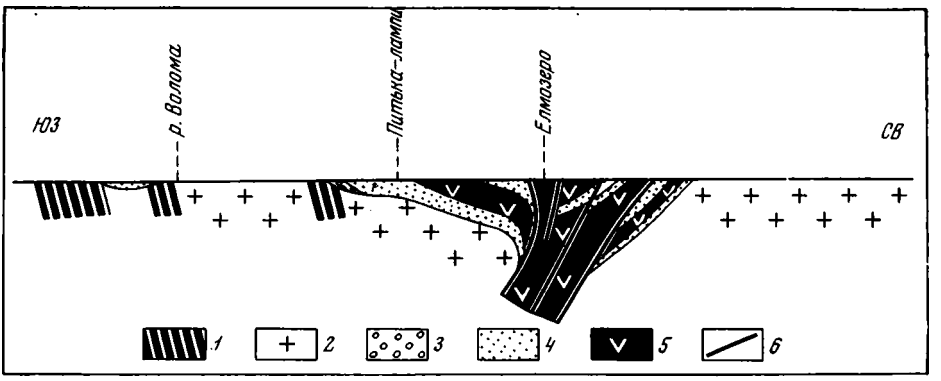


Рис. 22. Геологический профиль Елмозерской вулканической борозды

1, 2 — доятулий: *1* — диабазово-сланцевый комплекс (бергаульская, тунгудская серии), *2* — плагиоклазовые, плагиомикроклиновые граниты и мигматиты; *3—5* — ятулий: *3* — конгломераты, *4* — кварцито-песчаники, *5* — основные эффузивы; *6* — дизъюнктивные нарушения

в сочетании с интенсивно деформированными породами, другой — образует моноклинали из чередующихся метабазитовых и метаосадочных толщ.

Тесная зависимость Елмозерской структуры от положения зеленокаменного пояса свидетельствует о том, что многократно возобновлявшаяся в ятулии вулканическая деятельность в значительной мере определила особенности ее строения.

Вместе с тем рассмотренная структурная форма связана и с прилежащей к ней с запада чешуйчатой структурой более древнего заложения. Ее фрагменты сохранились в современном эрозионном срезе в виде интенсивно рассланцованных и деформированных метавулканитов тунгудской серии, на которых с угловым несогласием, а местами без видимого несогласия залегают ятулийские породы Елмозерской желобообразной структуры, простирающейся параллельно нижнепротерозойским метабазитам и образующей с ними единый пояс зеленокаменных пород. Ответ на вопрос о том, в какой мере Елмозерская структура наследует стиль тектоники предшествующего этапа развития или целиком обязана магматогенной природе, вероятно, может дать анализ структурных форм, не затронутых проявлениями магматизма. Благоприятный пример в этом отношении представляет собой Чирко-Кемская структура.

Чирко-Кемская чешуйчатая моноклиналь. Эта тектоническая форма простирается северо-западнее Елмозерской желобообразной структуры. Она сложена преимущественно терригенными отложениями значительной мощности (порядка 1400 *м*). Эффузивные образования занимают незначительное место в разрезе структуры по сравнению с Елмозерской полосой вулканитов. Это обстоятельство позволяет увидеть здесь соотношения между ранне- и позднекарельским структурообразованием, не осложненным наложенными магматогенными деформациями.

Поперечное сечение Чирко-Кемской структуры едва достигает 1,5—3 *км*, а по простиранию она прослежена на протяжении около 100 *км*.

Характерны однообразные условия залегания пород, образующих названную структуру. Ее тектонику раскрывает профиль (рис. 23), составленный по материалам В. А. Соколова и Ю. И. Сацука (Кратц, 1963).

Белые, розовые и зеленоватые кварциты и песчаники с серицитовым цементом, с прослоями кварцево-серицитовых сланцев образуют моноклиналь с крутым (75—80°) падением пластов на юго-запад, под толщу более древних пород — зеленокаменных эффузивов и сланцев, сопоставляемых с образованиями тунгудской серии. Центральная часть рассматриваемого сечения профиля представляет собой зону милонитизации и рассланцевания. К этой зоне приурочены выходы на поверхность интенсивно деформированных карбонатных пород, а также даек габбро-диабазов, внедрившихся вдоль поверхностей дизъюнктивных нарушений (см. рис. 23).

Строение Чирко-Кемской ятулийской чешуйчатой моноклинали выявляет несомненные черты подобия ранее возникшим тектоническим формам и свидетельствует о том, что движения, сформировавшие древнюю структуру (см. рис. 5), снова возобновились в конце ятулия. В свете этих данных, а также данных, изложенных в главе I, можно предполагать, что «борта» Елмозерской желобообразной структуры сформировались неодновременно. Северо-восточная моноклиналь повторяет форму залегания чешуйчатых раннекарельских структур, наклоненных к юго-западу, тогда как юго-западная является наложенной и может быть связана с проседанием над зоной проницаемости после прекращения движений и вулканической деятельности.

Обратимся к другим примерам, раскрывающим элементы соотношений с древними формами. Особенно интересно они выражены в районе р. Кумсы.

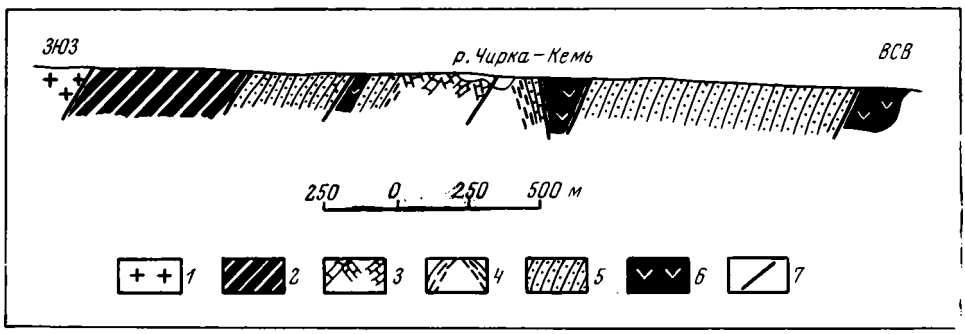
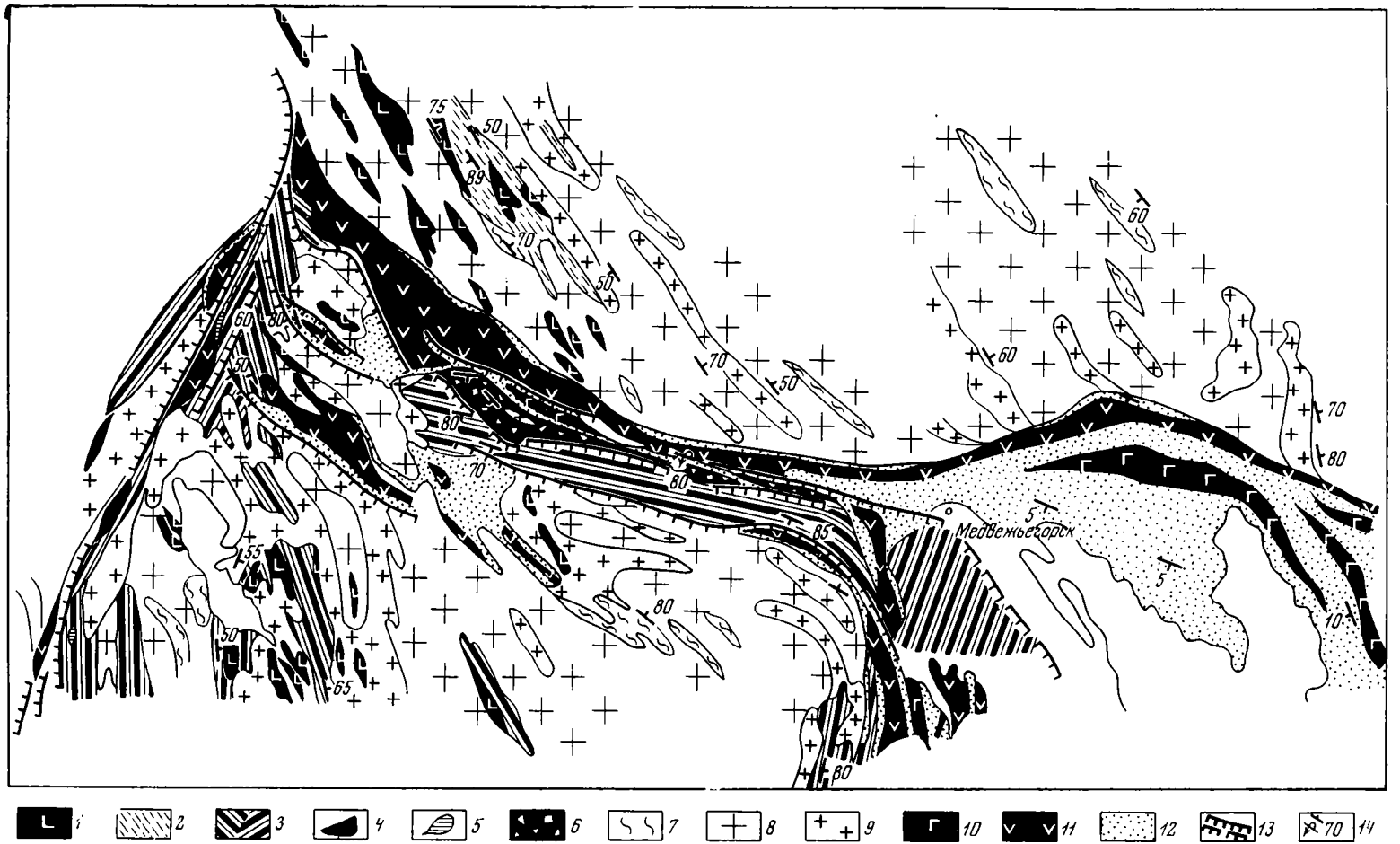


Рис. 23. Геологический профиль Чирко-Кемской чешуйчатой моноклинали, по В. А. Соколову и Ю. И. Сацуку (Кратц, 1963).

1 — гранитоиды; *2* — эффузивы и сланцы зеленокаменные; *3* — карбонатные, интенсивно рассланцеванные и деформированные породы; *4* — сланцы глинистые, песчано-глинистые; *5* — кварциты, песчаники; *6* — габбро-диабазы; *7* — дизъюнктивные нарушения

Кумсинская вулканическая борозда. Западнее Медвежьегорска на протяжении более 20 *км* при ширине, не превышающей 2 *км*, развит пояс раннепротерозойских зеленокаменных вулканитов — диабазов, порфиритов, полевошпатовых амфиболитов, кварцевых порфиров и кварцево-серицитовых и хлорито-серицитовых сланцев и филлитов. Эти интенсивно рассланцованные породы образуют выдержанную по простиранию полосу раннекарельских деформаций, представляющих собой моноклиналь из крутонаклонных на юго-юго-запад пород под углом 75—85°. С юга их ограничивают гранодиориты, гнейсо-граниты и мигматиты плагиомикроклиновых гранитов, которые на значительных расстояниях обнаруживают


Медвежьегорск
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

согласные элементы кристаллизационной сланцеватости и гнейсовидности с простиранием зеленокаменных пород.

На севере полоса вулканитов и сланцев нижнего протерозоя отделена от гранитоидных образований зоной развития эффузивов ятулия, простирающихся за пределы распространения доятулийских зеленокаменных пород (рис. 24). В районе г. Медвежьегорска ятулийские эффузивы образуют две ветви. Одна из них является продолжением на восток Кумсинской полосы, другая — изгибается на юг, в соответствии с простиранием более древних метабазитов. Таким образом, зона распространения ятулийских вулканитов раскрывается в сторону Онежского озера, где она достигает, по-видимому, наиболее мощного проявления, скрытого под водами Повенецкого залива и под покровом осадочных отложений ятулия. Особенности тектоники рассматриваемого региона наиболее полно выясняются вдоль долины р. Кумсы.

Как видно на схеме (см. рис. 24), севернее доятулийских деформаций простираются сложные по составу образования. В этой зоне, ширина которой местами едва достигает первых сотен метров, развиты так называемые кумсинские конгломераты, вулканические брекчии, агломераты, «элювиальные брекчии». В районе пос. Падун обломки зеленокаменных пород наряду с гальками, валунами и глыбами гранитоидов заключены в мелкозернистой песчано-глинистой или граувакковой массе с характерными следами ее скольжения и перетирания. Местами породы содержат элементы слоистой или полосчатой текстуры, раскрывающей сложную картину их залегания. Севернее пос. Чебино, в наиболее широкой части рассматриваемой полосы, заметную роль играют зеленокаменные вулканические брекчии и агломераты. В разных участках кумсинской полосы брекчий наблюдаются вертикально стоящие блоки пород наряду с блоками, наклоненными на юго-юго-запад под углом 40—60—85°. В целом зона контакта доятулийских и ятулийских пород представляет собой поверхность крутого надвига или взброса субширотного простирания. К поверхности надвига и оказались приуроченными так называемые кумсинские конгломераты и другие образования, возникшие, по-видимому, еще в доятулийский (сариолийский) этап развития и превратившиеся при надвигообразовании в «конгломерато-брекчии».

Севернее зоны «конгломерато-брекчий» протягиваются узкие полосы и ленты ятулийских вулканических и осадочных отложений, склоняющихся к югу под более древние образования. Серия лавовых потоков непрерывно прослеживается вдоль долины р. Кумсы на протяжении более 30 *км*. Афанитовые диабазы, диабазовые порфириты и мандельштейны многократно повторяются в разрезах лавовой толщи, подобно тому, как это наблюдается в Елмозерской структуре. Значительные накопления эффузивных образований известны в районе Медвежьегорска, где их сум-

---

Рис. 24. Схема соотношений Кумсинской чешуйчатой моноклинали и вулканической борозды. Составлена на основе материалов геологической съемки СВГУ с использованием региональных геологических схем К. О. Кратца, Л. Я. Харитонова, В. В. Яковлевой и личных наблюдений автора

Океаническая стадия (офиолитовая ассоциация).

1 — габбро-амфиболиты ($AR—PR_1$); *2* — метапорфириты, зеленые сланцы, кварцево-биотитовые сланцы (PR_1); *3* — метадиабазы, метапорфириты, зеленые сланцы, филлиты, кварциты (PR_1); *4* — серпентиниты; *5* — кератофиры; *6* — конгломерато-брекчии (тектониты?) (PR_{1-2}).

Переходная стадия.

7 — биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы ($AR—PR_1$); *8* — гнейсо-гранодиориты, гнейсо-граниты ($AR—PR_1$); *9* — граниты, гранодиориты (PR_1)

Континентальная стадия.

10 — габбро-диабазы (PR_2); *11* — метадиабазы, метапорфириты, метамандельштейны (PR_2); *12* — кварциты, песчаники, конгломераты (PR_2); *13* — дизъюнктивные нарушения, наблюдаемые и предполагаемые; *14* — элементы залегания пород

марная мощность достигает 200 *м*, она заметно уменьшается близ пос. Падун до 130 *м* и снова увеличивается в западном направлении, в сторону пос. Плакковара.

Излияниям лав предшествовало накопление терригенных пород, среди которых отмечают «свалы гранитных глыб», линзы кварцевых конгломератов, а также песчано-алевролитовые отложения, сменяющиеся вверх по разрезу грубыми разнозернистыми песчаниками, аркозовыми гравелитами. Еще выше залегают хорошо отсортированные косослоистые кварцевые гравелиты, песчаники и кварцито-песчаники. Мощность этих терригенных пород, относимых В. А. Соколовым (1970) к нижнему ятулию, меняется от 0 до 50—180 *км* (Медвежьегорск, Падун, Плакковара).

Формирование лавовых потоков не было непрерывным, перемежалось с накоплением осадочных отложений, сохранившихся в виде узких лент во многих местах. Наряду с линейными полосами, шириной до нескольких сотен метров, на участке между поселками Медвежья Гора — Плакковара кварцито-песчаники, гравелиты и сланцы образуют локальные пятна, изолированные друг от друга выходами гранитоидных пород, а также раннекарельскими и позднекарельскими метабазитами. Местами терригенные породы залегают на неровной бугристой поверхности лавовых потоков и содержат в нижних частях разрезов обломки подстилающих их эффузивов.

Поверхности лавовых потоков и разделяющих их кварцито-песчаников в долине р. Кумсы наклонены на юго-юго-запад, в сторону зоны «конгломерато-брекчий». В этом же направлении ориентированы элементы полосчатости пластовых тел габбро-диабазов. Эффузивы, ограничивающие доятулийские вулканиты и сланцы с юга, в районе оз. Собачьего, рудника Воронов Бор, напротив, склоняются на северо-северо-восток и восток. В целом вырисовывается асимметричный профиль линейного желобообразного прогиба, простирающегося от центра излияний где-то в районе Повенецкого залива.

Ятулийские магматические расплавы неоднократно использовали ослабленную зону Кумсинского надвига и изливались на поверхности вдоль простирания древней структуры зеленокаменных пород. Излияния не были обширными и сосредоточивались лишь в узкой зоне близ подводящего канала. Ширина полосы выходов лавовых потоков в современном срезе не превышает 700—800 *м* в районе г. Медвежьегорска, а у пос. Падун едва достигает 500 *м*. Дегазация расплавов над зоной проницаемости, по-видимому, явилась причиной образования дополнительных наклонов лавовых потоков в сторону подводящего канала, подобно тому, как это можно предполагать для Елмозерской структуры.

Представление о Кумсинской структуре как о желобообразной форме над вулканической бороздой дополняют интересные данные о рудной минерализации пород рассматриваемой зоны. В недавно опубликованной монографии А. П. Светова подробно описаны закономерности распределения медного оруденения и выявлена роль вулканогенного и вулканогенно-осадочного типов рудопроявления. Наибольшие средние содержания меди обнаружены в субвулканических телах габбро-диабазов (силл «Медные горы»). «Рудные диабазы» прослеживаются на всем протяжении Кумсинской вулканической борозды — от урочища Воронов Бор до окрестностей Медвежьегорска и вдоль долины р. Кумсы. Отмечается обильное скопление рудных вкрапленников в диабазовых порфиритах близ подошвы лавовых потоков. В районе пос. Падун зона оруденения достигает мощности 2,5—3,0 *м*. В этом месте эпидотизированные роговообманковые порфириты содержат тонкорассеянные вкрапленники халькозина, которые вверх по разрезу сменяются шлировыми выделениями борнита, слагающими бо́льшую часть оруденелых пород. Давно известное месторождение медистых кварцитов в восточной части рассматриваемой структуры (урочище Воронов Бор) приурочено к месту разворота вулканической борозды.

Таким образом, не остается сомнений в том, что вулканическая деятельность и поствулканические процессы сосредоточились в рассматриваемом регионе вдоль узкой линейной зоны, которая тесным образом связана с доятулийским этапом развития. Излияния лав на поверхность предшествовали формированию крутого надвига. Вместе с тем своеобразный рисунок строения Кумсинской структуры, ее линейность, асимметрия не оставляют сомнений в том, что Кумсинская ятулийская структура наследует простирание древней зоны сжатия, не затронутой процессами гранитизации и ультраметаморфизма.

Пальеозерская вулканическая борозда. Так же, как и Елмозерская, Пальеозерская структура представляет собой линейно-вытянутую зону проницаемости, в пределах которой выведены на поверхность среднепротерозойские вулканиты различной текстуры. Вулканиты буквально пронизывают доятулийскую структуру, описанную выше под названием Пальеозерско-Койкарской системы крутых надвигов, и тесно связаны с субмеридиональными чешуйчатыми формами метабазитов и сланцев бергаульской серии и конгломерато-брекчий сариолия (см. рис. 5).

Зеленокаменные породы ятулия образуют здесь две полосы — Викшозерскую и Пальеозерскую, разделенные узкими зонами доятулийских деформаций субмеридионального простирания.

Пальеозерская полоса проходит через всю структуру вулканической борозды — от южного берега Орехозера по западному побережью Пальеозера и далее к югу вдоль борта Онежской впадины. В районе Святого Мыса, у оз. Кедри-ламби, западнее руч. Луканое среди вулканитов сохранились узкие ленты реликтовых форм, сложенных доятулийскими актинолитовыми сланцами и метаморфизованными эффузивами.

Викшозерская полоса вулканитов ответвляется от Пальеозерской севернее оз. Лаваламби и протягивается в субмеридиональном направлении вдоль озер Лаваламби, Викшиламби и Сухого, южнее которого быстро выклинивается. Общая протяженность Викшозерских вулканитов около 20 *км*, Пальеозерских — около 100 *км*. Истинная ширина зоны наиболее интенсивного проявления вулканизма в рассматриваемой структуре не известна, так как ее восточные границы скрыты под покровом четвертичных отложений и водами Пальеозера. Тем не менее, судя по распространению пород она, по-видимому, не превышает 10—15 *км*. Видимое поперечное сечение ятулийских вулканитов — 7,5—8 *км*.

Метабазиты Пальеозерской и Викшозерской зон подробно описаны в работах М. А. Гиляровой (1949), В. В. Яковлевой и других исследователей. Среди них выделяются габбро-диабазы и диабазовые порфириты, миндалекаменные диабазы, порфиритовые брекчии, шаровые лавы. К этой же зоне приурочены выходы серпентинитов, образующих узкие линзовидные тела севернее пос. Койкары и в районе г. Немикас, вдоль границ с более древними доятульскими породами. На карте, составленной М. А. Гиляровой, отчетливо видно линейное распространение эффузивов, подчеркивающих структуру вулканической борозды.

Зеленокаменные породы сопровождают узкие прерывистые полосы кварцито-песчаников, гравелитов, конгломератов и карбонатных пород, занимающих резко подчиненное положение по сравнению с магматогенными образованиями. Согласно данным В. А. Соколова, суммарная мощность нижне- и среднеятулийских осадочных отложений в районе пос. Койкар не превышает 30—40 *м*, а мощность эффузивных образований достигает здесь почти 200 *м* (Соколов, 1970). Естественно, что толщи песчаников и гравелитов, выведенные из своего первоначального положения, отражают деформации пород, картируемые лишь в крупном масштабе.

Пальеозерские и Викшозерские вулканиты тесно связаны со среднепротерозойскими осадочными породами не только временем образования, но также и формой залегания. Существует представление о том, что габбро-диабазы залегают здесь в виде силлов в центральных частях синкли-

нальных складок, крылья которых сложены потоками миндалекаменных порфиритов, чередующихся с пластами кварцитов и конгломератов мощностью до 20—50 *м*. В рассматриваемой полосе выделяют Викшозерскую, Гирвасскую, Кедриламбинскую, Салвиламбинскую и другие синклинали, разобщенные одна от другой антиклинальными складками, сложенными более древними породами.

Вместе с тем анализ строения названных тектонических форм показывает, что прямые данные об условиях залегания тел габбро-диабазов отсутствуют и представление о их синклинальной структуре по крайней мере не однозначно, а морфология доятулийских чешуйчатых структур, как было показано в предыдущей главе, не отвечает понятию сопряженных с ними антиклиналей.

Широтный профиль через пос. Койкары наиболее полно раскрывает строение Пальеозерской и Викшозерской зон вулканитов (см. рис. 10). Профиль показывает, что бергаульские сланцы и метабазиты, залегающие здесь под ятулийскими вулканитами, образуют зону смятия, в пределах которой слои круто наклонены на запад. Во многих местах этой зоны породы интенсивно рассланцованы, милонитизированы и развальцованы. Эти проявления катаклаза совпадают с поверхностями крутых надвигов или взбросов, прослеживающихся не только на поверхности, но также в разрезах скважин. Элементы залегания надвигов, как правило, согласны со структурными элементами пород бергаульской серии. Однако деформации ятулийских осадочных и вулканических пород не обнаруживают такого однообразия по отношению к дизъюнктивным нарушениям.

На профиле видно, что кварциты, конгломераты и диабазовые порфириты образуют моноклинали, обращенные в сторону тела габбро-диабазов, что, по-видимому, и служит основным доводом для сторонников силловой формы залегания габбро-диабазов в «синклинальной» структуре. Вместе с тем такое положение деформаций ятулийских пород относительно интрузивных образований может быть истолковано и по-иному.

Прежде всего обращает на себя внимание тесная пространственная связь габбро-диабазов с диабазовыми порфиритами и другими породами, образующими потоки по периферии интрузивного тела. Их распространение, ограниченное узкой зоной, дает основание считать, что интрузивные породы располагаются здесь в зоне подводящего канала и образуют дайку мощностью 1—1,5 *км*, простирающуюся на протяжении около 20 *км*. В свете такого представления о морфологии тела габбро-диабазов находят объяснение текстурные особенности глубинных пород, их сочетание с относительно неглубокими и локальными деформациями ятулия и, наконец, их положение в общей структуре рассматриваемой ветви вулканитов.

Пластовую форму габбро-диабазов можно было бы связать с пологой поверхностью взбросо-надвига Койкарской зоны. Однако однообразно крутые наклоны тектонических поверхностей, подтверждаемые данными бурения, противоречат такому заключению.

В целом строение Викшозерской ветви представляется в виде чешуйчатой структуры, вдоль поверхности тектонических несогласий которой внедрялись магматические расплавы основного ряда. Надвиговые движения, образовавшие раннекарельскую чешуйчатую моноклиналь, по-видимому, неоднократно возобновлялись и в ятулии, а постятулийские движения окончательно сформировали Викшозерский элемент структуры вулканической борозды. Из анализа профиля и карты следует, что потоки лав и осадочные породы ятулия залегают в современном эрозионном срезе в виде тектонических клиньев или моноклиналей в соответствии с общим направлением движений; вместе с тем они осложнены деформациями, возникшими в связи с проседанием кровли над магматическим очагом, что подтверждают и данные бурения скважин, сосредоточенных по краям тел габбро-диабазов.

Пример строения Викшозерских вулканитов не является исключительным. Линия рассматриваемого профиля пересекает и Пальеозерскую ветвь среднепротерозойских магматических образований восточнее Викшозера, в районе пос. Гирвас. В указанном месте вдоль тальвега руч. Луканое полнокристаллические зеленокаменные породы, так же как и в предыдущем примере, зажаты между тектоническими поверхностями, наклоненными к западу под углом 80—85°.

Параллельно зонам милонитов и рассланцевания узкими линзами простираются крутонаклоненные пласты кварцито-песчаников и гравелитов ятулия, которые вкрест простирания сменяются потоками диабазовых порфиритов, лавобрекчиями, эруптивными брекчиями и другими вулканитами.

В районе оз. Кедри-ламби многочисленные дизъюнктивные нарушения — взбросы, сбросы, сдвиги — расчленили вулканогенно-осадочные породы ятулия на узкие полосы, простирающиеся от левобережья р. Суны сначала в меридиональном направлении, а затем отклоняющиеся на северо-восток и северо-запад. При этом пласты кварцито-песчаников и гравелитов либо тупо обрываются поверхностями тектонических несогласий, либо подворачиваются к ним под острым углом. В месте разворота пластов особенно многочисленны нарушения разного порядка и рои даек. Амплитуда перемещений вдоль разрывных нарушений колеблется от нескольких метров до первых десятков метров и более. Плоскости смещения сопровождают характерные листоватые породы — слюдисто-хлоритовые, биотито-хлоритовые сланцы, а также бластомилониты кварцитов и кварцевых конгломератов. Поверхности слоистости кварцито-песчаников склоняются в сторону полосы полнокристаллических габбро-диабазов, образующих, по-видимому, апофизу от дайки у руч. Луканое, согласную с ориентировокой тектонических поверхностей.

Как уже было замечено, магматогенные образования района руч. Луканое — пос. Гирвас прослеживаются почти непрерывно по западному берегу Пальеозера до его северных окраин. В районе Святой Губы они образуют великолепные обнажения полнокристаллических габбро-диабазов, диабазовых порфиритов, мандельштейнов. Параллельно этой полосе метабазитов в том же направлении простираются метабазиты восточной половины Святого Мыса и северного побережья Пальеозера.

Между вулканитами Святого Мыса и Святой Губы выходят на поверхность доятулийские интенсивно деформированные кварцево-актинолитовые сланцы, метаэффузивы и кератофиры. Их восточная граница с ятулийскими породами совпадает с зоной тектонических нарушений, протягивающихся через центральную часть Святого Мыса далеко на север, к Орехозеру (Харитонов, 1966).

В районе оз. Педае-ламби, в северной части Святого Мыса продольные разрывные нарушения разделяют узкие линзы кварцито-песчаников, гравелитов, мраморизованных известняков, а также мандельштейнов и порфиритов. Углы падения слоев, составляющих линзы, меняются от пологих до вертикальных и запрокинутых.

Согласно данным Л. Я. Харитонова, вдоль главного разлома, по которому западная часть структуры Святого Мыса круто надвинута на восточную, в рельефе прослеживается весьма характерное грабенообразное опускание узкой полосы шириной до 200 *м*. На его продолжении к югу по дну Пальеозера трассируется узкий ров глубиной до 120 *м*, прослеживаемый до Большего Острова.

На широте оз. Педае-ламби поверхность крутого надвига и сопровождающих его деформаций слегка изогнута на северо-восток. В этом месте ширина зоны раздробленных и перемещенных пород достигает 1,5 *км*, тогда как южнее и севернее дугообразного изгиба не превышает 0,2—0,3 *км*. В районе оз. Педае-ламби зону нарушений оперяют многочисленные разломы северо-западного простирания. Они протягиваются до стыка

с поверхностями надвигов, принадлежащих Викшозерской ветви структуры. Один из разломов северо-западного простирания прослеживается вдоль западного берега Святого Мыса и сопровождается зоной сильно обохренных перетертых пород с многочисленными жилками и включениями кальцита. К нему почти вплотную подходят нарушения Викшозерской ветви структуры, представляющие собой поверхности тектонических несогласий, вдоль которых приведены в контакт разновозрастные образования: конгломерато-брекчии сариолия (по Л. Я. Харитонову) или суйсария (по М. А. Гиляровой) и кварцито-песчаники низов ятулия, а также разные горизонты ятулийских отложений. Они простираются вдоль берегов Салвиламби, севернее Шитта-ламби и прослеживаются далеко на юго-юго-запад вдоль Викшиламбинской ветви вулканитов.

Салвиламбинская, Кедриламбинская и другие деформации. В зоне сочленения дизъюнктивных нарушений разного простирания наблюдаются характерные деформации пород, которые некоторые исследователи рассматривают как центриклинальные замыкания синклинальных складок. Примером тому могут служить Салвиламбинская и Кедриламбинская структуры.

Северо-восточнее оз. Салви-ламби пласты кварцито-песчаников и конгломератов ятулия, залегающие среди зеленокаменных эффузивов, образуют дугообразный изгиб, открытый на юг и ограниченный поверхностями тектонических несогласий северо-западного и меридионального направлений. Его северо-восточное «крыло» простирается согласно с разломом северо-западного простирания, а меридиональное — соответственно с разломами меридионального направления. Кварцито-песчаники северо-восточного крыла наклонены на юго-запад под углом 60°, в том же направлении, что и поверхности надвигов, породы субмеридионального «крыла» — в сторону, обратную наклону поверхностей надвигов, под углом 10—15°.

Степень обнаженности Салвиламбинской и других подобных тектонических форм не позволяет выявить необходимые детали строения для однозначного решения вопроса о их природе. Вместе с тем однообразный стиль деформаций, неизменно проявляющийся в разных местах Пальеозерской вулканической борозды, так же как и в других рассмотренных выше структурах, убеждает нас в том, что в Салвиламбинской и Кедриламбинской структурах сочетаются признаки движений вдоль крутых поверхностей надвигов, с одной стороны, и деформаций, связанных с проседанием пластов над зонами проницаемости магматических пород, с другой. В современном эрозионном срезе к этим зонам приурочены полнокристаллические разности габбро-диабазов с характерной титаномагнетитовой минерализацией. Согласно данным А. П. Светова (1968) и других исследователей, они принадлежат заключительному этапу вулканической деятельности ятулия.

Педроварская, Мяндусельгская, Чумойгоринская и другие тектонические формы, располагающиеся за пределами ятулийских зон проницаемости, представляют собой локальные деформации вдоль поверхностей тектонических несогласий. Для этих деформаций характерна линзовидная или клиновидная форма, с крутым моноклинальным залеганием пластов, с раздавленными и превращенными в зону смятия породами в непосредственном контакте с разрывными нарушениями.

Размеры перечисленных локальных структур, как правило, не превышают первых километров. Они принадлежат к тектоническим формам более низкого порядка по сравнению с основными линеаментами Пальеозерской структурной зоны (см. рис. 10).

Анализ строения Пальеозерской вулканической борозды северной части Пальеозера, как и других мест, показывает, что ятулийские деформации не принадлежат к категории синклинальных складок, а более древние чешуйчатые моноклинали не представляют собой сопряженных с ними антиклиналей. Вместе с тем деформации, сложенные породами ятулия,

тесно связаны с предшествовавшими им структурными формами, с которыми они образуют разные типы соотношений, наследующих и перекрывающих доятулийскую тектонику. Ясно также, что структурное оформление рассматриваемой вулканической борозды связано с позднеятулийскими движениями и сопровождавшими их излияниями и внедрениями основных магматических расплавов.

Все изложенное выше позволяет заключить, что тектонику рассмотренных выше зон деформаций определяют прежде всего дизъюнктивные нарушения типа взбросов, ориентированных согласно элементам структуры предшествующего доятулийского этапа развития. Движения вдоль поверхностей скола, возобновившиеся в позднекарельское время, по-видимому, характеризуют начальную, несовершенную форму надвигов, когда горизонтальная составляющая еще не получила заметного выражения. Этим обстоятельством, вероятно, можно объяснить то, что пликативные складчатые структуры высокого порядка не характерны для ятулийского структурообразования.

На примерах анализа Елмозерской, Пальеозерской и других структур отчетливо видно, что ятулийская дизъюнктивная тектоника сопровождалась вулканической деятельностью, особенно ярко проявившейся над местами сочленения древних чешуйчатых моноклиналей разного простирания. Вулканические борозды (зоны проницаемости) часто простираются параллельно поверхностям древних тектонических несогласий, а в прилежащих к ним зонах наблюдаются заметные угловые несогласия между ятулийскими и более древними структурами, раскрывающими наложенный тип соотношений новообразованных желобообразных форм с чешуйчатыми моноклиналями.

Таким образом, среди ятулийских или позднекарельских тектонических форм выделяются чешуйчатые моноклинали, с одной стороны, и вулканические борозды и сопровождающие их желоба, с другой. И те и другие принадлежат элементам структуры первого порядка и представляют собой характерные линеаменты рассматриваемого района.

Янгозерская наложенная впадина. Наряду с тектоническими формами с четкими чертами наследования древнего плана строения в пределах Карельского региона проявляются также и более сложные соотношения между структурами разных этапов развития. Речь идет о тектонических формах, известных в литературе под названиями Янгозерской мульды и Маслозерской синклинали (Кратц, Лазарев, 1961; Соколов, 1970). Эти структурные элементы располагаются в пределах Западно-Карельской возвышенности и, по-видимому, некогда принадлежали единой тектонической депрессии — Янгозерской впадине. В современном эрозионном срезе сохранились лишь отдельные фрагменты впадины причудливых очертаний: собственно, Янгозерский фрагмент клиновидной формы с резко изломанной северо-западной границей и Маслозерский, вытянутый на северо-запад узким рукавом, тупо заканчивающимся в виде расширяющегося раструба.

И Маслозерская и, собственно, Янгозерская части обширной впадины сложены однотипными породами, среди которых особенно широко развиты кварцевые конгломераты, аркозовые и кварцевые песчаники и кварциты различной зернистости — от грубых до мелкозернистых. Видимая мощность терригенных пород колеблется в широких пределах — от 850 *м* в районе Маслозера до 400—700 *м* в разрезах Музозера и Энингивары. Все исследователи относят их к образованиям среднепротерозойской подгруппы. Только одни из геологов обособляют конгломераты, развитые в низах некоторых разрезов, в самостоятельную толщу сариолийских отложений, а вышележащие породы относят к сегозерской серии ятулийского отдела, тогда как другие считают, что весь комплекс терригенных пород принадлежит единой янгозерской серии ятулия.

Наряду с терригенными отложениями, заполняющими рассматривае-

мые участки Янгозерской структуры, в ряде мест развиты оригинальные по составу комплексы пород локального распространения. Это прежде всего толща сариолийских конгломератов, карбонатные породы, а также зеленокаменные вулканиты.

Сариолийские конгломераты прослеживаются неширокой полосой по восточному краю Янгозерской впадины на протяжении около 15 *км* между озерами Селецкое и Энингивара. Далее на юг локальные выходы сариолия известны западнее Рахмозера и в районе Майм-ярви. Характерную особенность этой толщи составляют различные по составу конгломераты, представленные зеленокаменными породами. Согласно данным К. О. Кратца, в районе оз. Селецкого, на восточном склоне горы Энингивара, породы сариолия залегают в следующей последовательности (снизу).

Конгломераты крупновалунные, гранитные с аркозовым или слюдисто-полевошпатовым цементом; вверх по разрезу гранитные конгломераты постепенно сменяются конгломератами полимиктовыми с обильной галькой зеленокаменных пород, а еще выше — конгломератами гранитными мелкогалечными. В верхней части полимиктовых конгломератов распространены маломощные (5—30 *см*) линзы песчаников аркозовых, полимиктовых и сланцев с примесью вулканического материала. Мощность толщи конгломератов 150 *м*. Выше залегают песчаники аркозовые, серые, среднезернистые с заметным содержанием серицита. Мощность 100—140 *м*.

Грубообломочные полимиктовые конгломераты, конгломерато-аркозовые толщи, свидетельствующие «о быстром разрушении возникавших горных сооружений и накоплении обломочного материала в межгорных впадинах» (Кратц, 1963, стр. 202), обращают на себя внимание тем, что как здесь, так и в других, ранее отмеченных местах, они тяготеют к эрозионно-тектоническим формам над древними чешуйчатыми структурами. Такое определенное структурное положение толщ сариолия дает основание сравнивать по крайней мере некоторые из их выходов на поверхность с олистостромами, сопровождающими надвигообразование в альпийских геосинклинальных областях. Решение этого вопроса нуждается в специальных исследованиях.

В рисунке распространения эффузивных метабазитов Янгозерской впадины также выявляются черты приспособления к ранее возникшим линейным формам. Зеленокаменные породы ятулия простираются здесь преимущественно в северо-западном направлении в виде нескольких обособленных полос. К этим же зонам тяготеют дайки габбро-диабазов. На среднемасштабной геологической карте В. В. Яковлевой отчетливо вырисовываются Чинозерская, Янгозерская, Кукярвинская, Хизярвинская и Сонгинская зоны эффузивов северо-западного простирания. Вероятно, с этими же зонами связано распространение карбонатных пород Янгозерской впадины, наиболее полно представленных на южном побережье оз. Селецкого, где они перекрывают толщу кварцито-песчаников и конгломератов.

Типы разрезов сариолия и ятулия западной Карелии наглядно выявляются на рис. 25, заимствованном из работы К. О. Кратца (1963). Не трудно заметить, что в разных местах наблюдаются различные соотношения доли грубозернистых и более тонких разностей терригенных пород и что наибольшее количество грубого материала сосредоточилось вдоль восточной окраины Янгозерской впадины (разрез Энингивары).

Отмеченные особенности размещения типов пород тесно связаны с различными элементами ятулийской структуры. Однако, прежде чем обратиться к анализу их морфологии, необходимо кратко остановиться на некоторых чертах строения раннекарельских деформаций, развитых по периферии Янгозерской и Маслозерской структур.

Юго-восточный борт Янгозерской впадины в районе Совдозера граничит с полосой раннекарельских пород, среди которых помимо рассланцованных метабазитов и амфиболизированных габбро-диабазов развиты

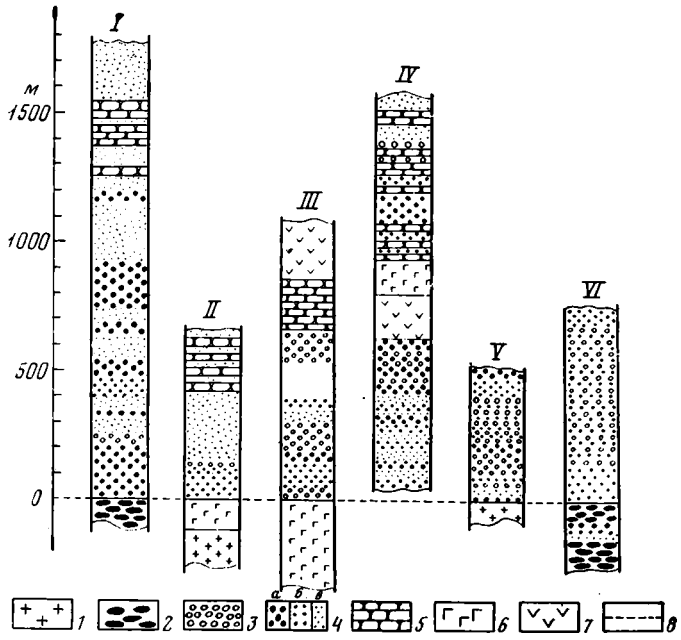


Рис. 25. Стратиграфические разрезы сариолия и ятулия (сегозерская серия) западной Карелии, по К. О. Кратцу (1963)

I — Лубосалма, *II* — Пизанец-1, *III* — Совдозеро, *IV* — Янгозеро, *V* — Пизанец-2, *VI* — Энингивара

1 — гранитоиды; *2* — конгломераты полимиктовые; *3* — конгломераты кварцевые; *4* — аркозы грубозернистые (*а*), среднезернистые (*б*), мелкозернистые (*в*); *5* — песчаники кварцевые, кварциты; *6* — метагаббро-диабазы; *7* — метадиабазы; *8* — граница между сариолием и ятулием

также кварцево-хлоритовые филлитовидные сланцы с прослоями магнетитовых сланцев и телами порфироидов и плагиопорфироидов. Согласно данным Л. Я. Харитонова, зеленокаменные породы совдозерского разреза метаморфизованы более интенсивно по сравнению с одновозрастными породами других мест. Минеральные ассоциации этих пород соответствуют эпидот-амфиболовой фации метаморфизма (Харитонов, 1966).

Метаморфические породы простираются на север на протяжении более 20 *км* и образуют моноклиналь с наклоном пластов на запад под углом до 80°. Северо-восточнее оз. Пей-ярви Совдозерская полоса зеленокаменных сланцев, филлитов и метаморфизованных эффузивов скрывается под конгломератами и песчаниками сариолия и ятулия и четвертичными отложениями. При этом намечается разворот структуры к северо-западу, как это показано на схеме тектоники (рис. 26).

Филлиты, сланцы и порфироиды в сопровождении габбро-амфиболитов снова появляются близ восточного борта Янгозерской структуры, юго-восточнее Энинги-ламби и по берегам р. Лужмы. Они простираются сначала на северо-запад, а у устья р. Лужмы меняют простирание на северо-восточное и в этом направлении прослеживаются до пос. Паданы (Сегозеро) в виде двух полос, разделенных выходами гранитов и гранодиоритов. На широте пос. Паданы массивные тела габбро-амфиболитов и вмещающие их филлиты и сланцы снова резко меняют простирание на северо-западное и в этом направлении прослеживаются на протяжении нескольких десятков километров вдоль Маслозерской структуры. В разных местах этой *г*-образно изогнутой Паданской структуры наблюдается интенсивное рассланцевание и милонитизация пород. Поверхности рассланцеванности наклонены под углами от 30 до 80° в разных направлениях. Стиль деформаций Паданской и кулисообразно расположенной по отно-

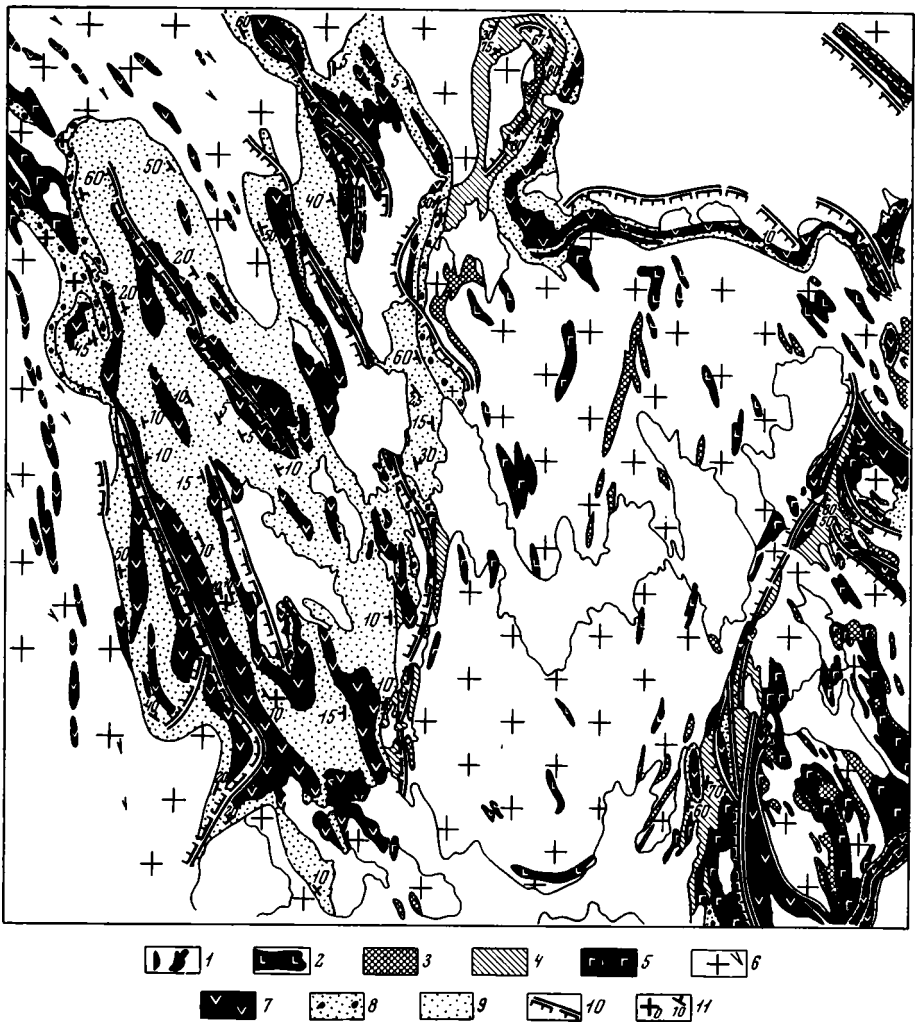


Рис. 26. Схема строения Янгозерской впадины. Составлена на основе данных геологической съемки СЗГУ, с использованием материалов В. В. Яковлевой, Л. Я. Харитонова, В. А. Соколова, а также личных наблюдений автора

Океаническая стадия (AR—PR_1).

Офиолитовая ассоциация: *1* — серпентиниты; *2* — габбро-амфиболиты; *3* — габбро-амфиболиты, амфиболизированные габбро-диабазы, амфиболиты; *4* — филлиты, сланцы, порфироиды; *5* — сланцы, метадиабазы, сланцы серицито-кварцевые

Переходная стадия (AR—PR_1).

Гранитоиды и гнейсы: *6* — гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты, биотитовые, биотито-амфиболовые гнейсы, полевошпатовые амфиболиты, мигматиты

Континентальная стадия.

7 — метадиабазы, метагаббро-диабазы; *8* — конгломераты, граувакки, сланцы; *9* — аркозовые кварцито-песчаники, гранитные конгломераты, кварцевые конгломераты, песчаники, сланцы; *10* — дизъюнктивные нарушения; *11* — элементы залегания пород

шению к ней Совдозерской структур близок чешуйчатым моноклиналям, возникающим при движениях вдоль крутых поверхностей глубинных надвигов, подобных описанным в первой главе.

Из анализа тектонической карты совершенно очевидно, что размещение Маслозерской и Янгозерской ятулийских структур предопределено положением Паданского и Совдозерского древних линеаментов (см. рис. 26) и что и та и другая принадлежат остаточным формам некогда единой Западно-Карельской впадины.

Янгозерская наложенная впадина сохранилась на месте дугообразного изгиба доятулийских структур. Ее форма в плане неправильная, в целом клиновидная. По восточному борту она непрерывно прослеживается на протяжении 100 *км*, а вкрест простирания, северо-восточнее Янгозера, ее сечение не превышает 25 *км*. Размеры впадины вкрест простирания колеблются от 8 (Маслозерская ветвь) до 45 *км* (сечение через южную окраину оз. Селецкого). По окраинам впадины выходят на поверхность гранитоиды, разделенные узкими полосами метаморфических зеленокаменных пород раннепротерозойского облика. Северо-западная граница впадины в районе озер Арянус, Унитозера и Маслозера параллельна северо-западным простираниям более древних пород; юго-восточный край структуры протягивается согласно с субмеридиональной полосой доятулийских сланцев и амфиболитов Совдозера, а на северо-востоке ятулийские осадочно-вулканогенные породы образуют вместе с метаморфическими комплексами коленообразный изгиб, отчетливо вырисовывающийся на геологических картах.

Янгозерская впадина возникла на гетерогенном основании, в строении которого зоны метаморфических вулканогенно-осадочных образований чередуются с гранитоидными породами. Интенсивная тектоническая расчлененность основания составляет характерную особенность этой структуры. Фундамент Янгозерской впадины рассечен по крайней мере четырьмя зонами чешуйчатых моноклиналей. В северо-западной части ятулийской структуры кулисы древних структур основания простираются в северо-западном направлении, а близ восточной границы их простирание отклоняется в субмеридиональном направлении. Совдозерский и Паданский древние линеаменты, по-видимому, играли роль фронтальных структур по отношению к чешуйчатым формам, погребенным под ятулийскими образованиями Янгозерской структуры и занимавшими тыловое положение относительно названных структур.

Весьма примечательно, что распространение эффузивов ятулия внутри Янгозерской впадины, по-видимому, подчинено элементам тектоники древних структур. Почти через всю площадь впадины, как уже отмечалось, прослеживаются полосы вулканитов северо-западного направления в соответствии с простиранием древних линеаментов окраин впадины. Такая тесная зависимость размещения ятулийских вулканитов от более древнего структурного плана не случайна и несомненно свидетельствует об определенной преемственности в развитии обширной Янгозерской структуры.

Внутри впадины ятулийские эффузивы заполняют узкие желоба северо-западного простирания: Чинозерский, Янгозерский, Кукярвинский, Пизанецкий, Хизярвинский, Сонгинский, Маслозерский. Желоба составляют один из основных элементов ее структуры. Строение желобов четко асимметричное. Согласно данным В. А. Соколова и других исследователей, северо-восточные крылья большинства структур заметно более крутые, иногда подвернутые, нежели юго-западные. Падения пластов в крутых крыльях достигают 60—80°, а в пологих, как правило, не превышают 30—45°.

Современная структура желобов, по-видимому, образовалась в результате сочетания тектонических движений, неоднократно возобновлявшихся вдоль древних поверхностей надвигов, и вулканической деятельности, осложнявшей первоначально возникшие формы, подобно тому, как это было описано на примере Пальеозерской вулканической борозды. Иными словами, в строении желобов заложены элементы и унаследованного и наложенного типов соотношений со структурой основания.

Элементы структуры впадины, разделяющие желоба, занимают подавляющую часть ее площади. Для этих участков характерно плоское, местами почти горизонтальное залегание пород, выявляемое во многих местах на обширной площади впадины.

Рис. 27, *а*, *б* изображает стиль деформаций Янгозерской впадины на широте южной части оз. Селецкого и юго-восточной части Маслозера. Эти профили, а также тектоническая карта (см. рис. 26) раскрывают, на наш взгляд, особенности строения, позволяющие восстановить некоторые страницы геологической летописи, проливающей свет на историю формирования структуры всего Карельского региона.

В сариолии над зонами древних чешуйчатых моноклиналей западной Карелии образовались эрозионно-тектонические желоба, заполнившиеся грубым неотсортированным материалом. Вдоль восточной окраины Янгозерской впадины сохранились наиболее мощные и полные разрезы сариолийских конгломератов. На остальной территории они не достигали такой мощности и были размыты либо совсем не отлагались. Создается впечатление, что эти своеобразные толщи грубого кластического материала занимают определенное тектоническое положение вдоль фронтальных частей наиболее крупных, глубинных надвиговых структур.

В ятулийское время бассейн седиментации охватил обширную площадь Западно-Карельского поднятия («Ятулийского материка»). Вместе с тем терригенные толщи сохранились лишь над областями, расчлененными глубинными линеаментами северо-западного простирания. Такое распределение осадочного материала дает основание предполагать, что в начале ятулия возобновились движения вдоль древних поверхностей крутых надвигов, предопределивших места заложения ятулийских структур.

Примерно в среднем ятулии над древними линеаментами излились потоки основных эффузивов. Вулканиты сосредоточились преимущественно вдоль желобов. Магматическая деятельность возобновлялась неоднократно и завершилась внедрением даек и штоков габбро-диабазов, приуроченных чаще всего к тем же зонам, что и эффузивные образования. Более поздние ятулийские терригенные образования заполнили значительную часть Янгозерской впадины.

Таким образом, среди ятулийских или позднекарельских тектонических форм намечается разновидность наложенных впадин янгозерского типа. Их положение связано с гетерогенной, сильно расчлененной чешуйчатой структурой фундамента, сложенного формациями как гранитоидного, так и метабазитового ряда. Наложенный тип соотношений со структурами фундамента в целом сочетается с наследованием линеаментов чешуйчатой структуры основания. Вулканические борозды и сопровождающие их желоба закладываются над древними чешуйчатыми моноклиналями. Ограничения впадин с изрезанными ломаными границами также отражают простирания древних линеаментов, а морфология их желобов сочетает в себе проявления как тектонических движений вдоль древних поверхностей надвигов, так и магматической деятельности. Обратимся теперь к сравнительным данным по другим впадинам Карельского региона.

На юге Карелии расположена Онежская тектоническая провинция, в пределах которой широко распространены вулканогенно-осадочные образования послеинжнепротерозойского (свекофенно-карельского) возраста. Две плоские асимметричные структуры, сложенные существенно разными типами разрезов пород, составляют ее тектонику. Они известны в литературе под названиями Онежской и Западно-Онежской впадин. Онежская структура выполнена породами ятулия, а о возрасте отложений Западно-Онежской впадины прямые данные отсутствуют. До недавнего времени большинство исследователей сопоставляло их с иотнийскими образованиями Далекарлии и Сатакунды и лишь некоторые связывали с более ранним ятулийским этапом развития.

При взгляде на схему тектоники (см. рис. 5) бросается в глаза непосредственное соседство структур, сложенных различными формационными комплексами, взаимное расположение которых в плане напоминает чешуйчатые соотношения. Обратимся сначала к рассмотрению внутреннего

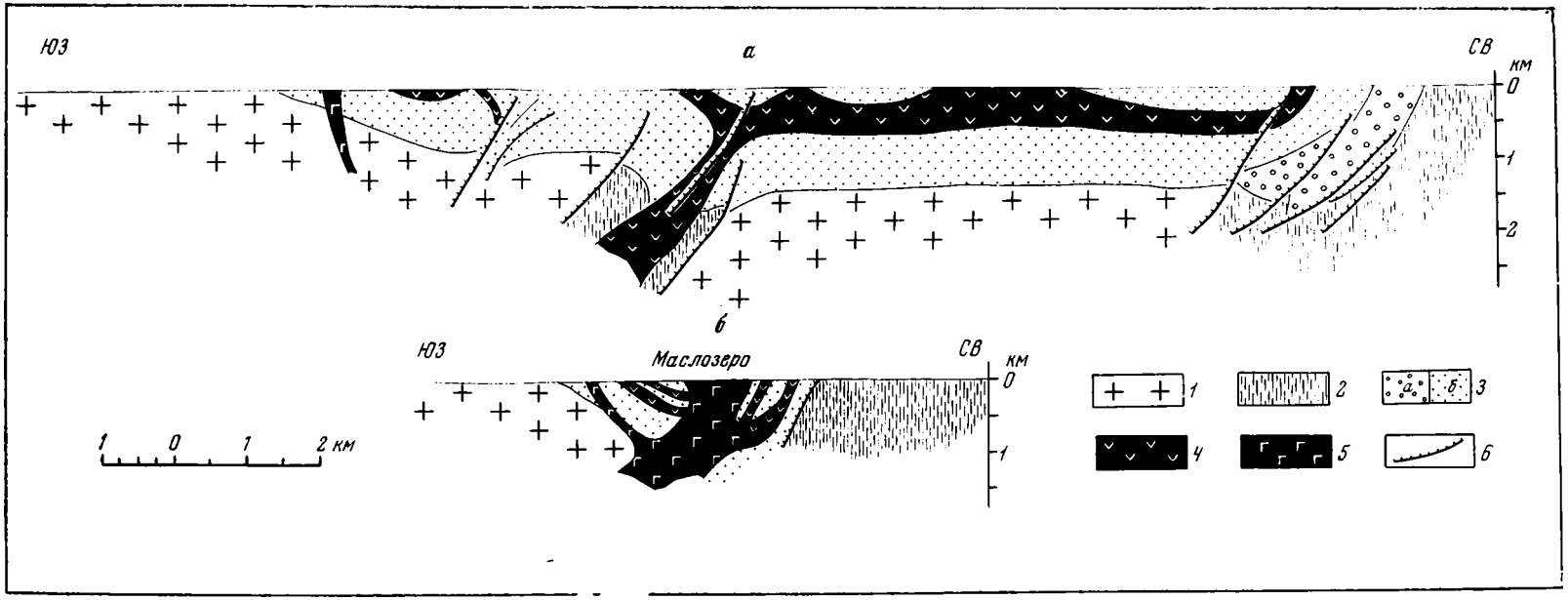


Рис. 27. Геологические профили Янгозерской впадины на широте северной части оз. Янгозера (*а*) и юго-восточной части Маслозера (*б*). Составлены автором по данным В. А. Соколова и В. В. Яковлевой

1 — граниты (AR—PR_1); *2* — филлиты, кварциты, кварцево-серицитовые сланцы (PR_1); *3* — гравелиты, конгломераты (*а*), песчаники (*б*); *4* — метабазиты эффузивные (PR_2); *5* — габбро-диабазы (PR_2); *6* — тектонические контакты

строения названных тектонических форм, а затем попытаемся выявить их место в общей структуре Карельского региона.

Онежская магматогенная впадина. Значительная часть впадины расположена в северо-западном Прионежье на площади около 10 000 *км*^{2}. Заметные размеры и изометричная коробчатая форма выделяют эту структуру среди тектонических форм Карельского региона. Очертания северной границы впадины образуют ступенчатый рисунок. При этом на всем протяжении между Пальеозером на западе и устьем р. Пяльмы на востоке древняя доятулийская поверхность денудации полого склоняется сначала на юго-восток, а затем на юго-запад и перекрывается осадочными отложениями ятулия. Западная граница Онежской впадины в виде ряда кулис меридионального и субмеридионального простирания заходит в область распространения более древних вулканогенно-осадочных и гранитоидных пород. Восточная граница скрыта водами Онежского озера, а южная находится под покровом четвертичных образований. Ее широтное простирание угадывается по фрагментам полосового распространения пород, составляющих суйсарский и ятулийский отделы позднего карелия севернее широты г. Петрозаводска.

Границы впадины сменяют одна другую резко, часто почти под прямыми углами, реже — под острыми. Простирания пограничных поверхностей на западе повторяют простирание Пальеозерской вулканической борозды и линеаментов структуры Ветреного пояса на северо-востоке.

Анализ геологических карт показывает, что Онежская структура в значительной мере покоится на гранитоидном основании, обнажающемся по окраинам впадины. Вместе с тем в западно-северо-западной части структуры в районе Пальеозера ятулийские породы перекрывают метаморфические вулканогенно-осадочные образования бергаульской и тунгудской серий. Аналогичные соотношения наблюдаются и в районе Пергубы и в других местах. Раннекарельские чешуйчатые структуры, развитые по периферии Онежской впадины, погружаются под породы ее чехла в широтном и меридиональном направлениях (см. рис. 1). Эти данные, наряду с рассмотренными выше примерами соотношений между ранне- и позднекарельскими тектоническими формами в других структурах, дают основание предполагать, что под покровом вулканогенно-осадочных отложений западной части Онежской впадины заметно развиты метаморфические серии метабазитового ряда, принадлежащие реликтам разреза коры океанической стадии развития, сохранившимся среди гранитоидов более поздней континентальной стадии. Весьма вероятно, что именно это обстоятельство предопределило своеобразие состава развитых здесь позднекарельских образований, получивших название ятулийского разреза онежского типа (Кратц, 1958; Соколов, 1966). Его особенность состоит в том, что помимо вулканогенно-осадочных кластических пород в строении Онежской впадины участвуют карбонатные шунгитовые и шунгито-глинистые породы заметной мощности. Наиболее полно стратиграфические соотношения между различными комплексами пород отражены в работах В. В. Яковлевой и М. А. Гиляровой (1960), Л. Я. Харитонова (1966), В. А. Соколова (1963, 1970) и многих других исследователей. Согласно данным В. А. Соколова, отложения ятулия Онежской впадины принадлежат средней и верхней толщам в схеме предложенного им трехчленного деления.

Профиль (рис. 28) изображает распределение различных типов разрезов среднепротерозойских образований.

Северо-восточная часть профиля свидетельствует о том, что основание Онежской впадины в этом месте образуют комплексы гранитоидов, обнажающиеся по периферии впадины и вскрытые бурением под среднепротерозойскими отложениями.

В районе г. Повенца, согласно данным З. Г. Громовой, С. И. Зака и В. В. Юшковой, на плагиоклазовых гранито-гнейсах и микроклиновых

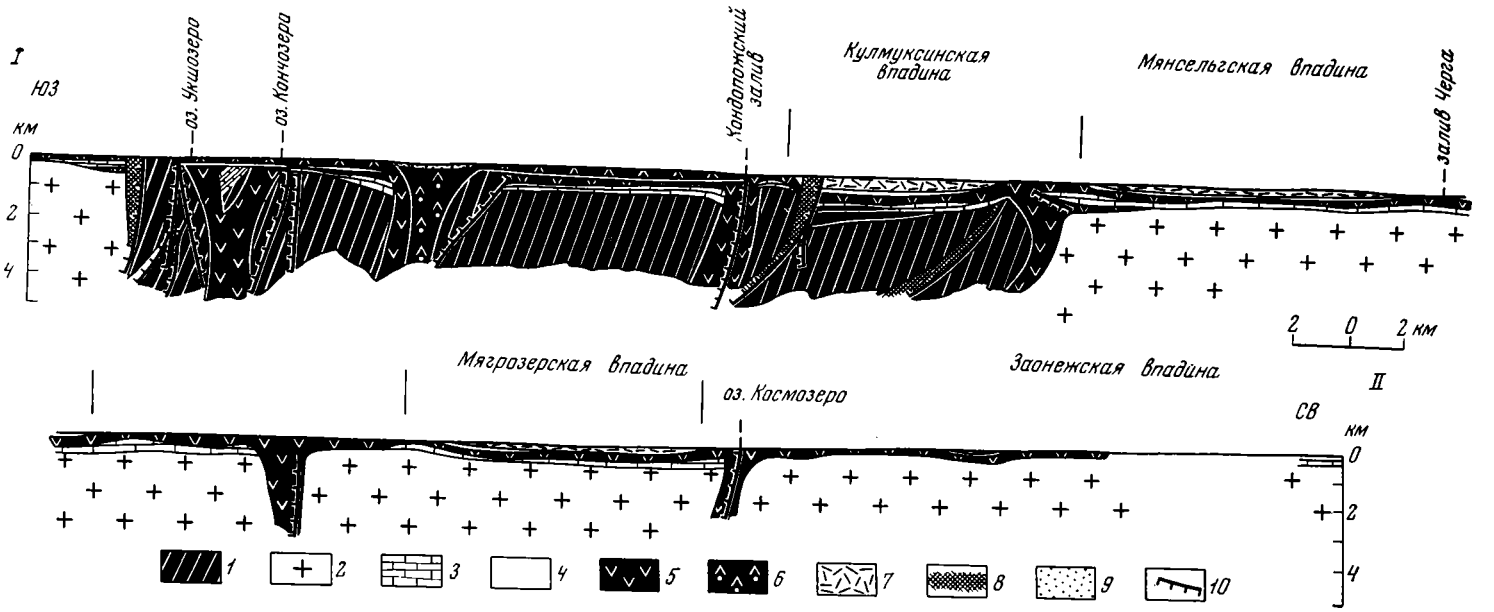


Рис. 28. Геологический профиль Онежской впадины. Составлен по материалам геологической съемки и бурения СЗГУ и личным наблюдениям автора. Положение линии профиля см. на рис. 29

1 — породы метабазитового ряда (предполагаемые);
2 — гранитоиды ($AR—PR_1$);
3—5 — ятулийский вулканогенно-осадочный комплекс:
3 — доломиты и сопровождающие их терригенные породы,
4 — сланцы глинистые, шунгитовые, туфогенные,
5 — метадиабазы, метагаббро-диабазы разновозрастные;
6—8 — суйсарский комплекс вулканитов:
6 — основные и ультраосновные эффузивы, вулканические брекчии,
7 — кремнистые сланцы, туфосланцы, граувакки,
8 — штоки ультрабазитов;
9 — бесовецкая свита — флишоидные породы;
10 — дизъюнктивные нарушения

гранитах залегают средне- и крупнозернистые породы, сложенные серицитизированными зернами плагиоклаза и округлыми скоплениями кварца. Эти породы, представляющие собой, по-видимому, кору выветривания, вверх по разрезу постепенно сменяются сначала кварцево-серицитовыми сланцами, а затем сильно рассланцеванными кварцито-песчаниками и кварцевыми песчаниками. Толща кварцито-песчаников сохранилась спорадически, ее мощность непостоянна. В районе г. Повенца она достигает 60 *м*, а в других местах полностью отсутствует и тогда на гранитоидах основания покоятся доломиты, образующие значительную часть разреза среднего ятулия.

Согласно данным В. А. Соколова, разрез среднего ятулия представляется в следующем виде (снизу):

	Мощность, *м*
Конгломераты, кварцевые кварцито-песчаники, алевриты, глинистые сланцы с прослоями доломитов	70—90
Доломиты розовые, серые и сиреневые тонко- и мелкокристаллические, известняки доломитизированные	100—150
Брекчии аутигенные доломитовые и глинисто-сланцевые с песчано-слюдисто-карбонатным цементом, с прослоями сланцев глинистых и доломитов песчанистых	35—50
Доломиты серые и розоватые, песчанистые с прослоями глинистого сланца и сланцевой брекчии	185—200

Видимая мощность среднеятулийской толщи на северо-востоке впадины более 450 *м*. Карбонатные породы, широко распространенные вдоль северо-восточной окраины Онежской впадины, погружаются на юго-запад, скрываясь сначала под водами Повенецкого залива, а затем под отложениями сланцевой толщи, получившей название заонежской — согласно одним авторам, или верхнеятулийской — другим.

На Заонежском полуострове и Южном Оленьем острове в верхней части карбонатной толщи прослеживается горизонт водорослевых доломитов мощностью до 30—40 *м*. Строматолитовые и онколитовые водоросли, образующие пластообразные, древовидные и куполовидные биогермы, встречаются и в других участках разреза среднеятулийской толщи Онежской структуры.

Карбонатные породы почти непрерывно прослеживаются по краю Онежской впадины. Так же как и на северо-востоке, в районе города Повенца вдоль западной ее окраины у Пялозера наблюдается сходный тип разреза и порядок мощностей среднеятулийских образований. Согласно данным Л. Я. Харитонова, здесь на гранитах фундамента залегают аркозы (0,5 *м*) и песчано-глинистые сланцы (12 *м*), перекрытые потоком метадиабазовых эффузивов с миндалекаменной текстурой (13—15 *м*). Далее вверх по разрезу следуют кварцевые конгломераты и кварцито-песчаники с прослоями кварцево-серицитовых сланцев (40 *м*). Вышележащая толща карбонатных пород по данным буровых скважин залегает в следующей последовательности:

	Мощность, *м*
Доломитовые мраморы — бурые, розовые, красноватые, серые, с прослоями кальцитовых мраморов, аутигенных брекчий, песчано-глинистых и доломитовых сланцев	324
Кварцито-песчаники, глинистые сланцы, в нижней части пачки обогащенные гематитом	13
Силл альбито-роговообманковых габбро-диабазов	?
Доломитовые мраморы пестроцветные с прослоями глинисто-карбонатных и глинистых сланцев и сланцевых брекчий	62
Сланцы глинистые и глинисто-карбонатные, в нижней части — доломитовые	81

На южном берегу Пялозера в районе старой мельницы Л. Я. Харитонов наблюдал выходы доломитовых мраморов и сильно катаклазированных гранитов. Их соотношения в пространстве таковы, что можно предполагать, что мраморы здесь находятся в непосредственном контакте с

гранитами, а терригенные породы, занимающие более низкое положение, выпадают из разреза.

Общая мощность среднеятулийских пород вдоль западного борта Онежской впадины (Пялозеро, Спасская Губа — Мраморный бор) превышает 500 *м*. Верхнеятулийские отложения распространены ближе к внутренней части впадины. В плане контуры их выходов на поверхность напоминают коленчатую подкову, открытую на юго-запад. Для верхней части разреза ятулия характерны шунгиты, карбонатные, песчано-глинистые и шунгитовые сланцы, среди которых залегают тела метабазитов и метамандельштейнов.

Подробное описание разрезов ятулийских отложений западного крыла Онежской структуры приведено в работе Л. Я. Харитонова (1966). В районе дер. Дворцы (бывшего хут. Никонова Сельга) выше карбонатной толщи в горных выработках вскрыты (снизу):

	Мощность, *м*
Глинисто-кремнистые сланцы	50—60
Альбито-роговообманковые диабазы	50
Глинистые черные шунгитовые сланцы, в нижней части пиритоносные	20
Хлоритизированные диабазы	1,0
Глинистые черные шунгитовые сланцы	28
Альбито-роговообманковые диабазы	?

Близ дер. Спасская Губа на п-ове Деккнаволок (Мунозеро) выше альбито-роговообманковых диабазов, подстилаемых черными шунгитовыми сланцами, обнажаются (снизу):

	Мощность, *м*
Кремнистые адиноловые сланцы и углисто-глинистые сланцы	10
Зеленые сланцы и диабазы	50
Кремнистые адиноловые сланцы	2,0
Мелкозернистые темно-серые слоистые породы, состоящие из актинолита и крупных зерен карбоната, серицитовые сланцы	30
Туфогенные сланцы	?
Черные слоистые кристаллические известняки	3,0
Мелкозернистые диабазы	1,3
Глинистые, черные и темно-серые сланцы с прослоями песчаников и черных известняков	20
Зеленые актинолитовые сланцы	25
Серые и серо-зеленые известняки крупнозернистые	7,9
Диабазы мелкозернистые; в контакте с выше- и нижележащими известняками — агрегаты фибробластического и радиально-лучистого актинолита	5
Черные крупнозернистые кристаллические известняки	1,6
Серые трещиноватые известняки	6
Альбито-роговообманковые диабазы, сильно измененные	7
Глинистые шунгитовые сланцы, в верхних слоях — слюдистые сланцы	52
Разрез венчают альбито-роговообманковые диабазы, обнажающиеся на восточном берегу Мунозера, близ дер. Тереки. Общая видимая мощность приведенного разреза	свыше 360

На Заонежском полуострове черные шунгитовые сланцы образуют частое чередование с пластовыми телами метабазитов. Сводный разрез, составленный Н. И. Рябовым, дает представление о строении продуктивной части верхнеятулийской толщи (снизу):

	Мощность, *м*
Черные шунгитовые глинистые сланцы с прослоями карбонатных песчаников	67,0
Диабазы	18,29
Черный шунгитовый глинистый сланец	1,43
Жила метадиабаза	1,42
Черный шунгитовый глинистый сланец	3,93
Диабазы	11,86
Черный шунгитовый глинистый сланец	1,8
Диабазы	6,0
Черный шунгитовый глинистый сланец	2,69
Диабазы	10,56
Черные шунгитовые сланцы, глинистые, с прослоями (2,07 *м*) черного доломитового известняка	37,5

	Мощность, м
Шунгит	3,31
Черные доломитовые известняки с прослоями (1,0 м) шунгита	6,98
Черные глинистые шунгитовые сланцы	5,52
Черные доломитовые известняки, алевролито-глинистые сланцы	20,68
Алевролито-глинистые, песчано-глинистые сланцы, черные сланцы, известковистые песчаники	71,0
Общая мощность продуктивной толщи	около 240

Приведенные послойные описания ятулийских разрезов Онежской впадины выявляют ряд специфических особенностей, присущих этой структуре и не проявляющихся в столь ярком выражении в других наложенных впадинах, например в Янгозерской.

Широкое развитие мощных толщ карбонатных и шунгитовых пород тесно связано здесь с формированием эффузивных образований. Пласты вулканитов мощностью от долей метра до первых десятков метров образуют частое чередование с шунгитоносными породами и сопровождают карбонатные толщи. Эффузивные породы почти сплошным панцирем покрывают поверхность Заонежского полуострова, а также заметно распространены вдоль северо-западной и западной окраин. При этом повсеместно выдерживается тесная парагенетическая связь карбонатных и шунгитовых пород с вулканитами ятулия как в вертикальном, так и в латеральном направлениях.

Совершенно очевидно, что значительная часть площади основания Онежской структуры в ятулии была проницаема для поступления магматических расплавов основного ряда. Вдоль зон проницаемости на поверхность поступали лавы, близкие по химическому составу доятулийским метабазитам, хотя в целом они являются несколько более кислыми. Согласно данным Л. Я. Харитонова, основная масса бергаульских эффузивов на диаграмме А. Н. Заварицкого располагается в поле щелочных эффузивов, онежские эффузивы тяготеют к полю известково-щелочных пород.

С многократными подводными излияниями, по-видимому, тесно связано хемогенное доломитонакопление. Субвулканические тела несомненно оказывали метаморфизующее воздействие на карбонатные и органогенно-пелитовые осадки еще в процессе диагенеза. Распространение наиболее интенсивно метаморфизованных пород связано с линейными зонами предполагаемых мест подводящих каналов, во многих местах пересекающих западную окраину впадины, близ выходов на поверхность пластовых тел мраморов, некогда служивших предметом разработки (Тивдия, или Белая гора, Мраморный Бор).

В юго-западной и центральной частях Онежской впадины развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, которые многие исследователи выделяют в виде самостоятельного стратиграфического подразделения, венчающего разрез среднего протерозоя. Речь идет о суйсарском отделе или серии в понимании К. О. Кратца (1963). Описанию суйсарских вулканогенных пород посвящены работы В. М. Тимофеева (1935), М. А. Гиляровой (1941, 1956), А. А. Полканова (1956), В. Мармо (Marmo, 1949), В. В. Яковлевой, Е. М. Михайлюк и других исследователей.

Сравнительный анализ разрезов суйсария показывает, что разным частям Онежской впадины свойственны разные типы ассоциаций пород и разный порядок мощностей. В юго-западной части впадины преобладают эффузивные и пирокластические образования, в центре впадины распространены преимущественно тонкие терригенные туфогенные и алевролито-глинистые породы. Граница между этими разнофациальными зонами примерно совпадает с северо-восточным берегом Кондопожской губы и простирается вдоль оз. Сондал.

На юго-западе впадины, между Кондопожской губой и Укшозером, М. А. Гилярова и Е. М. Михайлюк описали серию потоков афанитовых, альбито-пироксеновых и оливиновых порфиритов (снизу):

	Мощность, *м*
Афанитовый порфирит	5
Пикрит	10
Диабаз среднезернистый	18
Афанитовый порфирит	10
Пикрит	16
Диабаз крупнозернистый	20
Афанитовый порфирит	10
Диабаз крупнозернистый	25
Пикрит	6
Общая видимая мощность толщи эффузивов	120

Более разнообразно разрезы вулканитов представлены в районе о-ва Суйсари, поселков Ялгубы, Кончозера, Укшозера и Урозера, где в строении потоков и покровов помимо афанитовых порфиритов заметную роль играет пирокластический материал. Потоки лав афанитовых альбито-пироксеновых полевошпатовых и оливиновых порфиритов мощностью от нескольких метров до 10—15 *м* чередуются здесь с пластами крупнообломочных туфов, туфобрекчий, шаровых лав и вариолитов. Пирокласты доминируют над монолитными порфиритами. Остроугольные и округлые обломки туфобрекчий размерами от долей сантиметра до нескольких метров состоят из альбитовых, альбит-пироксеновых и авгитовых порфиритов и сцементированы литокристаллокластическими туфами. Оливиновые порфириты по сравнению с другими разностями имеют относительно ограниченное распространение. Они развиты на побережье оз. Сургубского, на западном берегу Укшозера, на о-ве Суйсари и в ряде других мест. Потоки оливиновых порфиритов нередко сопровождают агломератовые лавы. Для пикритовых лав характерны ксенолиты сланцев, миндалевидных диабазов и порфиритов заонежской свиты. Суммарная мощность лавовых потоков на юге Онежской впадины достигает нескольких сот метров. Непосредственные контакты с более древними отложениями неизвестны.

Выше суйсарских вулканитов залегает ритмичнослоистая аркозово-граувакковая толща песчаников и сланцев, которую А. И. Кайряк (1960) выделил в самостоятельную бесовецкую свиту по имени дер. Бесовец, в окрестностях которой обнажаются ее породы. Образования бесовецкой свиты наиболее полно развиты вдоль южной окраины Онежской впадины, где их мощность оценивается в 400—900 *м*.

Северо-восточнее Кондопожской губы, в центре впадины, разрез суйсарской свиты заметно другой. Согласно данным А. И. Кайряк (1971), в районе Вашозера, Мянсельги и восточнее Уницкой губы залегает следующая последовательность пород (снизу):

вулканомиктовые и полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты;

чередование аргиллитов, алевролитов, вулканомиктовых песчаников; известняки;

ритмичное чередование аргиллитов и вулканомиктовых алевролитов;

тонкое и микрослоистое чередование вулканомиктовых алевролитов, аргиллитов, силицитов.

Суммарная видимая мощность 500—700 *м*.

Вышележащие породы, существенно отличные по составу, А. И. Кайряк (1971) выделяет в самостоятельную вашозерскую свиту. В районе Вашозера породы, составляющие названную свиту, залегают без видимого углового несогласия на размытой поверхности флишоидных туффито-кремнистых пород суйсарской свиты. В нижней части разреза свиты они представлены вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с гальками нижележащих пород суйсарской свиты. Выше залегают известняки и силициты, вулканомиктовые алевролиты, туфы и туфиты трахитовых и трахибазальтовых порфиритов, сменяющиеся кверху чередованием граувакковых, аркозовых, полевошпато-кварцевых и кварцевых

песчаников. Верхнюю часть разреза свиты составляют грубообломочные песчаники, кварцевые и хлорито-кварцевые сланцы. Видимая мощность вашозерской свиты 200—400 *м*. А. И. Кайряк отмечает, что туфогенные породы вашозерской свиты характеризуются высоким или очень высоким содержанием окиси калия — от 3,2 до 8,0% от веса пород, а в наиболее кислых разностях — до 9,4—10%.

Соотношение разрезов бесовецкой и вашозерской свит неясное. Не исключено, что породы, их составляющие, в какой-то части разреза являются синхронными.

В последнее время появились высказывания о том, что суйсарские вулканиты принадлежат верхней части разреза среднего протерозоя. В. А. Перевозчикова и А. В. Синицын (1971) склонны считать, что магматизм суйсарского времени во многом сходен с магматизмом сариолия. По их мнению, это обстоятельство может служить доводом в пользу представления о более древнем возрасте суйсария по сравнению с ятулием. С другой стороны, включения и обломки шунгитов, кремнистых сланцев и метапорфиритов среди кварцито-песчаников Каменного Бора в свое время послужили основанием для сопоставления суйсарских вулканитов с раннеиотнийскими отложениями (Marmo, 1949). Вероятно, современный уровень изученности не позволяет однозначно решать вопрос о положении суйсарских вулканитов в разрезе докембрия Карелии. Мы склонны считать, что они образовались после отложения пород заонежской свиты, как это полагают многие исследователи.

Суммарная мощность среднепротерозойских образований в наиболее погруженных частях Онежской впадины вряд ли превышает 1,5—2 *км*, на остальных же участках она заметно меньше.

Основные черты строения Онежской впадины раскрывает профиль и тектоническая схема (рис. 29, см. рис. 28). Профиль изображает поперечное сечение впадины между Космозером и Укшозером (на юго-западе). Характерна резко асимметричная форма структуры впадины с пологим северо-восточным и крутым южным крылом. Несмотря на увеличение вертикального масштаба профиля относительно горизонтального в пять раз, рисуется очень пологое погружение пород на юго-юго-запад, к центру накопления пирокластического материала и мощных потоков лав суйсарской свиты. Протяженность пологого крыла превышает 80 *км*. Смена пород в пределах крутого крыла происходит на протяжении нескольких километров. Юго-восточнее рассматриваемого сечения, на участке между Кондопожским заливом и пос. Ялгуба, в крутом крыле впадины, развиты интенсивные деформации пород с углами наклонов слоев от 20—30 до 60—80°. С этим же местом связано и наиболее глубокое погружение основания впадины после прекращения вулканической деятельности.

Отмеченные особенности строения рисует и тектоническая схема. Асимметрию структуры выявляет рисунок распространения пород онежской и заонежской свит. Юго-западную, наиболее погруженную, часть впадины широким полукольцом окружают с трех сторон шунгито-глинистые и карбонатные породы, чередующиеся с потоками метапорфиритов. Коленчатый рисунок границ между породами различных стратиграфических подразделений свидетельствует о том, что основание Онежской впадины расчленено на ряд плоских блоков дизъюнктивными нарушениями северо-западного и субширотного простирания.

Наиболее протяженная зона нарушений — Сондальско-Кондопожская — расчленяет структуру на две части, существенно различающиеся историей развития и морфологией смежных структурных форм. Эта зона пересекает впадину вдоль оз. Сондал и далее от южного его побережья поворачивает к г. Кондопоге, а затем снова простирается в северо-западном направлении вдоль Кондопожского залива. Общая протяженность Сондальско-Кондопожского линеамента около 100 *км*. На значительном протяжении он скрыт под покровом четвертичных отложений. Вместе с тем

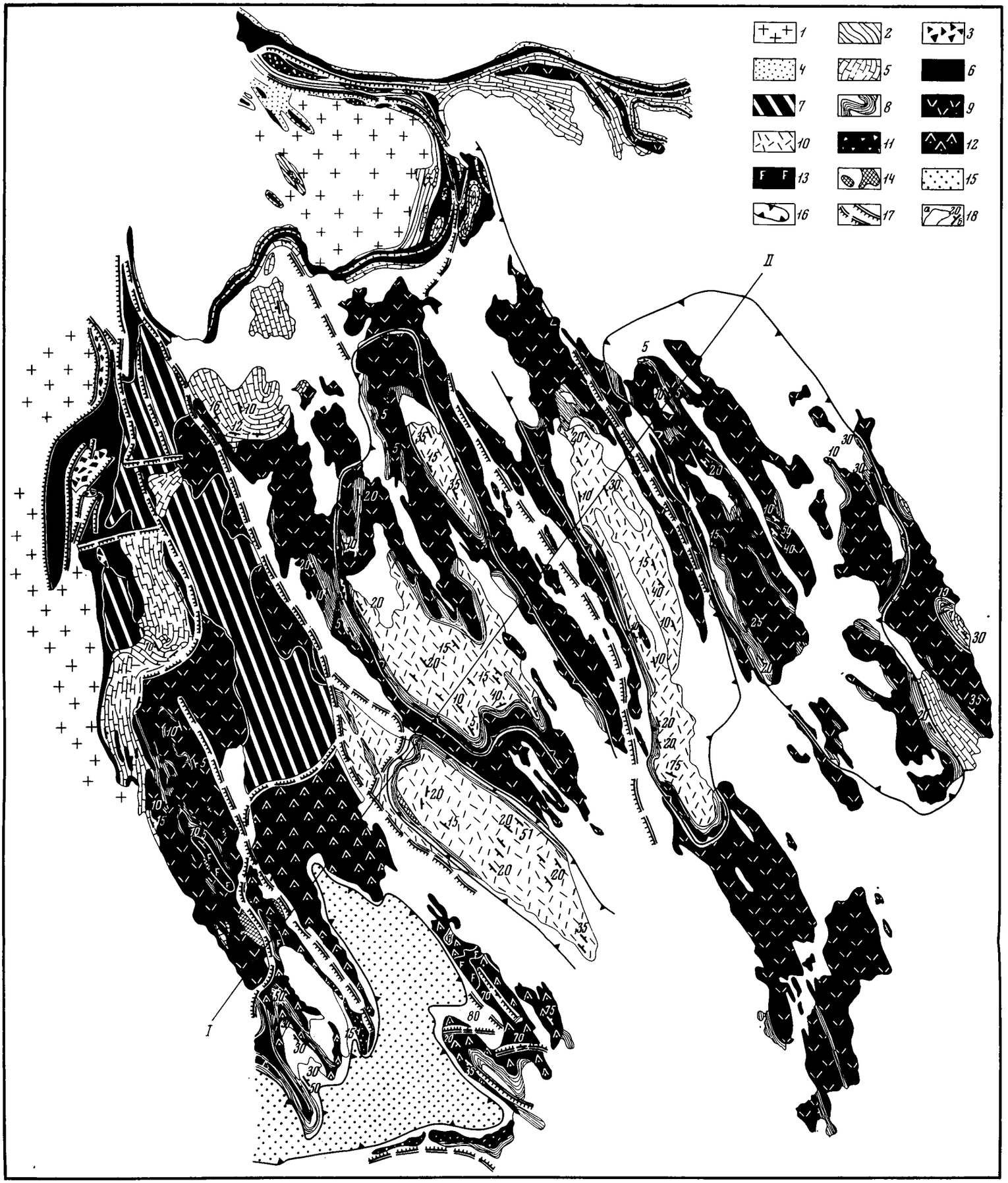


Рис. 29. Схема строения Онежской впадины. Составлена на основе материалов геологической съемки СЗГУ, с использованием материалов М. В. Гиляровой, В. В. Яковлевой, В. С. Алексеевой, Л. П. Галдобиной, Е. М. Михайлюк, Л. Я. Харитонова и личных наблюдений автора

Комплексы пород разнородного фундамента Онежской впадины:

1 — гранитоиды (AR—PR_1);

2 — зеленокаменные вулканогенно-осадочные породы (PR_1);

3 — конгломерато-брекчии, тектониты (?) (PR_1—PR_2)

Комплексы пород, заполняющих впадину:

4—9 — ятулийский (*4* — кварцито-песчаники, конгломераты;

5 — доломиты, известняки, песчаники;

6 — метабазиты, метапорфириты;

7 — то же, предполагаемое;

8 — сланцы, глинистые, шунгитовые туфогенные, шунгиты;

9 — метадиабазы, метапорфириты);

10—14 — суйсарский (*10* — туфы, туфопесчаники, туфосланцы, кремнистые сланцы, граувакки;

11 — вулканические брекчии;

12 — основные эффузивы;

13 — пикриты;

14 — штоки ультрабазитов);

15 — флишоидные породы (бесовецкая серия);

16 — контуры впадин второго порядка;

17 — дизъюнктивные нарушения, наблюдаемые и предполагаемые;

18 — изолинии маркирующих горизонтов (*а*), элементы залегания слоев (*б*).

I—II — линия профиля (см. рис. 28)

линейные геофизические аномалии, отмечаемые в этой полосе на геолого-географических картах, исследователи интерпретируют как зоны глубинных разломов.

Параллельно Сондальско-Кондопожскому линеаменту на крайнем юго-западе впадины проходит еще одна зона дизъюнктивных нарушений — Кончезерская. Так же как и Сондальско-Кондопожская, она скрыта под водным покровом щелевидных узких озер — Пертозера и Кончозера и трассируется в основном по геофизическим данным. Кроме того, к Кончезерской зоне тяготеют многочисленные небольшие тела ультрабазитов, размеры которых колеблются в пределах $0{,}5 \times 2{,}1 \times 3$ *км*. Ультрабазиты обнажаются на поверхности среди суйсарских вулканитов западнее Кончозера и Пертозера. Согласно данным М. Я. Гиляровой (1941), образующие их породы состоят из антигорита, тремолита и талька с характерной порфиробластической структурой.

Коробчатый рисунок границ между породами онежской и заонежской свит на участке оз. Сондал — Кефтеньгуба свидетельствует о том, что и центральную часть основания впадины пересекают дизъюнктивные нарушения северо-западного простирания. Амплитуда нарушений незначительна, так как в современной структуре они не выражены заметными деформациями. Вместе с тем они прослеживаются по геоморфологическим данным через всю видимую структуру впадины, расчленяя ее на ряд плоских пластинчатых блоков, вытянутых на северо-запад.

Резкие изгибы границ вырисовываются и на западной окраине структуры. На восточном берегу Сундозера доломиты склоняются по азимуту 80°, под углом 10°, а к югу от Сундозера азимут падения их 160°, угол падения 15°; на западном берегу Пялозера наклоны слоев снова обращены на восток под углом 15° (см. рис. 37). Отмеченные простирания параллельны Сондальско-Кондопожскому и Кончезерскому линеаментам. Кроме того, западную часть структуры основания впадины пересекают разломы субширотного простирания.

Породы, заполняющие Онежскую впадину, на значительных площадях сохранили первоначальную форму залегания, и в целом создается картина плоской неглубокой депрессии, отношение глубины которой к поперечному сечению не выходит за пределы величин 1 : 50 или 1 : 100. Пологое залегание пород центральной части структуры осложняют корытообразные формы, вытянутые в северо-западном направлении. Они располагаются восточнее Сондальско-Кондопожского линеамента и заполнены отложениями суйсарской и вашозерской свит.

С запада на восток выделяются Кулмуксинская, Мянсельгская, Викшозерская, Мягозерская и Заонежская впадины. Их размеры колеблются от 15—20 до 50 *км* по длинной стороне и от 4—5 до 10—15 *км* в поперечном сечении. Горизонты черных сланцев заонежской свиты и пестрых кремнистых сланцев основания суйсарской свиты оконтуривают с разных сторон эти структуры и в пределах каждой из них занимают близкое гипсометрическое положение, нередко согласно с рисунком горизонталей рельефа. Кулмуксинская и Мянсельгская структуры выявляют коробчато-коленчатую форму, Викшозерская — клиновидную. Углы падения пород внутри впадин колеблются в пределах 0—5—10° (рис. 30). Местами спокойное залегание слоев нарушают локальные деформации с углами наклонов 15—20°, реже более крутые. Амплитуды локальных складок и флексур, как правило, незначительны и не выходят за пределы отдельных горизонтов и пачек слоев.

Кулмуксинская, Мянсельгская, Викшозерская, Мягрозерская и Заонежская структуры, естественно, представляют собой формы более низкого порядка по отношению к Онежской впадине. Они обособлены одна от другой поясами метабазитов, образующих секущие тела и сопряженные с ними силлы. К этим поясам зеленокаменных вулканитов чаще всего приурочены узкие щелевидные озера.

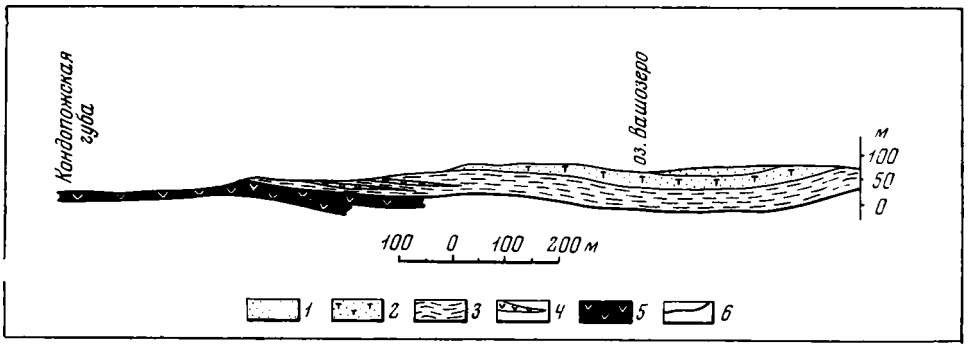


Рис. 30. Условия залегания пород в Кулмуксинской впадине, по В. В. Яковлевой, с дополнениями автора

1 — кварцито-песчаники; *2* — туфопесчаники, туфы; *3* — туфосланцы, туфы; *4* — афанитовые метадиабазы; *5* — крупнозернистые диабазы; *6* — горизонт пестрых кремнисто-глинистых сланцев (мощность ~3 *м*)

Плоское залегание потоков суйсарских вулканитов сохранилось и между Сондальско-Кондопожским и Кончезерским линеаментами. Его раскрывают обнажения по берегам Укшозера, Падозера, вдоль линии железной дороги между ст. Суна и г. Кондопога, а также по берегам р. Суны южнее Пандозера (Сунский пластинчатый блок).

Лишь в южной части Сунского блока наряду со спокойными условиями залегания пород наблюдаются локальные интенсивные деформации суйсарских вулканитов. Их распространение тесно связано с местами проявления взрывного вулканизма. В современном срезе они представляют собой неполные открытые синклинальные формы, местами разделенные узкими перемычками. Эти структуры известны в литературе под названием Сухозерской, Укшозерской, Урозерской синклиналей и Ялгубской, Вилгинской, Карельской антиклиналей.

Сухозерская структура представляет собой угловатый, открытый на северо-запад петлеобразный изгиб суйсарских вулканитов; в этом месте породы наклонены на юго-запад, север и на юго-восток. Углы наклона вдоль берега Онежского озера достигают 70—80°, северо-западнее пос. Ялгуба они заметно уменьшаются до 60—30—20°. Вдоль западного берега Укшозера туфобрекчии, туфы и порфириты также наклонены на юго-запад под углом 50—65° на протяжении 4—5 *км*. В пределах Урозерской структуры эффузивы суйсарской свиты образуют синклиналь заливообразной формы, открытой на юго-восток. Породы склоняются во внутрь прогнутой части структуры под углами 30—40°. Поперечное сечение Урозерской структуры около 4 *км*, продольное — до 10 *км*.

Названные формы погружаются под аркозово-граувакковые терригенные отложения бесовецкой свиты, выполняющей Логмозерскую наложенную впадину с характерными заливообразными границами и пологим залеганием слоев (см. рис. 37).

Рассмотренные деформации пород свойственны лишь юго-западной части Онежской структуры, вблизи зоны сочленения ее с Западно-Онежской впадиной. Как уже было замечено, в этом месте вулканическая деятельность сопровождалась интенсивными выбросами пирокластического материала и на этом участке сформировались наиболее мощные лавовые потоки. По-видимому, в районе пос. Ялгубы и о-ва Суйсари расположились центры вулканических выбросов, положение которых здесь тесно связано с зоной особенно интенсивных нарушений.

Петлеобразные деформации района Сухозера и Урозера скорее всего являются отражением на поверхности дизъюнктивных нарушений, кули-

сообразно расположенных относительно Кончезерского и Сондальско-Кондопожского линеаментов (см. рис. 37). Однако вопрос о происхождении этих мелких форм требует дальнейших исследований.

Итак, структура Онежской впадины заложилась на щите, сложенном в значительной мере породами гранитоидного ряда. Вместе с тем в западной части основания впадины сохранились реликтовые формы раннедокембрийского структурообразования. Эти формы, сложенные формациями метабазитового ряда, расположены на простираниях древних линеаментов, обнажающихся в современном срезе по окраинам впадины.

Одна из наиболее протяженных зон проницаемости — Сондальско-Кондопожская — находится на простирании Пальеозерской структуры интенсивных деформаций, унаследованных от раннедокембрийских чешуйчатых форм и преобразованных в связи с ятулийским вулканизмом. Пальеозерскую вулканическую борозду еще далее по простиранию на север сменяет структура взброса (надвига), особенности строения которого были рассмотрены при описании Пальеозерско-Койкарской системы крутых надвигов. Эта система деформаций протягивается западнее Онежской впадины между Пальеозером и Сундозером.

Приведенные данные об особенностях структуры юго-западной и северо-восточной частей Онежской впадины, по-видимому, связаны с различиями в строении прилежащих к ним частей основания. Фундамент западной части Онежской впадины в значительной мере сложен породами метабазитового ряда, принадлежащего разрезу коры океанического типа. Восточная часть структуры покоится на кристаллическом основании пород гранитоидного ряда. Это представление о структуре основания согласуется с данными геофизических исследований, рисующих близкое залегание «базальтового» слоя под Онежской структурой.

Заложение Онежской впадины началось с накопления терригенных и карбонатных отложений онежской свиты. Осадконакопление чередовалось с вулканической деятельностью вдоль линейных зон проницаемости. Основные лавы, изливавшиеся по трещинам, растекались по поверхности впадины, образуя многочисленные потоки, мощности которых в ряде мест достигали нескольких десятков метров. Сондальско-Кондопожская и Кончезерская зоны проницаемости предопределили контуры западной границы впадины. Ее ограничения с севера согласны с простираниями субширотных структур, скрытых под чехлом впадины и развитых за ее пределами (Кумсинская вулканическая борозда).

После отложения песчано-глинистых, туфогенных и глинисто-шунгитовых осадков заонежской свиты, перемежавшихся с излияниями основных лав, сформировалась плоская впадина, по окраинам которой были развиты доломиты и мраморы, а в центральной части — более молодые образования заонежской свиты. Реликты первичных условий залегания пород сохранились ненарушенными и в современной структуре Онежской впадины.

Суйсарское время заметно изменило первоначальную форму структуры. В это время на юго-западе обособился центр вулканической деятельности. В районе поселков Ялгуба — Суйсари, озер Укпозера, Урозера произошли мощные излияния лав, сопровождавшиеся взрывами и выбросами больших масс грубого пирокластического материала. В этом же месте возникли наиболее интенсивные деформации пород суйсарской свиты.

Последующее проседание над магматическим очагом в районе Логмозера сопровождалось накоплением аркозово-граувакковых терригенных пород бесовецкой свиты, заполнивших наложенную впадину в юго-западной ее части. В этом же направлении наклонены и более древние породы. В результате всех преобразований сформировалась современная асимметричная структура впадины, изображенная на карте и профиле (см. рис. 36, 37).

Оригинальные особенности разреза пород, заполняющих Онежскую впадину, по-видимому, связаны с тем, что значительную западную часть этой структуры подстилают породы, принадлежащие разрезу коры океанического типа. В свете такого представления карбонатная и шунгитовая формации вместе с диабазовой как бы продолжают во времени метабазитовый ряд формаций раннего докембрия. Из изложенного следует, что структуру Онежской впадины следует выделить в особую категорию магматогенных форм.

Западно-Онежская наложенная впадина. Занимает обширную площадь к юго-западу от Онежской структуры, на западном побережье Онежского озера. Граница между Западно-Онежской и Онежской впадинами скрыта под покровом четвертичных отложений, широко развитых южнее гряды суйсарских туфобрекчий и агломератов, прослеживающихся от с. Соломенного к пос. Вилга (Вилгинская антиклиналь, по В. В. Яковлевой). В скважинах близ пос. Вилга вскрыты доломиты, сопоставляемые с образованиями туломозерской свиты среднего протерозоя (Харитонов, 1966). На огромной площади к югу распространены породы, объединяемые в петрозаводскую и шокшинскую свиты.

Размеры Западно-Онежской структуры соизмеримы с Онежской. Ее субширотное сечение превышает 100 *км*, а видимая часть в долготном направлении более 70 *км*. Восточная граница впадины скрыта водами озера, на противоположном берегу которого распространены гранитоидные породы. Обширные площади гранито-гнейсов и гранитов развиты и к западу от рассматриваемой впадины, а на юге ее естественные ограничения скрыты под чехлом осадочных отложений Русской плиты.

Четвертичные отложения скрывают толщи кварцито-песчаников и в центральной части структуры. Вместе с тем карьеры Каменного Бора в г. Петрозаводске, у пос. Шокши, Шелтозера, многочисленные обнажения вдоль берега Онежского озера — вдоль восточной окраины структуры, а также у оз. Лососинского, по р. Важенке, у с. Кашканы — во внутренней ее части, наконец, данные разрезов скважин, пробуренных в разных местах, позволяют составить представление о распространении кварцито-песчаников различных толщ и выявить условия их залегания.

Изучению геологии западного Прионежья посвящены многочисленные исследования больших коллективов геологов, результаты работ которых изложены в статьях и монографиях К. О. Кратца (1963), Л. Я. Харитонова (1966), Л. П. Галдобиной (1958), А. А. Полканова (1956), А. И. Кайряка (1960), Е. М. Михайлюк, Л. П. Галдобиной (1966) и многих других.

Со времен исследований В. М. Тимофеева (1935) западноонежские терригенные отложения расчленяют на две толщи — нижнюю сероцветную каменноборскую, или петрозаводскую, и верхнюю — красноцветную шокшинскую. Геологические съемки, проводившиеся большим коллективом геологов вдоль западного побережья Онежского озера, подтвердили двучленное деление разреза западноонежских кварцито-песчаников и существенно изменили представление о мощностях как петрозаводской, так и шокшинской свит.

Согласно данным Е. М. Михайлюк, В. С. Алексеевой и И. М. Экмана, на юго-востоке впадины, на п-ове Брусненском в нижней части разреза, вскрытого скважиной, залегают (снизу):

	Мощность, *м*
Песчаники аркозовые. Наряду с груборитмичнослоистыми отложениями, состоящими из чередования зеленовато-серых, мелко- и среднезернистых песчаников с прослоями алевролитов и слюдистых сланцев, в этой толще развито тонкоритмичное чередование тех же пород с размерами ритмов от 0,02—0,1 до 0,2 *м*. Тонкоритмичнослоистые породы достигают мощности 85 *м*. Оригинальную особенность этой толщи составляют тонкие редкие прослои мощностью 5—20 *см* туфогенных глинистых сланцев. Общая мощность пачки	около 200

Вышележащие терригенные отложения заметно отличаются стилем сложения и составом песчаников.

	Мощность, *м*
Чередование кварцито-песчаников, алевролитов, слюдистых сланцев. Песчаники кварцево-полевошпатовые, зелено-серые, темно- и светло-серые, мелко-, средне- и крупнозернистые. Цемент в темно-серых разностях представляет собой черное органическое вещество, в светлых разностях – хлорито-серицитовый, серицито-глинистый	155
Песчаники светлые, полевошпато-кварцевые, крупно- и среднезернистые, светло-серые, розоватые. Характерны угловатые полуокатанные обломки шунгитовых, кремнистых, глинисто-кремнистых сланцев, метагаббро-диабазов, метапорфиритов, кварцитов, фельзитов, халцедонолитов. Размеры обломков 0,3—0,5 *м*	?
Чередование песчаников и кварцито-песчаников темно-серых, зеленовато-серых, грубо-, крупно- и мелкозернистых, косослоистых, кварц-полевошпатовых и алевролитов. В верхней части толщи обильны обломки различных по составу пород. Среди них и шунгитовые сланцы и гальки сульфидов, сцементированные черным органическим веществом сажистого вида . .	140
Песчаники и кварцито-песчаники полевошпато-кварцевые, кварцевые, розово-серые, розовые, серо-зеленые, крупно- и среднезернистые. Цемент кварцевый, регенерационный, серицито-глинистый	60—80
Суммарная видимая мощность петрозаводской свиты достигает	600

Разрезы шокшинской свиты на юго-востоке Онежской впадины представлены сравнительно маломощными отложениями. В обнажениях вдоль берега озера и в разрезах скважин Шокшинского полуострова, а также вдоль дороги из пос. Шокша в Шелтозеро выше мелкогалечных конгломератов мощностью до 1 *м* развиты кварцито-песчаники, розовые, сиреневые, красные, кварцевые с прослоями вишневых и темно-зеленых сланцев. Цемент песчаников кварцевый и железисто-кварцевый. В стенках карьеров отчетливо видна крупная косая слоистость асимметричной формы (мульд) мощностью до нескольких метров.

Выше в локальных выходах залегают серо-розовые песчаники с кварцево-серицитовым цементом. Отдельные прослои обогащены гравийным материалом. В составе гравия — кварц, халцедон, кремнистые и железисто-кремнистые сланцы, угловые обломки кирпично-красных песчано-глинистых сланцев. Песчаники косослоистые.

Мощность пород шокшинской свиты на Шокшинском полуострове около 60 *м*.

В западном направлении мощность шокшинских кварцитов и песчаников возрастает. Так, в районе пос. Ладва известная мощность розово-серых кварцито-песчаников с тонкими (0,02—0,1 *м*) прослоями красно-бурых, алевролито-глинистых, слюдистых сланцев превышает 200 *м*.

Согласно данным А. Г. Мартынова, в районе Педасельги красноцветные породы образуют следующую последовательность (снизу):

	Мощность, *м*
Чередование песчаников (мощностью 0,7—8,5 *м*) с алевролитами (0,5 до 10—15 *см*) и глинистыми сланцами (0,1—2—10 *см*). Песчаники розовые, зелено-серые, светло-серые средне- и мелкозернистые, часто косослоистые; алевролиты и сланцы бурые, темно-серые, красно-бурые и сине-зеленые	150
Чередование пластов песчаников (мощностью до 9 *м*) с пачками, состоящими из песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (0,25—0,5 до 3,5 *м*). Песчаники розово-серые, розовые, алевролиты — красно-бурые	190
Песчаники кварцевые серые, темно-серые, зелено-серые с тонкими прослоями черных глинистых сланцев	60
Общая мощность разреза района Педасельги	около 400

А. Г. Мартынов полагает, что породы педасельгского разреза залегают стратиграфически выше красноцветов Шокшинского полуострова и окрестностей пос. Шокши. Наиболее мощные разрезы шокшинских красноцветов развиты в западной части Онежской впадины, где мощность их достигает 1000 *м*.

В ущелье Генсой-сельга на р. Важенке, согласно данным И. М. Экмана и А. Г. Мартынова, в основании видимой части разреза залегают кварцевые конгломераты и гравелиты, чередующиеся со светло-серыми кварцито-песчаниками (видимая мощность пачки до 60 *м*). Выше следует толща чередования светло-серых, светло-розовых и белых кварцито-песчаников и темно-серых, почти черных слюдистых сланцев. На поверхностях слоистости песчаников — знаки ряби. Мощность толщи чередования 50 *м*. Еще далее вверх по разрезу развиты кварцевые песчаники и сливные розовые, мелко-среднезернистые кварцито-песчаники с листоватыми прослоями черных слюдистых сланцев. Мощность этой пачки достигает 400 *м*. Верхнюю часть разреза Генсой-сельга составляют розовые, розовато-серые песчаники и кварцито-песчаники с прослоями красно-бурых алевролитов и сланцев. Песчаники кварцевые, с серицитовым или кварцевым цементом; в верхней части разреза появляются полевошпатовые разности с известковым цементом.

Суммарная мощность красноцветных отложений описанного разреза более 760 *м*.

Некоторые исследователи полагают, что разрезы Шокшинского полуострова, окрестностей пос. Педасельги и ущелья Генсой-сельга представляют собой разновозрастные образования и составляют вместе сводный разрез красноцветных отложений мощностью более 2000 *м* (Кайряк, 1969).

По-видимому, выделенные пачки слоев кластогенных отложений не имеют повсеместного распространения и видимые мощности косослоистых серий значительно превышают их истинную величину, как это наблюдается в разрезе красноцветных пермских отложений по р. Нугуш в Западном Приуралье.

Весьма вероятно, что глубина залегания фундамента Западно-Онежской впадины даже в наиболее глубокой ее части может оказаться меньше мощности сводного разреза. Неполнота геологических данных, к сожалению, не позволяет пока решить этот вопрос. Тем не менее совершенно очевидно, что западноонежские терригенные образования достигают здесь заметно бóльших мощностей по сравнению с предполагавшимися до проведения детальных геологических съемок и бурения.

Западно-Онежская впадина, по-видимому, принадлежит к числу наиболее глубоких депрессий среди рассматриваемых структур. Особенность разреза выполняющих ее отложений состоит в том, что подавляющую его часть составляют песчаники и кварциты. Вместе с тем обращает на себя внимание заметная зараженность пород петрозаводской и шокшинской свит органическим веществом. Его присутствие в песчаниках, алевролитах и глинистых сланцах, а также угловатая форма обломков черных пелито-кремнистых и шунгитовых сланцев, фельзитов и халцедонолитов, заключенных среди песчаников, свидетельствуют о близости источника сноса материала включений и органического вещества, поступавшего в бассейн накопления наряду с песчаным материалом дальнего следования.

Вулканическая деятельность в пределах этой структуры оставила след в виде пластовых тел метабазитов, спорадически развитых в восточной и центральной частях структуры. В районе поселков Шелтозера и Шокши они залегают между петрозаводскими сероцветными песчаниками и шокшинскими красноцветными образованиями в виде пластового тела мощностью 10—20 *м*. В центральной части Западно-Онежской структуры, примерно в средней части разреза шокшинской свиты, мощность пластовой залежи, вскрытой буровой скважиной (пос. Ржаное), согласно данным А. Г. Мартынова, достигает 200 *м*.

Многие исследователи сопоставляют кварциты и песчаники шокшинской и каменноборской толщ западного Прионежья с иотнийскими отложениями Швеции. По аналогии с иотнийскими образованиями Далекарлии, залегающими на гранитах рапакиви, предполагают, что прионежские кварцито-песчаники моложе гранитов рапакиви, т. е. 1650 млн. лет. Это

предположение подкрепляют данными о возрасте жил сиенитов, секущих дайки диабазов в каменноборских песчаниках (1500 млн. лет по полевому шпату), а также сведениями о форме залегания пород. Осадочные отложения Прионежья, как и Далекарлии, по мнению исследователей, выполняют плоскую впадину типа синеклизы, принадлежащей основанию чехла Восточно-Европейской платформы.

Прямые данные о возрасте терригенных отложений западного Прионежья до недавнего времени не были известны. Первые же радиологические определения показали их несоответствие широко принятым традиционным представлениям о положении в разрезе докембрия. Так, серые и пестроцветные песчаники юго-западного берега Онежского озера (о-в Брусно, пос. Педасельга) показали возрастные значения по валовым пробам калий-аргоновым методом 1730—1770 млн. лет, а песчано-глинистые сланцы Шокши — 1860 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1961). Возраст кварцито-песчаников Каменного бора оказался равным 1990 млн. лет (свинцово-урано-ториевый метод) (Виноградов, Тугаринов, 1964). Возраст диабазов, прорывающих песчаники Прионежья, определен в 1810 млн. лет (Казаков, 1963).

Материалы об условиях залегания западноонежских песчаников, накопленные в течение последнего десятилетия, выявили заметную неполноту геологических данных, положенных в основу вывода о платформенном типе структуры Западного Прионежья. Морфологию структуры рассматриваемых отложений раскрывает профиль, пересекающий Западное Прионежье на широте пос. Кашканы — Шелтозеро (Чахмахчев, 1966). Этот профиль в значительной части остается гипотетическим из-за плохой обнаженности. Вместе с тем отдельные участки, обоснованные непосредственными наблюдениями, позволяют составить представление о тектонике этого региона.

Для Западно-Онежской структуры характерно резко асимметричное строение. Западный борт сложен красноцветными кварцито-песчаниками и песчаниками шокшинской свиты, наклоненными на протяжении более 2 *км* на восток-северо-восток под углом 50—60°. В районе порога Мурнакоже песчаники стоят почти на головах, а восточнее порога, в направлении к центральной части впадины, слои быстро выполаживаются и у пос. Ладва залегают очень полого, практически горизонтально. Углы падения слоев не превышают здесь 5°. Плоское залегание слоев наблюдается и в ряде других мест центральной части Западно-Онежской впадины.

Вдоль западного берега Онежского озера из-под розовых и малиновых кварцито-песчаников с прослоями гравелитов и конгломератов появляются сероцветные песчаники петрозаводской свиты. Великолепные обнажения у пос. Шелтозеро, о-в Брусно, у пос. Шокша раскрывают строение восточного крыла Западно-Онежской структуры. На протяжении многих километров вдоль берега озера породы однообразно наклонены на запад под углом 10—15°.

В районе Каменного Бора песчаники петрозаводской свиты занимают наиболее значительную площадь. Граница между сероцветными породами и красноцветами шокшинской свиты и здесь простирается на значительное расстояние в субмеридиональном направлении. Вместе с тем каменноборские песчаники образуют здесь коробчатую синклиналь более низкого порядка с наклоном пород на северо-запад, юго-восток и северо-восток под углами до 20—25°.

Деформации, связанные с радиальными движениями, по-видимому, осложняют структуру Западно-Онежской впадины и в других местах. Об этом в известной мере можно судить по рисунку выходов на поверхность пластовых тел диабазов в районе оз. Лососиного, по резким изгибам границ впадины на западе между шокшинской и петрозаводской свитами.

Особый интерес представляет зона сочленения между Онежской и Западно-Онежской впадинами. Данные бурения скважин в районе поселков

Вилги, Новой Вилги, в окрестностях г. Петрозаводска показывают, что на линии профиля между ст. Чална и Петрозаводской губой полого залегающие глинистые сланцы, алевролиты и песчаники шуйской и падосской свит (бесовецкой, по А. И. Кайряку, 1960) с резким угловым несогласием перекрывают туфогенные алевролиты, слюдистые сланцы и вулканиты суйсарской и черные шунгитовые и кремнистые сланцы и метабазиты заонежской свит. Породы названных свит образуют моноклиналь, наклонную, судя по смене пород, на северо-северо-запад под углом 45—50°, что и показывает профиль, составленный Е. М. Михайлюк и Л. П. Галдобиной.

Аналогичные соотношения между породами среднепротерозойских свит описывает и А. И. Кайряк (1969), использовавший дополнительные данные результатов бурения, полученные после составления геологических карт.

Скважины, пробуренные в районе Сулажгоры (скв. 98), вскрыли порфириты, а в 1,5 *км* юго-восточнее пос. Вилга — туфы и туфиты (скв. 97), принадлежащие образованиям суйсарской свиты. На северной окраине г. Петрозаводска (скв. 94) залегают черные углистые сланцы с прослоями кремнистых сланцев (17,5 *м*) и метабазиты (10,5 *м*), сопоставляемые с отложениями заонежской свиты.

На простирании пород заонежской свиты скважиной, расположенной южнее пос. Новая Вилга, пройдено 50 *м* по углисто-глинистым черным сланцам и серым известнякам. Породы наклонены под улом 50—55°. В разрезах скважин 4 и 6, южнее пос. Вилга, вскрыты, по-видимому, более древние отложения мощностью около 80 *м*. Доломиты и глинистые сланцы чередуются здесь с диабазовыми порфиритами, сопоставляемыми А. И. Кайряком с образованиями туломозерской свиты. Угол наклона доломитов 50—55°. Ниже вскрыто 3,85 *м* кварцевых, кварцево-полевошпатовых песчаников темно-вишневого цвета с гальками и редкими обломками опаловидного кварца.

Приведенные данные показывают смену пород в направлении с севера на юг от молодых к более древним образованиям. Углы наклона пород разных свит выдерживаются в пределах 40—55°. Смена пород происходит на протяжении 1,5—2 *км*.

Непосредственно южнее полосы распространения доломитов туломозерской свиты, принадлежащих крылу Онежской впадины, простирается относительно глубокая депрессия, заполненная четвертичными отложениями мощностью более 100 *м*. Ее поперечное сечение не превышает 2 *км*. Структура пород основания депрессии остается неясной.

Прямые данные о том, что западноонежские кварцито-песчаники наращивают разрез ятулия книзу или перекрывают карбонатные породы туломозерской свиты, пока неизвестны. Вместе с тем то или иное толкование узкой зоны сочленения, разделяющей Онежскую и Западно-Онежскую впадины, естественно, тесно связано с решением вопроса о стратиграфическом и структурном положении шокшинских и петрозаводских кварцито-песчаников.

Граница достоверно известных выходов песчаников на дневную поверхность проходит по правобережью р. Лососиной, в нижнем ее течении. Если мысленно проинтерполировать полосу распространения туломозерских доломитов от скважин 4 и 6 на северо-восток, то промежуток между границами распространения карбонатных пород и каменноборских песчаников окажется равным ~ 2 *км*. В этой полосе возможны разного рода построения. Однако данные о породах, вскрытых у пос. Сайнаволок, заметно сужают границы интерполяций.

Скважина у пос. Сайнаволок под четвертичными отложениями (25 *м*) прошла более 200 *м* пород, представляющих собой, судя по шламу, чередование розово-серых известняков, доломитов и серовато-зеленых и бурых пироксен-плагиоклазовых порфиритов (Кайряк, 1969).

Таким образом, выявляется, что с востока каменноборские песчаники почти впритык граничат с туломозерскими доломитами. Вблизи зоны стыка не отмечается сколько-нибудь заметных деформаций, которые сопровождали бы здесь быструю смену сероцветных каменноборских песчаников шокшинскими кварцитами, как это предполагается по построениям некоторых авторов.

Судя по данным геологической карты, составленной Е. М. Михайлюк и Л. П. Галдобиной, на значительном протяжении западноонежского берега наблюдается однообразное строение восточного борта Онежской впадины. Сероцветные каменноборские отложения по направлению к западу полого погружаются под красноцветные кварцито-песчаники шокшинской свиты. К востоку от Сайнаволока под водами Онежского озера, как выясняется, распространены карбонатные породы, представляющие, по-видимому, единое поле с породами туломозерской свиты Онежской впадины. К сожалению, прямые данные о соотношении каменноборской и туломозерской свит и здесь отсутствуют.

Вместе с тем если рассматривать современную структуру Онежской тектонической провинции в целом, то нельзя не заметить, что Западно-Онежская впадина «вписывается» в общий контур, образуемый карбонатными породами туломозерской свиты ятулия таким образом, что видимая часть ее восточного борта принадлежит борту структуры более высокого порядка, как это показано на тектонической схеме (см. рис. 1). Сондальско-Кондопожский и Кончезерский линеаменты, предопределившие асимметричное строение Онежской впадины, простираются не только в основании Онежской структуры, но также продолжаются и за ее пределами. В современном срезе они погребены под водами Онежского озера и только по деформациям в районе залива Ялгубы и о-ва Суйсари можно судить о их строении в юго-восточной закрытой части.

Если мысленно восстановить палеотектоническую картину конца туломозерского времени, то границы структуры, сложенной карбонатными формациями, окажутся близкими современным контурам Онежской впадины, по окраинам которой они почти непрерывно прослеживаются по всему ее периметру. Вдоль западной части современного озера, вероятно, простирался узкий прогиб, ответвившийся от основной структуры. Его положение и форму естественно связывать с глубинными кулисообразно расположенными линеаментами Сондальско-Кондопожской и Кончезерско-Ялгубской полосы нарушений.

Наряду с упомянутыми линеаментами северо-западного простирания под южным крутым крылом Онежской впадины протягивалась субширотная зона дизъюнктивных нарушений (сулажгорская). Анализ структуры Онежской впадины показывает, что эти зоны деформаций северо-западного и субширотного направлений принадлежат элементам структуры древнего заложения, неоднократно оживлявшимся и сопровождавшимся вулканической деятельностью вдоль них.

Магматические проявления суйсарского времени, как уже отмечалось выше, примечательны интенсивными выбросами пирокластического материала, сохранившегося в виде лаво- и туфобрекчий и агломератов на юге Онежской структуры. Только в районе пос. Ялгубы — о-ва Суйсари видимая площадь выброшенного материала превышает 100 $км^2$. Взрывы, приведшие к накоплению огромных масс пирокластических пород, сопровождались оживлением древних разломов и возникновением новых радиальных трещин.

Деформации, скрытые под водами озера юго-восточнее полосы вулканитов пос. Ялгубы — о-ва Суйсари, субширотная зона нарушений Вилги — Сулажгоры, субмеридиональная — на долготе порога Мурнакоже — определили угловатые контуры Западно-Онежской структуры. Ее положение близ центра взрывного вулканизма, по-видимому, не случайно и естественно предположить, что эта тектоническая форма возникла в результате ком-

пенсационного прогибания, охватившего огромный блок, ограниченный глубинными нарушениями.

Радиальные движения не однажды сопутствовали развитию Западно-Онежской впадины и оформлению ее современной структуры. Так, после отложения толщи песчаников вдоль северо-восточного борта впадины произошли излияния трещинного типа и внедрения субвулканических тел.

Все изложенное выше приводит к выводу о том, что формирование Западно-Онежской структуры в значительной мере связано с вулканической деятельностью суйсарского времени. В свете такого решения находят объяснение особенности состава и формы обломков пород, сингенетичных с осадконакоплением, и присутствие заметного количества органического материала в цементе западноонежских песчаников. Вероятно, следует снова вернуться к рассмотрению стратиграфической схемы, предложенной в 1932 г. Седерхольмом (Sederholm, 1932), который считал синхронными суйсарские вулканиты и каменноборские песчаники. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Как известно, существуют и другие точки зрения на положение западноонежских кластогенных пород в разрезе протерозоя. Некоторые геологи склонны сопоставлять их с сегозерской серией или янгозерской свитой ятулийского разреза. Этого взгляда придерживалась и автор работы, основываясь главным образом на подобии форм, ими сложенных, и принадлежности к единому элементу структуры щита более высокого порядка, а также на данных абсолютного возраста. Однако проведенный выше анализ истории развития структур Онежской тектонической провинции заставляет внести некоторые коррективы в этот вывод (Новикова, 1970).

Западноонежские терригенные образования мы по-прежнему связываем со среднепротерозойским этапом развития тектоники и магматизма. Что же касается более дробной корреляции с разрезом ятулия, то этот вопрос следует решить в пользу восстановления схемы Седерхольма, а также В. Мармо (Marmo, 1949). Окончательное выяснение положения западноонежского комплекса принадлежит будущим исследователям, которые, кстати, должны определить и возраст суйсарских вулканитов.

Вместе с тем нельзя не отметить, что материалы, накопленные по геологии Западного Прионежья за последнее десятилетие, не оставляют сомнений в том, что Западно-Онежская впадина не принадлежит к тектоническим формам иотнийского времени. Ее морфология и формационные особенности более тесно связаны с развитием структуры среднего протерозоя.

Для наглядности приведем краткие данные о разрезе иотния Далекарлии в Швеции, где эти образования впервые были выделены в самостоятельное стратиграфическое подразделение, венчающее разрез протерозойских образований. Современные представления о геологии района Далекарлии (Даларны) основаны на детальных исследованиях Г. Эккермана (Eckermann, 1936), а также на данных геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000 всей территории Швеции (Karta över Sveriges berggrund, 1958), сопровождаемых объяснительной запиской, составленной Г. Магнуссоном (Magnusson, 1958, 1960).

Разрез магматогенных и осадочных образований Далекарлии естественно расчленяется на две части, известные под названием субиотния и иотния: нижнюю часть разреза составляют порфиры Дала, выше залегает серия иотнийских песчаников. Порфиры Дала занимают площадь примерно 150 × 130 *км*. Почти со всех сторон они окружены гранитами и местами перекрыты песчаниками иотния. Среди порфиров Дала различают несколько типов лав, перемежающихся с прослоями пирокластического и терригенного материала («дигербергские песчаники»). В районе Эльвдаля в основании серии субиотния залегают так называемые нижние порфириты, затем следуют дигербергские песчаники, над которыми покоятся верхние порфириты, сменяющиеся выше по разрезу кварцевыми порфиритами

с микросферолитовой и флюидальной структурами. В верхней части серии залегают кирпично-красные порфиры.

Среди поля распространения лав порфиров развиты локальные тела гранитов рапакиви. Они представляют собой порфировые рапакиви-гранофиры красного, реже серого цвета и связаны постепенными переходами с эффузивными разностями — от фельзитовых порфиров до грубозернистых гранитов. Более крупные массивы гранитов рапакиви — Рэтан, Сильян, а также, по-видимому, Трюсиля развиты по периферии лавового поля порфиров Дала.

На размытой и выветрелой поверхности порфиров Дала, покрытых аркозами и латеритными глинами, залегают отложения иотнийской серии мощностью до 800 *м*. Они представлены довольно однообразными песчаниками, конгломератами и туффитовыми сланцами. Песчаники ярко-красные и желтые, тонкозернистые, существенно кварцевые. На поверхностях их напластования наблюдаются волноприбойные знаки, а среди прослоев сланцев нередко встречаются трещины усыхания. Цемент песчаников в ряде мест состоит из туфового и пеплового материала.

К эффузивным образованиям раннего иотния относятся порфиритовые ойе-диабазы с миндалинами агата, хлорита и антигорита. Мощность этих наиболее молодых эффузивов Далекарлии не превышает 75—90 *м*. Местами на размытой поверхности ойе-диабазов покоятся туфы, песчаники и своеобразные агатовые конгломераты.

Вулканические и осадочные образования субиотния и иотния пронизаны многочисленными жилами, дайками и силлами мощностью от долей до 50 *м* и более. Г. Эккерман (Eckermann, 1936) выделил среди них группу грубозернистых оливиновых диабазов типа Эшби. Диабазы Эшби широко распространены не только в Даларнской структуре, но также и за ее пределами, особенно на участке между озерами Сильян и Хальмарен, где наряду с диабазами типа Эшби встречаются альбитовые диабазы с нефелином, монцонитовые диабазы и монцониты. Внедрение диабазов типа Эшби относится к позднему иотнию.

Иотнийские осадочные породы, по выражению Г. Эккермана, лежат in situ, часто совсем горизонтально, иногда полого наклонены на юго-восток или юго-запад. Наблюдаемые деформации могут быть связаны частично с первичным наклоном поверхности седиментации, частично — с погружением горных пород в направлении к центральным частям большой Даларнской площади порфиров. Во всяком случае, они не несут следов какой-либо складчатости, а те нарушения в залегании слоев, которые вызваны действием локальных стрессов, пространственно тесно связаны с интрузиями и экструзиями плутонических и вулканических пород.

Структура Даларны, особенно в северо-восточной части, расчленена на многочисленные блоки дизъюнктивными нарушениями. Некоторые из них прослежены на протяжении многих десятков километров в виде полос шириной до 1 *км*, интенсивно брекчированных и милонитизированных пород, пронизанных жилами кварца, дайками диабазов и монцонитов. Их заложение относится к субиотнийскому или более раннему времени. Многие из нарушений продолжали развитие и в иотнийское и в более позднее время.

Таковы основные данные о разрезе пород, выполняющих Даларнскую структуру, и условиях их залегания. Не трудно заметить, что Западно-Онежская и Даларнская впадины существенно отличаются типами разрезов пород и историей развития структур. Западно-Онежские породы наряду с хорошо отсортированным материалом дальнего следования содержат обломки пород, близких по составу отложениям заонежской и суйсарской свит среднего протерозоя смежной Онежской структуры. Даларнская впадина выполнена отложениями, принадлежащими автохтонному типу ряда формаций кварцевых порфиров иотния. Излияния кислых лав на обширной площади Далекарлии предшествовали формированию изометричной

структуры. Угловатая форма Западно-Онежской впадины предопределена проявлениями основного вулканизма вдоль линейных зон.

Итак, мы познакомились с разными типами среднепротерозойских структур, тяготеющих к древним тектоническим формам центральной Карелии. Интенсивная вулканическая деятельность в среднем протерозое привела к образованию разного типа магматогенных структур и в пределах различных участков Восточно-Карельской зоны. В одних местах они полностью перекрыли структуры более раннего этапа развития. В других наряду со среднепротерозойскими магматогенными структурами сохранились и тектонические формы более раннего этапа развития. Интересными примерами в этом отношении служат Шомбозерская и Летнеозерская структуры.

ВОСТОЧНАЯ КАРЕЛИЯ

Шомбозерская желобообразная структура. Строение ее среднепротерозойских и более древних деформаций выявляется на участке Шомбозеро — пос. Кепа.

Основу сведений о тектонике вулканогенно-осадочных образований Шомбозерской структуры составляют данные исследований Л. Я. Харитонова (1966), В. И. Робонена (1960), С. А. Дюкова (1960), Гиляровой (1972), Ю. Б. Богданова и Я. С. Воинова и многих других геологов. В 1966 г. автору удалось познакомиться в поле с некоторыми разрезами, раскрывающими условия залегания пород в шомбозерской структуре. Эти наблюдения обобщены на профиле, составленном вкрест ее простирания (рис. 31).

Анализ материалов различных исследований и личные наблюдения автора позволили выявить весьма оригинальные особенности тектоники Шомбозерской структуры. Выделяется два элемента структуры: центральная часть, сложенная вертикально стоящими породами, и прилегающие к ней с северо-востока и юго-запада моноклинали. В центральной части развиты пара- и ортоамфиболиты, сменяющиеся по простиранию гранато-биотито-амфиболовыми сланцами и гнейсами. Эти породы по степени метаморфизма сравнимы с досреднепротерозойскими образованиями района Парандово. Они выступают в редких обнажениях горы Каккарукуму, оз. Питька-лампи и северо-восточнее оз. Пармен-ярви, занимая центральную часть структуры в виде полосы до 5 *км* в поперечнике. Порфиробластические слоистые амфиболиты, массивные полевошпатовые амфиболиты, амфиболизированные метадиабазы, слюдяные и гранатовые сланцы интенсивно рассланцованы на тонкие отдельности многочисленными поверхностями с углами падения до 80°.

Моноклинали сложены заметно менее метаморфизованными основными эффузивами, кварцевыми порфирами и кварцито-песчаниками, сопоставляемыми одними исследователями с тунгудской серией нижнего протерозоя, а другими — с сегозерской серией среднего протерозоя.

На линии профиля, пересекающей в нескольких местах обнажения кварцито-песчаников юго-западного борта структуры, углы падения слоев постепенно меняются от 5—10 до 15—20°. С северо-востока Шомбозерская структура граничит с биотитовыми гнейсами и микроклиновыми гранитами. Непосредственный контакт пород скрыт от наблюдений. После перерыва в обнажении примерно в 2 *км* появляются биотизированные и микроклинизированные кварциты. Падение поверхностей напластования этих пород согласно с направлением падения отдельностей гранитоидов. Еще далее вкрест простирания слоев с перерывами в несколько сот метров обнажаются амфиболизированные метадиабазы, туфы и туфобрекчии, в свою очередь перекрытые толщей кварцитов. Вся серия пород однообразно

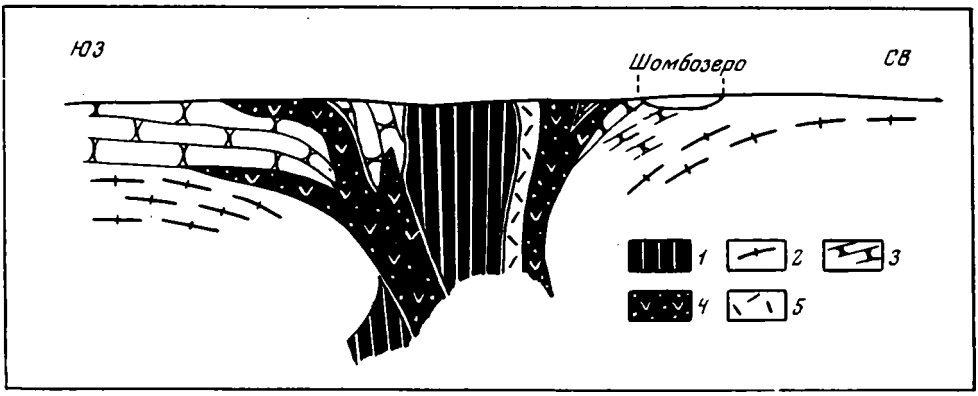


Рис. 31. Гипотетический профиль Шомозерской вулканической борозды. Составлен по материалам В. И. Робонена (1958), Л. Я. Харитонова (1966) и личным наблюдениям автора

1 — пара- и ортоамфиболиты досреднепротерозойские; *2* — гранитоиды; *3* — кварцито-песчаники сегозерского типа (PR_2); *4*, *5* — вулканиты среднепротерозойские: *4* — метадиабазы, метапорфириты, брекчии, *5* — кварцевые порфиры

наклонена к юго-западу, к центральной части структуры, по азимуту 230° под углом до 50°.

Среди поля зеленокаменных пород центральной части Шомозерской борозды согласно с простиранием их сланцеватости залегают линейно вытянутые пояса крутостоящих пластов кварцитов. Протяженность отдельных выходов этих пород местами достигает 10 *км* при ширине, не превышающей долей километра. Любопытно однообразие простираний поясов кварцитов; границы их распространения не выписывают периклиналей или центриклиналей, а скорее напоминают узкие клинья. Близ северо-восточного крыла они падают на юго-запад под углом до 50°, а тела, тяготеющие к юго-западному крылу,— на северо-восток под углом до 60°, как это показано на профиле (см. рис. 31). В центральной части структуры между клиньями кварцитов с различными азимутами падения зеленокаменные породы рассланцованы соответственно под углами 75—85° навстречу друг другу, как это изображено на карте В. И. Робонена (1960).

Такая оригинальная форма залегания зеленокаменных пород, направление их сланцеватости, положение поясов кварцитов — все эти и другие особенности строения, по-видимому, возникли в связи с неоднократно проявлявшейся вулканической деятельностью, широко представленной здесь различными породами диабазовой формации.

В глубинной структуре земной коры рассматриваемого участка, как и смежного с ним с юго-запада Гайкольского, выявляются многочисленные зоны нарушений, пронизывающие в разных направлениях земную кору и уходящие в верхнюю мантию; для названных мест характерна также сокращенная мощность гранитного слоя по сравнению со смежными тектоническими регионами с иными особенностями строения.

Приведенные данные позволяют связывать Шомозерскую желобообразную структуру с зоной подводящего канала магматических расплавов. Время заложения Шомозерской структуры раскрывают данные о соотношении кварцитов с биотитовыми гнейсами беломорского комплекса. По данным А. С. Воинова, северо-западнее Шомозера, на северном берегу оз. Шуо, в канаве вскрыт контакт кварцито-песчаников с подстилающими их биотитовыми гнейсами и мигматитами. «По мере приближения к гнейсам кварциты наряду с мелкочешуйчатым мусковитом содержат биотит и новообразования (в интерстициях) микроклина. Создается картина постепенного перехода песчаников в биотитовые гнейсы. В последних

микроклин также развит мезостатически, а плагиоклаз замещается слюдой. Переходная порода имеет бластопсаммитовую структуру. В северо-восточном конце канавы эти переходные породы постепенно сменяются биотитовыми гнейсами с порфиробластами микроклина» (Харитонов, 1966). Эти наблюдения указывают на согласное залегание кварцито-песчаников на биотитовых гнейсах беломорского метаморфического комплекса возраста 1900 млн. лет. Совершенно ясно, что формирование своеобразной формы залегания пород в районе Шомбозера произошло в послебеломорское время и связано с позднеятулийским, а возможно, и суйсарским этапом развития.

Резко отличный метаморфизм вулканогенно-осадочных толщ, составляющих осевую часть Шомбозерской структуры, а также форма их залегания дают основание полагать, что образованию ее современного вида предшествовала иная форма залегания пород, свойственная более древнему этапу развития. Прямые данные о стратиграфическом положении амфиболитов, принадлежащих древней структуре, нам неизвестны. Возраст колчеданов, залегающих среди метаморфических пород Парандовской чешуйчатой моноклинали, согласно радиологическим определениям, достигает 3100 млн. лет (свинцовый метод; Тугаринов, Войткевич, 1966). Сходные по степени метаморфизма породы распространены и в осевой части Шомбозерской структуры, что косвенно свидетельствует о возможной одновозрастности этих амфиболитов с парандовскими. Близки они и по степени деформаций пород, принадлежащих типу чешуйчатых моноклиналей, описанных ранее. В среднепротерозойское время древняя структура шомбозерских амфиболитов преобразовалась в желобообразную структуру над вулканической бороздой, подобной ранее описанным Елмозерской, Пальеозерской и другим.

Летнеозерская структура. Эта своеобразная тектоническая форма расположена в наиболее широкой части раннедокембрийской Восточно-Карельской зоны зеленокаменных вулканитов. Эта структура замечательна тем, что подавляющая ее часть сложена миндалекаменными метадиабазами, метапорфиритами и зелеными сланцами, образующими в плане двояковыпуклую линзу, вытянутую в северо-западном направлении на протяжении около 80 *км*. Ее поперечное сечение меняется от долей километра до 25 *км* в наиболее широкой центральной части. Среди поля эффузивных образований альбито-актинолитового состава местами обособляются сравнительно небольшие тела вулканитов, сложенных афанитовыми диабазами, порфиритами, туфами и туфобрекчиями, кварцевыми кератофирами и порфирами, представляющими собой, по-видимому, более молодые образования по сравнению с основной массой эффузивов.

Узкие полосы терригенных отложений, шириной от 2—4 до 8 *км*, окружают непрерывным поясом поле распространения диабазово-сланцевых пород, повторяя его линзовидную форму. Последовательность залегания пород юго-западной полосы в районе Калливо-лампи описана Л. Я. Харитоновым (1941). Отложения залегают здесь в следующем порядке (снизу):

	Мощность, *м*
Кварцито-песчаники грубозернистые, чередующиеся с конгломератами с гранитной и кварцевой галькой	10—15
Песчаники грубозернистые с редкими гальками кварцитов и гранитов	5
Песчаники грубозернистые, косослоистые с прослоями конгломератов	100
Кварцито-песчаники белые, аркозовые, среднезернистые	30—35
Песчаники грубозернистые	35—40
Сланцы серые, серицито-кварцевые	40—50
Песчаники и кварциты, кварцево-полевошпатовые, белые и розовато-белые, среднезернистые	300
Сланцы глинистые темно-коричневые с трещинами усыхания на поверхностях слоистости	10—15
Суммарная видимая мощность приведенного разреза	530—545

Строение терригенной толщи северо-восточной полосы раскрывают об-

нажения в районе поселков Риговараки — Шароварaки, подробно описанные Т. Ф. Негруца (1967).

Согласно его данным, здесь выше вулканитов, сопоставляемых с породами тунгудско-надвоицкой серии, залегают (снизу):

	Мощность, *м*
Кварцито-песчаники разнозернистые горизонтально- и косослоистые с рассеянной галькой кварца	200
Гравелиты кварцевые с линзами мелкогалечного конгломерата	75—100
Гравелиты аркозовые, кварцито-песчаники грубозернистые	50—80
Конгломераты крупногалечные, кварцевые с кварцево-серицитовым цементом	15—20
Кварцито-песчаники, гематитсодержащие, косослоистые, конгломераты кварцевые	100—150
Кварцито-песчаники зеленовато-серые, белые, розоватые, горизонтально- и косослоистые с прослоями алевролитов и сланцевой брекчии	100—150
Сланцы темно-серые, почти черные с прослоями кварцито-песчаников	25—30
Конгломераты валунно-галечные кварцево-гранитные, переходящие в аркозы	100
Чередование аркозов, кремнисто-карбонатных сланцев и доломитов водорослевых	25—30
Чередование кварцито-песчаников, алевролитов, гематитовых руд, доломитов глинистых	200
Кварцито-песчаники разнозернистые, крупнослоистые	30
Сланцы темно-серые, почти черные	120—130
Кварцито-песчаники разнозернистые, горизонтально- и косослоистые, сланцы кварцево-серицитовые и кварцево-хлоритовые, туффиты (?)	400
Выше залегают диабазы, порфириты и мандельштейны. Общая мощность описанного разреза терригенных пород достигает 1240—1420 *м*.	

Как уже было отмечено выше, центральная часть Летнеозерской структуры сложена темными миндалекаменными порфиритами и другими вулканическими породами. Прямые данные о их возрасте неизвестны, в связи с чем разные авторы неоднозначно решают вопрос о их стратиграфическом положении. Л. Я. Харитонов (1941), М. А. Гилярова (1955), С. А. Дюков (1960), Т. Ф. Негруца (1967) считают их наиболее молодыми членами разреза среднепротерозойских образований, а слабая степень метаморфизма этих пород дает основание М. А. Гиляровой сравнивать их с суйсарскими вулканическими комплексами. К. О. Кратц (1963), В. И. Робонен (1958), В. А. Соколов (1970), напротив, полагают, что эффузивы центральной части Летнеозерской структуры близки нижнепротерозойским образованиям.

Представление о морфологических особенностях Летнеозерской структуры основывается на ряде фрагментарных профилей, охватывающих различные участки структуры. Условия обнаженности не позволяют составить профиль всей структуры, обоснованный на всем протяжении в равной мере. Вместе с тем отдельные его участки создают вполне определенную картину строения. Эту картину изображает профиль, составленный в 1952 г. Е. А. Дюковым (1960) и дополненный автором (рис. 32, см. рис. 31). На профиле видно, что полого залегающая толща кварцито-песчаников в районе оз. Михайловского наклоняется под углом 45—50°, погружаясь под толщу вулканитов центральной части структуры. Аналогичные условия залегания пород наблюдаются и на северо-восточном борту, где толща конгломератов и кварцито-песчаников образует моноклиналь, осложненную дизъюнктивными нарушениями на протяжении более 5 *км*.

Внутренняя часть Летнеозерской структуры, достигающая в поперечном сечении по линии профиля 17 *км*, на значительных участках сложена эруптивными брекчиями с многочисленными дайками и штоками метадиабазов и метапорфиритов. В этой части структуры наблюдается большое число нарушений, зон дробления с признаками перемещения и неоднократного раскрытия трещин, которые способствуют образованию жильных и дайковых тел вулканитов. Среди поля вулканитов в ряде мест залегают изолированные выходы интенсивно деформированных пластов кварцито-песчаников.

Особенности строения, выявленные в рассмотренном сечении Летнеозерской структуры, являются характерными и для других ее сечений (рис. 33). В разных местах прослеживаются однообразные наклоны кварцито-песчаников под эффузивные образования под углом 45—50°. Юго-восточное окончание Летнеозерской структуры представляет собой постепенно сужающуюся полосу кварцито-песчаников северо-западного простирания. Северо-западная ее граница имеет характерный зазубренный вид, обусловленный дизъюнктивными нарушениями, рассекающими полосу кварцито-песчаников и зеленокаменных вулканитов на ряд узких полос северо-западного простирания. В ряде мест Летнеозерскую тектоническую форму осложняют зоны рассланцевания и дробления пород северо-западного и субширотного направлений. Наиболее значительные среди них прослеживаются юго-западнее Шагозера, северо-западнее Шуезера, севернее Етт-озера. Деформации в районе Шагозера сопровождались внедрением габбро-диабазов.

Особый интерес представляют данные о строении юго-западной окраины Летнеозерской структуры. Речь идет о так называемой Ватулминской складке.

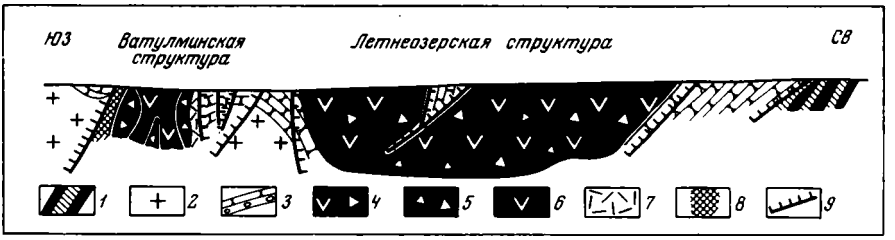


Рис. 32. Геологический профиль Летнеозерской структуры. Составлен по данным С. А. Дюкова (1960), Ю. Б. Богданова, А. С. Воинова и личным наблюдениям автора

1 — **параамфиболиты, гнейсы и сланцы досреднепротерозойские;** *2* — **гранитоиды досреднепротерозойские;** *3* — **кварцито-песчаники, конгломераты сегозерского комплекса среднего протерозоя;** *4* — **вулканиты среднепротерозойские Летнеозерской структуры (нерасчлененные);** *5—7* — **вулканиты Ватулминской структуры:** *5* — **брекчии,** *6* — **метадиабазы,** *7* — **кварцевые порфиры;** *8* — **зона дробления и милонитизации;** *9* — **дизъюнктивные нарушения**

Тектониты Ватулмы. Существуют различные представления о последовательности образования и тектонических взаимоотношениях между толщами, образующими Ватулминскую структуру.

Одни исследователи определяют ее как антиклиналь, полагая, что центральная часть складки сложена нижнепротерозойскими (Дюков, 1960) или сариолийскими (Харитонов, 1966) конгломератами среднепротерозойского возраста. Другие, наоборот, считают ее синклиналью, рассматривая те же породы центральной части как наиболее молодые из среднепротерозойских образований, развитых в этом районе, и сопоставляют их с вулканическими брекчиями суйсарского комплекса (Судовиков, 1934; Гилярова, 1955).

Между исследователями существуют разногласия не только по вопросам стратиграфических взаимоотношений и тектоники различных образований Ватулминской структуры, но и по поводу генезиса пород, составляющих ее центральную часть. Н. Г. Судовиков (1934), М. А. Гилярова (1955) в свое время определили их как вулканические брекчии; Л. Я. Харитонов, К. О. Кратц и В. И. Робонен (Кратц, 1963) считают эти образования конгломератами. Позднее Л. Я. Харитонов (1966) отказался от своей первоначальной точки зрения, показав на геологической карте эти породы знаком туфобрекчий. Все исследователи относят Ватулминскую структуру к пологим складчатым формам карелид. Летом 1966 г. мне удалось собрать материал о деформациях Ватулминской структуры, позволя-

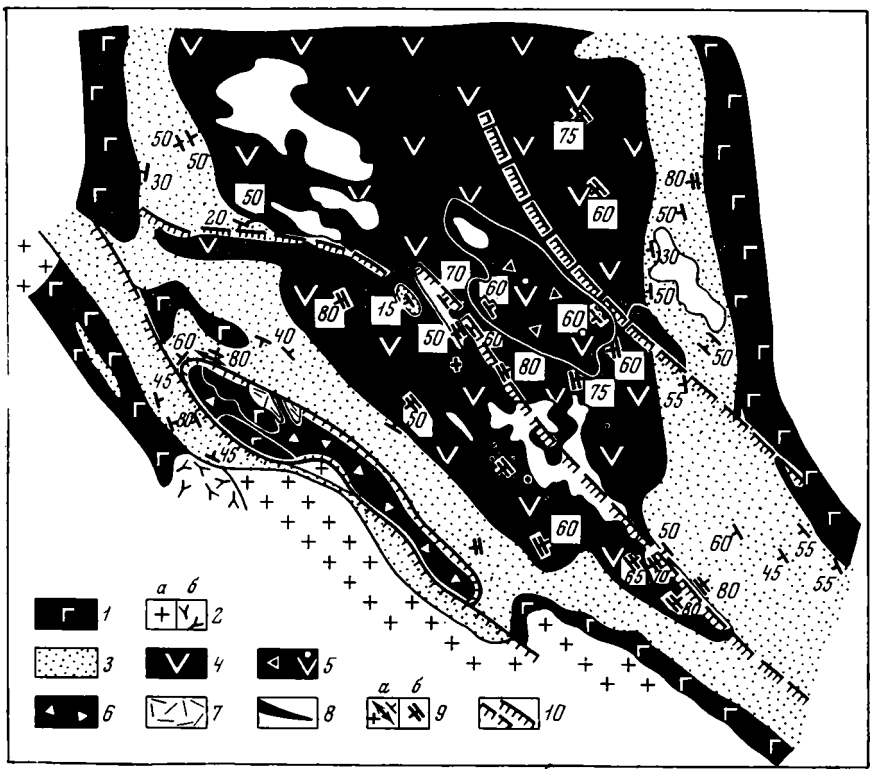


Рис. 33. Схема строения южной части Летнеозерской и Ватулминской структур. Составлена на основе геологической съемки СЗГУ с использованием материалов С. А. Дюкова, Л. Я. Харитонова, Т. Ф. Негруца, К. О. Кратца, М. А. Гиляровой и личных наблюдений автора

Океаническая стадия (офиолитовая ассоциация).

1 — метабазиты, метапорфириты, шаровые лавы, зеленые сланцы, амфиболиты, кварцевые порфиры, кварцевые кератофиры

Переходная стадия.

2 — олигоклазовые гнейсо-граниты, плагиомикроклиновые граниты, мигматиты (*а*), гранодиориты (*б*)

Континентальная стадия.

3 — конгломерато-брекчии, кварцито-песчаники, кварциты, серицито-кварцевые сланцы, аркозы; *4* — метадиабазы, шаровые лавы; *5* — афанитовые метадиабазы, метапорфириты, вулканические брекчии; *6* — тектониты; *7* — кварцевые порфиры; *8* — метагаббро-диабазы; *9* — элементы залегания слоев (*а*), элементы сланцеватости (*б*); *10* — дизъюнктивные нарушения, наблюдаемые и предполагаемые

ющий рассмотреть вопрос о генезисе описываемой формы в ином тектоническом аспекте.

Между озерами Косое, Ватулма и Маш-озеро на сравнительно небольшом участке, площадью менее 50 *км*^{2}, сосредоточены разнообразные породы вулканического происхождения: метадиабазы, метапорфириты, кварцевые порфиры и вулканические брекчии. Значительную часть занимают выходы туфобрекчий основных эффузивов темного, до черного, а чаще темно-зеленого цвета. Подавляющая масса этих образований представлена остроугольными обломками, размеры которых в поперечнике колеблются в широких пределах чаще от 5 до 15 *см*, реже встречаются угловатые и субугловатые обломки в 20—25 *см* и более. Обращает на себя внимание текстура этих пород. Плотно прижатые один к другому остроугольные куски почти лишены связующей массы. Роль цемента в большинстве случаев незаметна. В тех же местах, где цемент заполняет промежутки между обломками эффузивов, он представляет собой рассланцованное вулка-

ническое вещество. Подробное описание туфобрекчий рассматриваемого района содержится в работах Н. Г. Судовикова (1937). Среди многих особенностей туфобрекчий Н. Г. Судовиков отмечает, на наш взгляд, весьма важную черту этих образований; в них, как правило, отсутствует какая-либо сортировка материала и стратифицированная слоистость.

Сравнительно хорошая обнаженность района Ватулмы позволяет выявить условия залегания тела, сложенного породами смешанного состава. В плане современного среза они образуют замкнутый контур бобовидной формы, вытянутый в северо-западном направлении на расстоянии около 18 *км* при ширине 2 *км* на юго-восточном окончании, до 3—3,5 *км* — на северо-западном (см. рис. 41).

Помимо вулканических брекчий в пределах этого контура залегают тела метадиабазов, кварцевых порфиров и кератофиров. Они обнажаются на поверхности в виде овалов неправильной формы протяженностью 1—2 до 5 *км*, сосредоточенных в северо-западной, наиболее широкой части поля распространения вулканитов.

На левом берегу р. Сиговой, по северо-восточному побережью Кососера и в других местах, преимущественно по периферии тела вулканитов, располагаются отдельные изолированные выходы рассланцованных осадочных образований — гранитизированных аркозовых конгломератов, сильно измененных зеленых сланцев, а также пород смешанного состава, которые М. А. Гилярова предлагала называть туфоконгломератами (Гилярова, 1955). Тело вулканических брекчий почти со всех сторон окружают кварциты. Лишь вдоль юго-западного и северо-восточного берегов оз. Ватулма, против большого острова, они залегают в контакте с гранитами (см. рис. 32).

Вдоль зоны контакта вулканитов с окружающими породами наблюдаются своеобразные особенности состава и структуры туфобрекчий. В ряде мест среди этих пород появляются спорадические обломки гранита, кварцита, зеленых сланцев, кварцевых порфиров и других пород. Близ контакта с кварцитами у дер. Кососеро туфобрекчии рассланцованы, окварцованы, обогащены магнетитом, псевдоморфозами кальцита и бурого железняка по пириту и содержат пучки тончайших волокон роговой обманки. Кварцит в контакте рыхлый, буроватый, с интенсивным оруденением на расстоянии 10 *см* от контакта (Гилярова, 1955). Сильно рассланцованы туфобрекчии и в юго-восточной части оз. Ватулма. Здесь к зоне рассланцевания и милонитизации приурочена толща серицитовых сланцев и гематитсодержащих карбонатизированных кварцитов (Харитонов, 1964).

Оригинальны условия залегания пород по периферии контура распространения вулканитов. Кварциты, как уже было замечено, почти непрерывным поясом окружают тело вулканических пород. Вместе с тем разные отрезки «пояса» деформированы неодинаково. В местах стыка кварцитов с зеленокаменными породами наблюдаются особенно резкие деформации слоев. Одно из мест, где развиты наиболее интенсивные нарушения кварцитов, связано с северо-западным окончанием Ватулминской структуры. Здесь на протяжении более 10 *км* протягиваются невысокие гряды, сложенные светлыми известковистыми кварцитами с отчетливо выраженной слоистостью. Они опоясывают с трех сторон тело вулканитов, в общем простираясь согласно с формой последнего. Близ контакта с вулканическими брекчиями слои толщи кварцитов стоят на головах или наклонены под углом 60—80° в сторону от тела вулканитов. Вдоль северо-восточной окраины вулканических брекчий (район оз. Михайловского) углы падения таких же слоев не превышают 30—40°, а в 2—2,5 *км* северо-восточнее указанного места они залегают очень полого, практически горизонтально.

Южнее поля распространения вулканитов снова наблюдаются интенсивные деформации. Здесь в зоне милонитов известковистые кварциты круто наклонены в разных направлениях. За пределами зон проявления приконтактовых деформаций пласты кварцитов местами образуют узкие

V-образные желоба до 1—1,5 *км* в поперечнике, простирающиеся согласно контурам тела вулканических брекчий. Подобного рода нарушения тяготеют к местам развития наиболее интенсивных деформаций в залегании слоев (см. рис. 40). Любопытная особенность рассматриваемой зоны деформаций толщи кварцитов состоит в том, что ширина их распространения не превышает 1—2 *км*, а местами она, по-видимому, значительно меньшая.

Итак, бобовидная форма тела вулканических брекчий в плане, зоны интенсивного рассланцевания и милонитизации пород вдоль контура его распространения, преобразования пород на контакте с окружающими отложениями, особенности набора пород вулканитов и их распределения, наконец, тесная связь деформаций слоев с формой тела вулканических брекчий позволяют сравнивать Ватулминскую структуру с трубками взрыва (Новикова, Чахмахчев, 1968). Вместе с тем линейно-вытянутая форма структуры, заметно превосходящая размеры известных трубок взрыва Южно-Африканской и Сибирской платформ, а также анализ стиля тектонического развития рассматриваемого региона заставляют нас связывать Ватулминскую структуру с зоной тектонитов вдоль крупного дизъюнктивного нарушения, отделяющего Тунгудский массив гранитоидов от Летнеозерской структуры. В свете изложенных выше данных о Ватулминских тектонитах, естественно, снимается вопрос о том, что породы, их образующие, принадлежат базальным конгломератам ятулия или сариолия.

Интенсивные тектонические движения, сопровождавшиеся проявлениями основного вулканизма в рассматриваемой части Восточно-Карельской зоны, известны с раннего протерозоя. Раннедокембрийским структурам свойственны чешуйчатые крутонаклоненные моноклинали, осложненные поверхностями тектонических несогласий. Эти формы сохранились в виде реликтовых структур типа Авнеозерско-Пебозерской (см. рис. 2), Парандовской (см. рис. 3) и других моноклиналей среди деформаций более позднего времени.

В среднем протерозое после накопления терригенных отложений возобновились явления проницаемости магматических расплавов вдоль древних поверхностей, что привело к преобразованию ранее сформированной структуры. Возникли магматогенные формы типа Летнеозерской структуры Шомбозерского желобообразного прогиба. Более поздний этап среднепротерозойского структурообразования связан с новым оживлением движений вдоль древних поверхностей сжатия. Формирование ватулминской зоны тектонитов сопровождалось интенсивными деформациями и рассланцеванием пород, охватившим как среднепротерозойские, так и более древние породы.

Среднепротерозойское структурообразование в пределах Ветреного пояса связано с возникновением локальных форм небольших размеров. Их тектоническая позиция остается пока нераскрытой из-за неполноты геологических данных. Ультраосновные эффузивы Ветреного пояса большинство исследователей связывают с суйсарским временем. Однако этому выводу, на наш взгляд, противоречат данные абсолютного возраста оливиновых порфиритов. Вопрос о их положении в структуре был рассмотрен в первой главе.

О природе поздних карелид Карелии. Изложенные выше данные о тектонике среднепротерозойских вулканогенно-осадочных пород показывают, что структуры рассмотренного этапа развития сочетают в себе черты чешуйчатых моноклиналей ранних карелид, а также элементы новообразованных форм, связанных с магматической деятельностью. Зоны проницаемости позднекарельских вулканитов основного ряда располагаются параллельно древним поверхностям глубинных надвигов. Именно над ними чаще всего развиваются магматогенные формы.

По морфологии и истории развития выделяется несколько видов магматогенных структур. Среди них: вулканические борозды и сопряженные

с ними желоба, связанные с излияниями лав на поверхность вдоль трещин, и локальные деформации, обусловленные проявлениями взрывного вулканизма. В этом же ряду структур находятся наложенные впадины, в сложении которых, как и других структур рассматриваемого ряда, заметную роль играют метабазиты. Наложенным структурам Онежского типа свойствен ряд парагенетически связанных автохтонных формаций: вулканогенной, карбонатной, шунгитовой. Этот ряд формаций по существу является завершающим рядом сквозного развития доятулийских формаций метабазитов и характеризует тип структур, возникших на гетерогенном метабазит-гранитоидном основании с локальным развитием сиалического слоя земной коры незначительной мощности (Цирюльникова и др., 1968). В свете этих данных впадины онежского типа принадлежат ряду реликтовых тектонических форм.

Наложенные впадины типа Западно-Онежской, напротив, раскрывают тесную связь с континентальным фундаментом. Они отличаются от наложенных структур типа Далекарлийской тем, что породы терригенных формаций Западно-Онежской наряду с материалом дальнего следования содержат кластический материал автохтонных формаций смежных позднекарельских структур или структур раннекарельского основания, а их морфология в значительной мере предопределена линеаментами чешуйчатых структур основания.

Таким образом, с одной стороны, намечается закономерная преемственность развития структур, свойственных океанической стадии развития, а с другой — наложение новых форм в условиях сформировавшегося сиалического слоя.

Все исследователи отмечают тесную пространственную связь поздних карелид с местами проявления раннекарельского структурообразования. Размещение в пространстве ятулийских структур свидетельствует о том, что движения вдоль поверхностей древних линеаментов в среднем протерозое происходили не только в пределах Восточно-Карельской зоны, но также заметно проявились и в центральной части структуры Карельского региона. Зоны проницаемости ятулийского времени как бы мигрировали в тыл структуры, сохраняя при этом директивные простирания Восточно-Карельской зоны и зоны Ветреного пояса. Эти данные свидетельствуют о том, что структура Карельской раннедокембрийской зоны сжатия продолжала развиваться и в среднем протерозое.

Одновременно с заложением и развитием ятулийских магматогенных структур, в смежных структурах, сложенных гранитоидами, под покровом чехла ятулийских пород происходили явления гранитоидного магматизма, сопровождавшиеся внедрением плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов и интенсивной мигматизацией более древних гранитоидов. Условия обнаженности Карельского региона не позволяют пока раскрыть закономерности размещения среднепротерозойских гранитоидов. Вместе с тем отдельные фрагментарные данные свидетельствуют о локальном распространении массивов линейной формы, вытянутых в соответствии с простираниями линеаментов крутых надвигов.

Итак, на среднепротерозойское время падает начало континентальной стадии развития Карельского сегмента земной коры. Новые черты структурообразования проявились прежде всего в оформлении систем магматогенных тектонических форм, местами контролируемых древними чешуйчатыми структурами, а местами новообразованными по отношению к этим формам. Вулканические борозды и сопровождающие их желоба, наложенные впадины онежского и западноонежского типов наряду с более чешуйчатыми моноклиналями и надвигами составляют характерный набор тектонических форм рассмотренной стадии развития Карельского региона.

В свете всего сказанного выше естественно возникает вопрос о соотношении ранне- и позднекарельских тектонических форм центральной Ка-

релии со структурами восточной Финляндии, с одной стороны, и свекофенской геосинклинальной области, с другой.

Как известно, этот вопрос не имеет однозначного ответа у различных исследователей (Mikkola, 1959; Eskola, 1959; Кратц, 1961). Предпринятое мной изучение структур восточной Финляндии позволило наметить новый тектонический аспект решения проблемы. Обратимся к изложению этих данных.

ВОСТОЧНАЯ ФИНЛЯНДИЯ

Северо-восточнее региона распространения свекофенских плутонических и метаморфических пород Финляндии развита обширная «гнейсо-гранитная область», принадлежащая западной окраине Карельской зоны сжатия. Ее поперечное сечение местами достигает здесь 100 *км*. Кварцевые диорито-гнейсы, гранодиорито-гнейсы и гранито-гнейсы во многих местах составляют полосчатые комплексы, выявляющие крутонаклонное и пологое залегание пород в этом регионе.

Как и в центральной Карелии, здесь среди гнейсо-гранитных структур сохранились реликтовые формы, сложенные более древними раннедокембрийскими комплексами основных и ультраосновных пород, ассоциирующих со сланцами основного состава, слюдяными сланцами и гнейсами (Вяюрюнен, 1959; Эскола, 1967).

Вдоль окраины древней гнейсо-гранитной области спорадически распространены ятулийские кварциты. Они протягиваются в северо-западном и субмеридиональном направлениях узкими прерывистыми полосами шириной от нескольких до 5—10 *км*. Лишь на севере, в структурной зоне Перепохья (Вяюрюнен, 1958) толща кварцитов распространена на значительной площади.

Представление о последовательности образования ятулийско-калевийских пород восточной Финляндии основывается в значительной части на фрагментарных выходах различных литологических комплексов, составляющих вместе ассоциации, близкие по составу среднепротерозойским разрезам центральной Карелии.

В районе Тохмаярви (Nykänen, 1968) над амфиболовыми сланцами и хлорито-биотитовыми гнейсами «древнего основания» с угловым несогласием залегают конгломерато-брекчии, состоящие из неотсортированных и неокатанных обломков пород разного размера и состава. Среди них — куски метаморфических пород основного состава, аркозовые метапесчаники, диорито- и гранито-гнейсы, заключенные в грубозернистом цементе с редкими прожилками (1—2 *см*) турмалина.

Выше по разрезу залегают серицитсодержащие кварциты мощностью до 400 *м*. В нижней части толщи кварцитов прослеживается горизонт тектонических брекчий видимой мощностью до 1 *м*. Интенсивно рассланцованные и брекчированные кварциты с кусками и линзами черных сланцев залегают и в основании вышележащей толщи доломитов, обнажающихся в ряде незначительных выходов. Горизонты кварцитов и доломитов перемежаются с зеленокаменными вулканитами — туфами и лавами со следами течения. В их составе помимо альбита и роговой обманки содержится заметное количество эпидота, а также магнетита.

Филлиты и сланцы калевия перекрывают ятулийские образования и относятся к верхней части карельского комплекса. Необходимо, однако, заметить, что в подавляющем большинстве виденных разрезов контакт между ятулийскими и калевийскими породами — тектонический.

Северо-восточнее оз. Тохмаярви зона контакта кварцитов ятулия со сланцами калевия представлена интенсивно рассланцованными и катаклазированными, местами сильно ожелезненными породами. В слюдистых сланцах зоны контакта появляются крупные кристаллы ставролита, гра-

ната, порфиробласты андалузита; кварциты также насыщены розовым гранатом и содержат выделения андалузита. Полоса ставролитсодержащих сланцев маркирует тектонический контакт, прослеживаемый на расстоянии 50 *км*. На всем протяжении кварциты и сланцы наклонены на запад — юго-запад под углом 20—30 до 60—80°.

Строение ятулийских и калевийских пород Финляндии существенно отличается от наложенных форм центральной Карелии. Породам названных комплексов свойственны специфические условия залегания, определяемые их положением в зоне сочленения древнего доятулийского континентального сегмента со свекофенской океанической областью. Х. Вяюрюнен (1959) выделил их под названием Восточно-Финляндской, или Главной карельской зоны. Эти структурные формы, как будет показано ниже, близки описанным ранее зонам тектонитов.

Восточно-Финляндская зона тектонитов. Эта своеобразная зона деформаций простирается на протяжении более 600 *км* между северным побережьем Ботнического залива (на северо-западе) и Ладожским озером (на юго-востоке). Ее восток-северо-восточное ограничение совпадает с контуром распространения континентальных кварцитов ятулия (восточный тип разреза), а запад-юго-западное — проходит вдоль границы морских отложений ятулия и свекофенских образований. Эта граница выражена менее четко и в значительной части является условной.

Центральная часть рассматриваемой зоны тектонитов, сложенная катаклазированными гнейсо-гранитами массива Исалми, отделена от свекофенских комплексов поясом мигматитов и слюдяных гнейсов, принадлежащих вместе с ятулийскими комплексами морского происхождения к западному типу разреза карелид. Структурные формы, образованные породами этого типа, распространены по периферии Центрально-Финляндской зоны в юго-восточной ее части, а также вдоль северного ограничения «ятулийского материка», в районе Кеми-Рованиеми-Кусамо (Simonen, 1971).

Как видим, в сложении Восточно-Финляндской зоны тектонитов, поперечное сечение которой местами превышает 100 *км*, принимают участие разновозрастные и разнофациальные комплексы пород. Ее структура представляется весьма сложной, состоящей из ряда ориентированных в разных направлениях фрагментов, соприкасающихся один с другим по тектоническим поверхностям. Выделяется несколько обособленных чешуйчатых форм, разделенных пластинами доятулийских гранито-гнейсов.

На северо-восточной окраине рассматриваемой зоны профили (рис. 34) пересекают пояс Коли-Калтимо. На пакеты слоев аркозовых и серицитовых кварцитов и коли-кварцитов ятулия здесь надвинуты филлиты и сланцы калевия. Чешуйчатая структура осложнена крутоориентированными сколовыми поверхностями, вдоль которых наблюдается характерное рассланцевание и срезание пластов под углом 45° к поверхности слоистости.

Примечательная особенность рассматриваемого сечения структуры состоит в том, что надвигообразование сопровождалось здесь формированием молассового комплекса (олистострома? — *АН*). Огромные глыбы сильно перекристаллизованного кварцита оказались рядом с обломками филлитового слюдистого сланца и зернами кварц-полевошпатовых пород, заключенными в граувакковой, кварцитовой или филлитовой основной массе. Местами метаморфизованные граувакки, конгломераты чередуются с пластами бластопсамитов и перекрываются докарельскими гнейсами; выше гнейсов залегают филлитовые слюдистые сланцы, аналогичные калевийским. Бо́льшая часть молласового комплекса состоит из обломков кварцитов и филлитовых слюдистых сланцев. При этом обломки филлитов часто располагаются под филлитовыми же слюдистыми сланцами, или заключены в них; иногда они перекрывают кварциты, а иногда «внедрены» в докарельское основание. Все породы несут следы большего или меньшего тектонического воздействия (Gaal, 1964).

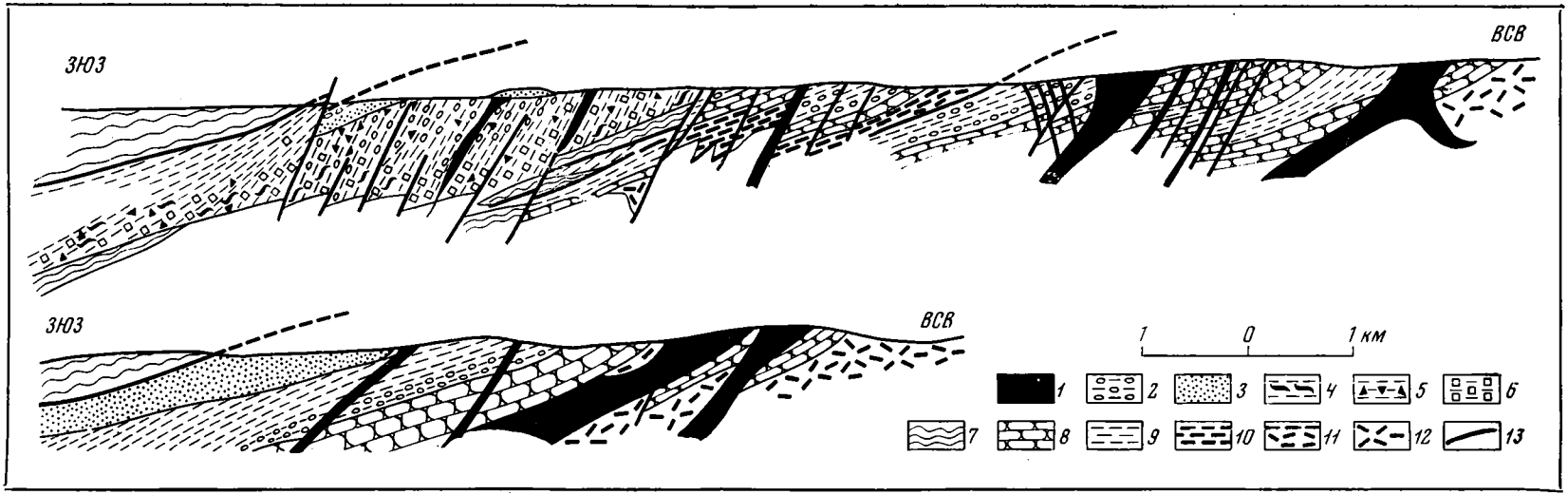


Рис. 34. Геологические профили области Коли (оз. Пиэлисярви), по Г. Гаалу (Gaal, 1964), схематизировано автором

1 — метадиабазы;
2—6 — карельская моласса:
2 — кварцевые, кварцполевошпатовые метаконгломераты,
3 — кварциты,
4—6 — полимиктовые конгломераты, метаграувакки (*4* — с гальками слюдистых сланцев,
5 — с гальками коли-кварцитов,
6 — с обломками докарельского гнейса);
7—9 — карелиды:
7 — филлитовидные слюдистые сланцы (калевий),
8 — коли-кварциты,
9 — аркозы, серицитовые кварциты (*8*, *9* — ятулий);
10—12 — докарельское основание:
10 — полосчатый гнейс,
11 — гранитизированный полосчатый гнейс,
12 — гранито- и диорито-гнейсы;
13 — надвиги, сбросы, сдвиги

Западнее ятулийского пояса Коли-Калтимо залегают три кулисообразно расположенные пластины, известные под названиями синклиналей Хеютияйнен, Пюхяселькя и Оривеси. Они отделены одна от другой поверхностями тектонических несогласий, раструбом расходящихся к югу вдоль побережий озер, одноименных с вышеназванными структурными элементами. Вдоль тектонического контакта между пластинами Хеютияйнен и Пюхяселькя зажата узкая полоса кварцитов, оказавшаяся между сланцами синклинали Хеютияйнен и гранито-гнейсами Вайвио, залегающими внутри сланцев синклинали Пюхяселькя.

Названные пластины почти целиком сложены сланцами калевия, различающимися по составу от аргиллитов до граувакк. Местами в породах отчетливо выражена сортированная слоистость флишевого типа. Характерны черные углеродсодержащие сланцы, состоящие из мелких гранобласт микроклина и плагиоклаза, призм тремолита, кристаллов серного колчедана и тонкорассеянного графитового пигмента. Породы отличает слабая степень метаморфизма, что, по мнению финских геологов, связано с присутствием в их составе рассеянного углерода, препятствовавшего метаморфической перекристаллизации (Эскола, 1968).

Рассматриваемые субмеридионально вытянутые пакеты пород в районе г. Оутокумпу срезаются надвиговой структурой северо-восточного простирания. На широте оз. Хеютияйнен породы, ее составляющие, резко меняют простирание на северо-западное и перекрываются пластинами Юкаваары и Петроваары.

С чешуйчтой структурой Оутокумпу связаны многочисленные тела серпентинитов. Они выходят на поверхность полосой северо-восточного простирания на протяжении около 30 *км* (Вяюрюнен, 1959; Peltola, 1960; Эскола, 1967).

Условия залегания пород этой полосы великолепно видны в огромном карьере Оутокумпу, а горные выработки и шахты позволяют проследить стиль деформаций на глубину до 200 *м*. И карьер, и шахтные выработки раскрывают картину строения с большой полнотой.

Зона интенсивного катаклаза, брекчирования и истирания пород сопровождает внедрение тел серпентинитов, разделяющих толщу филлитов и слюдистых сланцев, развитых к северо-западу и юго-востоку от рассматриваемой зоны и принадлежащих верхней части разреза карельского комплекса (калевий). По составу это кварцево-полевошпатово-биотитовые сланцы с небольшим количеством порфиробластов альмандина.

В зоне нарушения сплошности слоев слюдистые сланцы сменяются черными углеродсодержащими сланцами и кварцитами, залегающими в виде линз или клиньев изменчивой мощности от нескольких метров до 100—200 *м*. Черные сланцы, чередующиеся с кварц- и сульфидсодержащими более грубозернистыми слоями, выявляют слоистую структуру линз, прослеживающихся по простиранию на сотни метров, а некоторые линзы кварцитов вытянуты на протяжении нескольких километров. Местами наблюдается «необычная» перемежаемость кварцитов со слюдистыми сланцами, не наблюдающаяся среди относительно ненарушенных фрагментов разреза карельского комплекса. Кварциты интенсивно рассланцованы. Содержащиеся в них акцессорные минералы — диопсид, тремолит, фуксит, уваровит ориентированы вдоль поверхностей скольжения.

Линзы серпентинитов (мощностью от нескольких метров до 500 *м*) в краевых частях превращены в тальковые, хлоритовые сланцы и тальково-карбонатные породы. Характерны также диопсид-тремолитовые скарны в зонах контактов серпентинитов и кварцитов и серпентинитов и доломитов, а также медно-никелевые рудные тела. Поверхности скольжения и брекчирование серпентинитов особенно интенсивно проявлены вдоль пояса серпентинитов северо-западной окраины Оутокумпу. К этой же полосе тяготеют и наиболее мощные линзы этих пород. Их тела составляют минеральные агрегаты разной модификации: массивные пластинчатые

серпентиниты, спутанно-волокнистые, петельчатые, а также радиально-лучистые, из игольчатых выделений антофиллита (?) в карбонатной основной массе.

Породы зоны дизъюнктивных нарушений, а также прилежащие к ним толщи слюдистых сланцев и филлитов наклонены на юго-восток под углом 20—60°. На глубине около 200 *м* зона тектонитов выполаживается почти до горизонтального положения.

Изучение особенностей состава ультрабазитов Оутокумпу и их соотношений с вмещающими породами послужили П. Эскола основанием для заключения о том, что появление ультрабазитов среди метаморфических образований карельского комплекса обусловлено их внедрением в твердом состоянии вдоль надвиговых поверхностей (Эскола, 1967). Этот весьма интересный вывод позволяет раскрыть общие черты строения докембрийской зоны тектонитов восточной Финляндии и альпийской геосинклинальной области (Passerini, 1965; Moors, 1969; Пейве, 1969). Подобие общих черт многократно выявляется в разных участках структуры рассматриваемой тектонической зоны.

Как уже было отмечено выше, к чешуйчатой структуре Оутокумпу с северо-запада примыкают крутоизогнутые на восток субпараллельные пластины Петроваары, Юукаваары. В соответствии с изгибами тектонических швов, породы, их составляющие, простираются в северо-западном и юго-западном направлениях.

В этой части Восточно-Финляндской зоны гнейсовые клинья проникают в сланцевые толщи и чередуются с кварцитами ятулия, с кварцитами и сланцами калевия. Пояс гипербазитов Корттейнен-Ниниваара отделяет гнейсо-граниты Петроваары и метаморфические комплексы континентального карелия от тектонических форм, сложенных породами карельского комплекса существенно иного («западного») типа. Их отличает от образований ранее рассмотренных толщ не только более интенсивный метаморфизм, но, вероятно, и условия происхождения (Wilkman, 1923).

Как и в Оутокумпу, серпентинитовые массивы вытянуты здесь в виде пояса линзовидных тел, залегающих среди перетертых и милонитизированных пород. На всем протяжении вдоль контакта с гранито-гнейсами прослеживается узкая полоса интенсивного перетирания пород, грубозернистых гнейсов, очковых гнейсов, а также линзы и клинья кварцитов, доломитизированных известняков и углистых филлитов, зажатых среди слюдяных гнейсов и мигматитов (рис. 35).

Поперечное сечение тектонического шва на развороте простирания пластов достигает 5 *км*. К этой части структуры приурочены наиболее интенсивные деформации, сопровождаемые появлением очковых гнейсов. Тектонический шов Корттейнен — Ниниваара прослеживается на протяжении около 50 *км* в северо-западном направлении. В районе хребта Кинахми-Рахасмяки его срезает полоса субмеридиональных деформаций, простирающихся вдоль края массива Исалми.

На западном склоне хребта, в узкой полосе на поверхности, обнажаются вертикальные складки, состоящие из серицитовых кварцитов кинахми, переслаивающихся с известняками и углистыми сланцами. Х. Вяюрюнен полагает, что эти толщи можно рассматривать как корневые участки вышеописанных чешуйчатых форм, которые он сравнивает с альпийскими покровными структурами.

Названный исследователь пришел к заключению, что наибольшее давление масс происходило с северо-запада. В результате этого давления северные оконечности ранее упомянутых синклинальных зон «были сжаты в единый узкий пояс, а гранитный массив Вайвио и ряд других массивов, расположенных перед этими зонами, поднялись вверх совершенно так же, как альпийские центральные массивы перед пеннинскими складками» (Вяюрюнен, 1959, стр. 152).

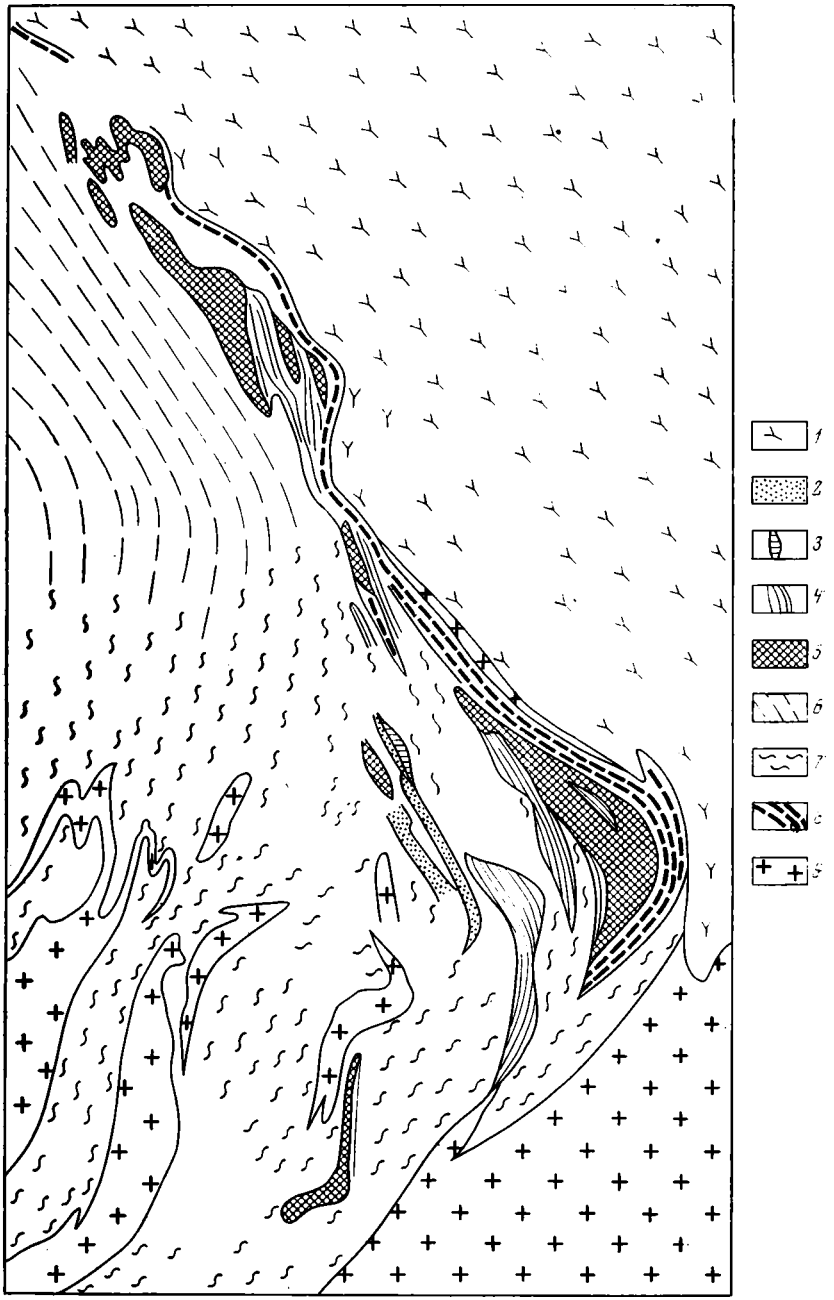


Рис. 35. Тектонический пояс Корттейнен — Ниниваара, по Х. Вяюрюнену (1959), схематизировано автором

1 — гранито-гнейсы; *2* — кварциты; *3* — доломитизированные известняки; *4* — углистые филлиты; *5* — серпентиниты; *6* — слюдяные гнейсы; *7* — жильные гнейсы; *8* — зона интенсивного перетирания пород, грубозернистых гнейсов, очковых гнейсов; *9* — граниты

Значительную часть Восточно-Финляндской зоны образуют структурные формы, сложенные карельскими комплексами, принадлежащими западному типу. Они развиты юго-западнее полосы рассмотренных выше чешуйчатых структур Коли-Калтимо, Пюхяселькя, Оутокумпу и массива Исалми, в пределах так называемой Саво-Карельской сланцевой области.

Особенности строения этой части Восточно-Финляндской зоны раскрываются в районе Куопио.

Согласно данным Вилькмана (Wilkman, 1923), в названном регионе выделяется несколько обособленных куполовидных выходов доятулийских гнейсо-гранитов, выступающих из-под толщи более молодых гнейсов, близких слюдяным сланцам, роговообманковым сланцам, частью мигматизированным.

Карельские гнейсы и сланцы занимают значительную часть площади района гор Куопио. В их составе отмечается характерная ассоциация высокоглиноземистых минералов. Гранатовые гнейсы, гранат-антофиллитовые сланцы с кордиеритом и силлиманитом образуют толщи, близкие составу кинцигитов центральной и южной Финляндии. Между гнейсами разного возраста предполагается несогласный контакт, который прослеживается в смежном районе к северу от ст. Тойвала, где кварциты отделены от древних гранитов «базальным сланцем», обогащенным серицитом (Вяюрюнен, 1959).

Вдоль зон сочленения доятулийских с более молодыми, карельскими гнейсами района Куопио развиты горизонты кварцитов, графитовых сланцев, известняков, карбонатно-кремнистых пород и амфиболитов. Карбонатные породы образуют линзы мощностью до 10—60 *м*, залегающие среди тремолитовых сланцев, кварцитов и амфиболитов. С этими же толщами связаны и графитовые сланцы. На геологической карте (Wilkman, 1923) отчетливо вырисовываются узкие полосы и ленты кварцитов, известняков и роговообманковых сланцев, повторяющих контур контакта между гнейсами разного возраста. С зонами контактов связаны особенно интенсивная мигматизация пород микроклиновыми гранитами и секущие их тела.

Рассмотренный участок структуры Восточно-Финляндской зоны тектонитов свидетельствует о том, что формирование карельского гнейсового комплекса тесно связано временем проявления с надвиговым структурообразованием в смежной фациальной зоне. Вместе с тем анализ структуры Куопио показывает, что интенсивные и разнообразные по набору формационных комплексов проявления гранитоидного магматизма происходили далеко за пределами зоны сжатия (Центрально-Финляндский массив).

Таковы некоторые особенности строения юго-восточной части Восточно-Финляндской зоны тектонитов. Своеобразные деформации наблюдаются вдоль восточной границы ее центральной части, в структурной зоне Кайнуу, простирающейся в субмеридиональном направлении параллельно дугообразной полосе древних сланцевых останцов зоны Кухмо-Сомуссалми. Поперечное сечение зоны Кайнуу колеблется от нескольких километров на юге до 40 *км* в средней части структуры в районе оз. Оулу. К западу и востоку от нее развиты диорито- и гранито-гнейсы древнего основания.

Сложная тектоника зоны Кайнуу раскрывается в наиболее широкой части структуры в районе заливов Миеслахти и Иормунлахти оз. Оулу. Здесь бросается в глаза заметное распространение базит-гипербазитовых пород, образующих полосу шириной до 8 *км*, прослеживающуюся на протяжении около 20 *км*, согласно с общим простиранием пород карельского комплекса восточной Финляндии.

Серпентиниты обнажаются в виде локальных массивов различной формы и размеров; наряду с изометричными выделяются линзовидные тела заметной протяженности. Наиболее крупные массивы серпентинитов — Тютенмяки, Антинмяки — достигают в поперечном сечении 3 *км*. В последние годы выявлено много новых мелких массивов серпентинитов, приуроченных к рассматриваемой полосе. В прекрасных обнажениях Суомен, Минерали, Иормуа, Савиранты на поверхности выступают локальные серпентинитовые холмы, нередко сопряженные с живописными

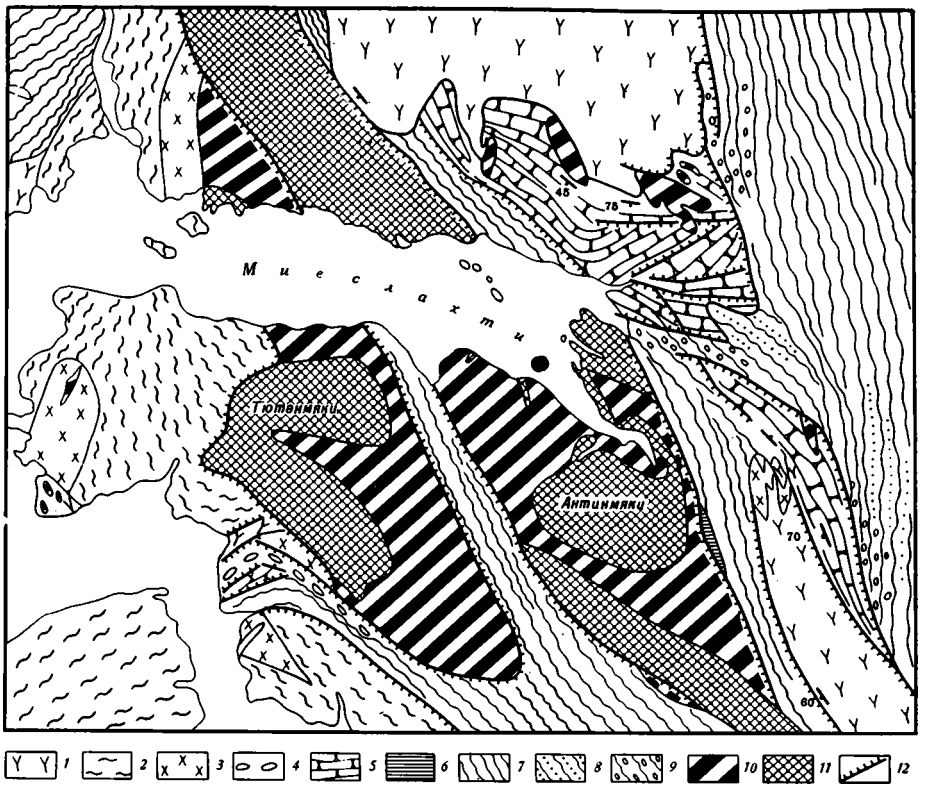


Рис. 36. Схема строения зоны тектонитов в районе залива Миеслахти, по В. Вилькману (Вяюрюнен, 1959), с дополнениями автора

1 — гнейсо-граниты; *2* — слюдяные гнейсы; *3* — граниты; *4—11* — карелий: *4* — конгломераты, *5* — кварциты, *6* — доломиты, *7* — филлиты, *8* — сланцы пиритсодержащие, *9* — сланцы гранатсодержащие, *10* — габбро, *11* — серпентиниты; *12* — дизъюнктивные нарушения

озерными впадинами. Сложение этих пород свидетельствует об интенсивном смятии и дроблении. Участки массивных серпентинитов изометричной, угловатой и неправильной формы перемежаются с зонами, сложенными тальк- и карбонатсодержащими серпентинитами, тремолитовыми и хлоритовыми сланцами, образующими сетчатый рисунок.

Характерна тесная связь серпентинитов с габброидами, иногда с пегматоидными их выделениями. Местами куски габбро заключены в серпентинитах; а местами габброиды образуют заливообразные контакты, вдающиеся в тела серпентинитов. Вдоль некоторых контактовых зон развиты зоны рассланцевания, захватывающие и серпентиниты и габброиды (рис. 36).

Стиль деформаций метаморфических вулканогенно-осадочных пород, залегающих по периферии и внутри тела базит-гипербазитов, раскрывают обнажения Хиеталахти, Савиниеми, Савиранты, Минерали, Ермуа. В указанных местах в контакт с серпентинитами приведены породы пестрого состава, простирающиеся в разных направлениях.

В районе Хиеталахти-Савиниеми полоса слюдистых сланцев, ограничивающая с юго-востока серпентиниты Лехмияки, резко прервана блоком интенсивно деформированных пород, ориентированных почти под прямым углом к простиранию слюдистых сланцев. На коротком расстоянии (около 2 *км*) в субмеридиональном направлении с юга на север последовательно обнажаются полосы гранодиоритов, черных филлитов

и будинированных слюдяных сланцев, затем кварцитов, конгломератов, гранодиоритов, гнейсо-гранитов, серпентинитов. Породы наклонены под углом 70—80° сначала на север, а затем на юг. Вдоль границ разных литологических комплексов наблюдается интенсивный катаклаз и рассланцевание, а местами вдоль контактов породы превращены в мучнистый агрегат. Гальки в конгломератах также рассланцованы, сплющены и ориентированы параллельно зонам рассланцевания.

В районе Савиранта в контакте с серпентинитами залегают гнейсы, слюдяные сланцы, сменяющиеся далее от контакта пепловыми туфами и амигдалоидными лавами со следами течения. Как и в предыдущем обнажении, породы залегают очень круто, почти вертикально. Аналогичные соотношения, судя по геологической карте, занимают слюдяные сланцы, зажатые в виде клина в теле габброидов и серпентинитов, между заливом Савиранта и Кильмекорпи (см. рис. 35).

Совершенно несомненно, что рассмотренные деформации тесно связаны с тектоническим сжатием, сопровождавшимся проявлением на поверхности базит-гипербазитов. Аллохтонное залегание пород, выявляющееся в современном эрозионном срезе в сочетании фрагментов структурных элементов, сложенных пестрыми комплексами пород, принадлежащих разным стратиграфическим интервалам карельского и более древнего возраста, позволяет предполагать, что рассмотренный тип тектонитов близок структурным образованиям типа меланжа альпийской складчатой области (Книппер, 1971) и палеозоид Средней Азии (Макарычев, Висьневский, 1973). Однако вопрос этот требует специального изучения.

Интенсивные тектонические движения карельских пород Кайнуу привели к возникновению резко асимметричной структурной зоны, состоящей из обособленных пластин и клиньев, разделенных многочисленными тектоническими поверхностями, сопровождаемыми линзами серпентинитов, зонами ставролит-, гранат- и серицитсодержащих сланцев, поясами скарнов.

Чешуйчатое строение отчетливо выявляется в разных сечениях структуры Кайнуу. В южной ее ветви на пластину тонкозернистых сливных кварцитов ятулия надвинуты темно-серые филлиты, чередующиеся с углеродсодержащими и тремолито-гранатовыми сланцами калевия. В свою очередь на сланцах калевия выше зоны тектонитов залегают снова кварциты ятулия с прослоями углистых филлитов и известняков.

В северной части структуры Кайнуу мигматизированные гнейсы и гнейсо-граниты надвинуты на филлиты, слюдяные сланцы и слюдяные гнейсы калевия. Последние в направлении на восток сменяются мощной толщей кварцитов Яуракка, образующих дугообразную зону, согласную поясу серпентинитов, разделяющих древние гнейсы и филлиты калевия. Наиболее сложные соотношения между различными фрагментами структуры Кайнуу наблюдаются в районе оз. Оулу, где в надвигообразование вовлечены значительные участки гнейсо-гранитного древнего фундамента.

В свете представлений, изложенных в предыдущих главах, рассмотренные структурные формы принадлежат элементам структуры коры океанического типа.

Тесная тектоническая связь между метаморфическими образованиями карельского комплекса и глубинными породами выявляется и в других структурах Восточно-Финляндской зоны тектонитов. Ассоциация такого рода с базит-гипербазитами ярко выражена в зоне сочленения между древними мигматит-гранитами Пудасярви и карельским сланцевым поясом Перепохья или Кеми-Рованиеми (Вяюрюнен, 1959; Эскола, 1967; Perttunen, 1972).

Базит-гипербазиты прослеживаются здесь на протяжении около 15 *км* в виде линзы мощностью до 2 *км*. Финские геологи интерпретируют ее как стратиформный силл. Нам представляется необходимым обратить

внимание на некоторые тектонические особенности строения этой зоны. На всем ее протяжении прослеживаются амфиболизированные габбро мощностью от нескольких сот метров до 1 *км*. В наиболее широкой части линзы, в районе Элиярви, параллельно габброидам простираются перидотиты, местами перемежающиеся с пироксенитами. Мощность пластового тела перидотитов до 800 *м*. Ниже залегают тальково-карбонатные породы, вмещающие хромитовые руды, тела серпентинитов. Общая мощность этого горизонта около 180 *м*.

Тела габброидов, перидотитов, пироксенитов, так же как и тальково-карбонатный горизонт, наклонены под углом 70° в сторону основания сланцевого пояса Перепохья. В контакте с габброидами с тыла залегает мощная толща кварцитов Кивало (2 *км*), местами отделенных от габброидов узкой зоной рассланцованных диабазов и прорываемых габброидами.

Вдоль фронтального контакта с древними гранитоидами массива Пудасярви тальково-карбонатные породы интенсивно милонитизированы и превращены в тальково-хлоритовые сланцы. Мощность пояса милонитов от 5 до 50 *м*. Между милонитами и катаклазированными и брекчированными гранитоидами прослеживается дайка альбитовых диабазов и альбититов.

Среди образований тальково-карбонатного горизонта сохранились реликтовые структуры стратиформных ультрабазитов. Стратификация выражена в ритмичном чередовании тонких (от 1—2 до 10 *см*) слоев перидотитов, пироксенитов, серпентинитов, тальково-карбонатных пород и хромитов.

При осмотре карьера бросаются в глаза интенсивная раздробленность и катаклаз всех пород тальково-карбонатного горизонта, а также и залегающего выше перидотитового слоя. Совершенно очевидно, что выведенные на поверхность базит-гипербазиты Кеми-Рованиеми находятся в аллохтонном залегании в зоне тектонитов, сопровождающих глубинный надвиг в сторону древнего основания. Формирование стратиформного разреза базит-гипербазитов, несомненно, было неоднократным и сопровождалось многократной серпентинизацией и карбонатизацией пород.

Естественно поэтому, что возраст базит-гипербазитов может оказаться более древним, чем возраст вмещающих пород, как это наблюдается в Оутокумпу, где, судя по данным абсолютного возраста, серпентиниты и руды сформировались примерно на 400 млн. лет раньше времени проявления их в основании надвиговой пластины. Вместе с тем, несмотря на сильную раздробленность пород зоны тектонитов, в их строении сохранилась пластообразная форма залегания пород.

Таковы основные данные о строении некоторых элементов структуры Восточно-Финляндской зоны.

При решении вопроса о соотношении между карелидами восточной Финляндии и центральной Карелии необходимо иметь в виду следующее. Среднепротерозойские элементы структуры Восточно-Финляндской зоны тектонитов — Коли-Калтимо, Пюхяселькя, Оутокумпу, Кеми-Рованиеми и другие заметно отличаются стилем строения от Онежской, Янгозерской, Западно-Онежской и других структур Карельского континентального сегмента.

Тектоническим формам восточной Финляндии свойственна четко выраженная чешуйчатая структура, с многочисленными поверхностями дизъюнктивных нарушений, сопровождаемых специфическим минералообразованием, рассланцеванием, катаклазом и милонитизацией пород, а также линзами и телами серпентинитов.

Между метаморфическими образованиями поздних карелид и глубинными породами базит-гипербазитового ряда весьма характерны тектонические соотношения. В структурной зоне Кайнуу базит-гипербазиты залегают в виде локальных изометричных и линзовидных тел, сложение

которых свидетельствует об интенсивном сжатии и дроблении пород. В ассоциации с телами серпентинитов находятся габброиды, а также блоки и клинья интенсивно катаклазированных пород ятулия и калевия. В зоне сочленения между древними докарельскими гранитоидами Пудосарви и ятулийскими образованиями Кеми-Рованиеми «стратиформные» линзы базит-гипербазитов приурочены к зоне тектонитов глубинного надвига, в сторону древнего основания.

Таким образом, анализ морфологии ятулийских и калевийских тектонических форм восточной Финляндии показывает, что в конце среднего протерозоя вдоль западной окраины доятулийского континентального сегмента проявилось интенсивное надвигообразование, сопровождавшееся появлением на поверхности базит-гипербазитов.

В центральной Карелии эти движения не были столь сильно выражены и сопровождались формированием плоских наложенных впадин онежского и янгозерского типов.

Совершенно ясно, что морфология структур Восточно-Финляндской зоны тектонитов близка «ранним карелидам», или чешуйчатым моноклиналям (глубинным надвигам), центральной Карелии, но вместе с тем формирование карелид восточной Финляндии и наложенных форм центральной Карелии падает на один и тот же интервал времени. Отсюда следует важный вывод о неоднократном проявлении надвигового структурообразования в разных частях структуры Балтийского щита.

В связи с современными данными о сходстве разрезов земной коры океанических областей с разрезами ранних стадий развития эвгеосинклинальных поясов фанерозоя в новом свете встает вопрос о положении базит-гипербазитов в разрезе земной коры докембрийских континентальных сегментов.

Близость структурных форм, свойственных Восточно-Финляндской зоне тектонитов и альпийской складчатой области, вместе с изложенными выше данными о формах залегания базит-гипербазитов, дает основание распространить некоторые закономерности развития земной коры ранних этапов фанерозойских эвгеосинклинальных поясов на докембрийскую историю формирования той стадии развития структуры земной коры, которая предшествовала возникновению ее гранитного слоя.

Структурообразование в пределах Восточно-Финляндской зоны тектонитов падает на конец среднепротерозойского времени. В Карельской зоне сжатия заложение глубинных надвигов предшествовало формированию наиболее ранних гранитоидов.

Рассмотренная среднепротерозойская зона тектонитов представляет собой линейную чешуйчатую структуру в зоне перехода от одного типа разреза гранитного слоя земной коры к другому. Восточно-Финляндская зона тектонитов отделяет древний Карельский континентальный сегмент с широко развитыми и длительно формировавшимися (с архея) гранитоидными формами от Свекофенского сегмента с более молодым среднепротерозойским возрастом возникновения гранитно-метаморфического слоя.

Карельскую и Свекофенскую тектонические провинции отличают существенно разные разрезы и в океанической стадии. В Карельском регионе породы, их образующие, принадлежат гипербазитовой, габбро-амфиболитовой, диабазовой (толеитовой), спилито-диабазовой, кератофиро-сланцевой, железисто-кремнисто-сланцевой формациям метабазитового ряда. В Свекофенском регионе соответственно развиты основные, средние и кислые эффузивы, аркозы и граувакки, а также грауваккковые ленточные сланцы и их метаморфические аналоги, кварциты, полосчатые железные руды, параамфиболиты и кинцигиты. Общая мощность лептитового ряда формаций около 10 *км*.

Время широкого становления свекофенских гранитоидов, как известно, охватывает интервал, близкий 1800 млн. лет. Значительно раньше началось гранитообразование в Карельском сегменте, где наиболее ран-

нее проявление гранитоидного магматизма происходило в интервале времени, близком 2,8—2,6 млрд. лет тому назад. В то время, когда в Свекофенской области еще господствовал режим океанической стадии развития, в Карельском сегменте в основном закончилось формирование гранитного слоя и началось заложение и развитие наложенных структур континентальной стадии.

Аналогичная стадия развития в Свекофенском сегменте наступила соответственно позже и сопровождалась формированием наложенных впадин типа Салминской, Сатакунты, Мухоса в интервале времени 1200—1300 млн. лет.

Таким образом, выявляется важная закономерность в строении докембрия Балтийского щита. Она состоит в том, что Карельский сегмент представляет собой чешуйчатую структуру, ограниченную разновозрастными глубинными надвигами, сопряженными с офиолитовыми ассоциациями. В тылу этих глубинных структур соответственно развиты гранитогнейсовые и гранитоидные структуры разного возраста. Этот вывод является принципиальным для восстановления истории развития земной коры в докембрии и раскрывает в новом свете идею о вторичной природе «гранитного» слоя по отношению к «базальтовому».

ГЛАВА IV

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ САРМАТСКОЙ ЗОНЫ СЖАТИЯ В СРЕДНЕМ ДОКЕМБРИИ

Во второй главе было показано, что Сарматская зона сжатия, заложившаяся и развивавшаяся в океаническую стадию, к началу среднего протерозоя оказалась в переходной от океанической к континентальной стадии развития зоны сжатия. Гранитно-метаморфический слой Приднепровского сегмента этой тектонической зоны представлен в значительной части породами плагиомигматитовой формации, субстратом которой являлись вулканогенно-осадочные образования, метаморфизованные до ступени гранулитовой фации (Каляев и др., 1972).

Среди обширных полей плагиомигматитов, связанных с несколькими этапами гранитизации, сохранились реликты структур, сложенных амфиболитами, биотит-амфиболовыми ортосланцами, апоспилитами, слюдистыми сланцами, железистыми кварцитами спилито-диабазовой формации и не затронутых явлениями гранитизации и ультраметаморфизма.

В конце среднего протерозоя Приднепровский сегмент оказался с запада спаянным с Кировоградским сегментом с существенно иным набором пород гранитоидных и метаморфических комплексов. Зона сочленения этих крупных элементов структуры фундамента платформы известна под названием Украинско-Кременчугского глубинного разлома. Нам представляется целесообразным назвать эту зону надвиговой системой.

Криворожско-Кременчугская система надвигов. Материалы, накопившиеся за последние годы, существенно уточняют представление о строении Криворожского надвига этой системы (Доброхотов, Куделя, 1968; Доброхотов, 1969).

На схематической карте (см. рис. 17) показан фрагмент структуры надвига, приуроченного здесь к области распространения пород преимущественно верхней, кластогенной, и в меньшей мере — средней, железорудной, свиты криворожской серии раннего протерозоя (PR_1). На этой карте прежде всего бросаются в глаза линии дизъюнктивных нарушений, пересекающих рассматриваемую часть Криворожской структуры на протяжении нескольких десятков километров и продолжающихся далеко за ее пределами. Они представляют собой серию крутых надвигов. Наиболее крупный из них ограничивает Криворожскую структуру с запада. В этом месте биотито-плагиоклазовые микроклинизированные мигматиты Ингулецкого вала перекрывают различные породы верхней и средней свит криворожской серии, на юге — железорудные горизонты средней свиты, а на севере — кластогенные образования верхней свиты. Вдоль этого надвига, именуемого Западным, прослеживается полоса тектонических брекчий, катаклазитов и милонитов мощностью до 150 *м*. Амплитуда перемещений достигает 4—5 *км* (Куделя, 1965), местами она, по-видимому, значительно больше. В южной части Западный надвиг разветвляется на несколько чешуй, сопровождаемых многочисленными линзами и пластообразными телами тальково-карбонатных пород вдоль поверхностей скола (Черновский, 1960).

Кулисообразно расположенные дизъюнктивные нарушения прослеживаются и близ границы распространения пород верхней и средней свит криворожской серии. Наиболее крупный из них — Саксаганский надвиг — проходит в зоне распространения железорудных пород криворожской серии и вдоль границы этих пород с терригенными образованиями верхней свиты. Это по существу серия чешуйчатых надвигов субмеридионального простирания, продолжающихся далеко на север, в район г. Кременчуга.

С зоной Саксаганских надвигов пространственно тесно связана весьма оригинальная по составу толща, которую некоторые исследователи выделяют в отдельную подсвиту $К^1_3$ (Доброхотов, Куделя, 1968). Эта толща не поддается стратиграфическому расчленению даже в пределах одной структуры. В ряде мест она состоит из своеобразных пород, определяемых как седиментационные брекчии. Последние не имеют определенного стратиграфического положения, залегают на разных горизонтах средней свиты, а перекрывают их породы разных подсвит верхней свиты. Брекчии состоят из обломков железистых кварцитов свиты $К_2$, сцементированных кварц-магнетитовым или карбонатным цементом. Отдельные линзы и пласты этих брекчий достигают мощности 30 *м* и прослеживаются по простиранию до нескольких сот метров. В Саксаганском районе рассматриваемая толща представлена отдельными линзами — будинами протяженностью до 200 *м* и мощностью от 8 до 30 *м*. На южном продолжении Криворожской структуры, в зоне сочленения пород кластогенной свиты $К_3$ с железорудной $К_2$, преобладают доломиты мощностью от 4 до 10 *м*.

Состав и структура пород, объединяемых в подсвиту $К^1_3$, выявляют тесную связь рассматриваемой толщи с поверхностью крупного Саксаганского надвига, непрерывно прослеживающегося на протяжении десятков километров. По-видимому, породы, относимые к подсвите $К^1_3$, не могут рассматриваться в ранге стратиграфического подразделения. Особенности его состава и строения, на мой взгляд, весьма близки рассмотренному выше молласовому комплексу Коли-Калтимо восточной Финляндии. В обоих случаях выявляется тектоническая природа этих своеобразных хаотических нагромождений пород, которые скорее всего принадлежат образованиям типа олистостром, сопровождающих покровные структуры альпийской области.

Между Западным и Саксаганским надвигами располагаются дизъюнктивные нарушения меньшей протяженности и амплитуды. К ним принадлежат Тарапаковский надвиг, Продольный разлом, многочисленные поперечные разломы субширотного простирания, а также Саксаганский поддвиг. Все эти нарушения сопровождаются зонами интенсивной трещиноватости, кливажа, дробления пород, многочисленными бороздами и зеркалами скольжения.

Породы, зажатые между надвигами, обнаруживают полосовое распространение в плане и моноклинальное залегание в разрезе. На карте видны многократно чередующиеся полосы кварцито-песчаников и конгломератов со сланцами кварцево-биотитовыми и кварцево-графитовыми. Эти кластогенные отложения, относимые к верхней свите криворожской серии $К_3$, в свою очередь перемежаются с железистыми кварцитами и сланцами средней свиты $К_2$ той же серии. И терригенные породы верхней свиты, и резко отличные от нее по составу железорудные образования средней свиты обнаруживают однообразные условия залегания слоев. Они наклонены к западу под углом 75—80°. Весьма любопытно, что граница между верхней и средней свитами, как правило, совпадает с поверхностями надвигов (см. рис. 18).

В южной половине рассматриваемой части Криворожской структуры породы верхней свиты $К_3$ образуют подобие центриклинали, сильно нарушенной поперечными и продольными пликативными и дизъюнктивными деформациями различной формы и размера. В этом районе они сопро-

вождаются неожиданным раздувом мощности доломитовых мраморов, совершенно исчезающих севернее рудника и образующих устойчивый горизонт к югу от места раздува (см. рис. 17).

Надвиги Криворожско-Кременчугской системы прослежены на протяжении 200 *км*. В ряде мест субмеридиональные надвиговые швы срезают менее протяженные, кулисообразно расположенные чешуйчатые моноклинали — Восточно-Анновскую, Желтореченскую, Лихмановскую.

Амфиболиты, апоспилиты и амфиболовые сланцы метабазитовой серии (AR), метапесчаники и кварциты нижней и сланцы и железистые породы средней свит криворожской серии ($AR - PR_1$) составляют Восточно-Анновскую моноклиналь. Породы, ее слагающие, простираются на северо-запад и наклонены к юго-западу под углом 80°; местами слои стоят вертикально. Северо-западное окончание Восточно-Анновской моноклинали срезается крутым, крайним с востока надвигом Криворожско-Кременчугской полосы.

Поверхность восточного надвига субмеридиональной системы перекрывает и Желтореченскую моноклиналь, прослеживающуюся на протяжении около 20 *км* при поперечном сечении около 3 *км*. В сложении этой структуры заметную роль играют зеленокаменные породы метабазитовой серии.

Вертикально стоящие пласты амфиболовых сланцев на северо-западном конце моноклинали сменяет оригинальная форма залегания. В этом месте различные породы криворожской серии образуют трубообразное тело. Интересные сведения о строении этой своеобразной структуры, осложняющей Желтореченскую моноклиналь, принадлежат Г. И. Каляеву (1965). На составленной им блок-диаграмме видно, что кварциты, графито-биотитовые и серицитовые сланцы образуют в плане концентрические поверхности, круто погружающиеся под углом до 80° на глубину. Форму трубообразного тела подчеркивают железорудные пласты и линзы, приуроченные к окружающим его со всех сторон рассланцованным амфиболовым сланцам.

Породы рассматриваемой части Желтореченской структуры несут на себе следы более высоких ступеней метаморфизма по сравнению с породами криворожского разреза. Здесь сланцевые горизонты средней свиты криворожской серии представлены роговообманковыми и куммингтонитовыми разностями, а в толще амфиболитов появляются пачки роговообманковых гнейсов. В тесной связи с трубообразной структурой находятся проявления щелочных метасоматических процессов. Альбититы опоясывают западную окраину структуры, расширяясь до килевидной формы в зоне, переходной к моноклинальному залеганию пород. Железорудные залежи «также представляют собой метасоматически обогащенные магнетитом тела, образовавшиеся путем замещения магнетитовых кварцитов или сланцев в зонах рассланцевания» (Каляев, 1965, стр. 105).

С зоной трубообразного залегания пород Желтореченской структуры связаны надвиги северо-западного простирания. Наиболее значительный среди них — Даниловский надвиг, вдоль которого породы переместились на северо-восток, под некоторым углом к Криворожской системе.

Таким образом, Криворожско-Кременчугская полоса деформаций представляет собой зону сжатия, состоящую из серии чешуйчатых моноклиналей, осложненных поверхностями крутых надвигов. Своеобразное по форме трубообразное тело Желтореченской структуры напоминает черты строения коленчатых моноклиналей Курской магнитной аномалии. Весьма вероятно также, что эта форма могла возникнуть на стыке Желтореченской моноклинали северо-западного простирания с субмеридиональной Криворожско-Кременчугской системой надвигов.

Стиль соотношения структур разного простирания свидетельствует о том, что надвигообразование происходило неоднократно. Заложение наиболее ранних разрывных нарушений, видимо, было до отложения

пород криворожской серии. Интенсивные проявления горизонтальных движений, сопровождавшихся формированием комплекса пород типа олистостром, падает на конец нижнего протерозоя. Напряжения сжатия проявились также и в конце среднепротерозойского времени, после накопления пород верхней свиты криворожской серии.

Обращает на себя внимание неодинаковая степень метаморфизма пород по разные стороны от надвигов (Каляев, 1965). Все породы криворожской серии в Западно-Ингулецкой структурной зоне метаморфизованы до стадии амфиболитовой и гранулитовой фаций. В этой зоне они представлены биотитовыми гнейсами и слюдистыми кварцитами нижней свиты; амфиболо-магнетитовыми и пироксено-магнетитовыми кварцитами, сланцами средней свиты; графитовыми, биотитовыми и серицитовыми сланцами, гнейсами и доломитовыми мраморами верхней свиты криворожской серии.

На востоке, перед надвиговым швом, породы криворожской серии изменены до ступени зеленосланцевой фации метаморфизма. Здесь развиты хлорито-серицитовые сланцы, кварцито-песчаники, филлиты и аспидные сланцы (Каляев и др., 1972).

Кировоградский континентальный сегмент. В конце среднего протерозоя к западной окраине Приднепровского сегмента Сарматской зоны сжатия причленился Кировоградский сегмент земной коры. В этом регионе развит богатый набор пород, принадлежащих различным формационным комплексам, раскрывающим историю становления гранитно-метаморфической оболочки существенно иного состава и заметно большей мощности по сравнению с Приднепровьем.

Анализ карт Г. И. Каляева и О. М. Комарова (Каляев и др., 1972) свидетельствует о том, что породы, принадлежащие разрезу океанической коры, в современном эрозионном срезе не имеют заметного распространения в пределах названного участка структуры Украинского щита.

Вместе с тем в последние годы стало известно, что в северо-западной части рассматриваемого сегмента развита узкая (около 25 *км*) клиновидная полоса зеленокаменных пород, ограниченная на западе Бугско-Мироновским тектоническим швом, а на востоке Новомиргородским массивом рапакиви.

Амфиболиты, вскрытые в этой полосе несколькими скважинами, представлены роговообманковыми и эпидот-цоизитовыми разностями, чередующимися с биотитовыми и амфиболо-биотитовыми гнейсами. По химическому составу и структурно-текстурным признакам амфиболиты близки породам спилито-диабазовой формации конско-верховцевской серии (Каляев и др., 1972). Комплекс амфиболитов северо-западного участка Кировоградского сегмента, по-видимому, является аналогом метабазитовой серии Западно-Ингулецкой чешуйчатой моноклинали. В названной структурной зоне она представлена амфиболитами, биотито-амфиболо-плагиоклазовыми гнейсами и амфиболовыми сланцами океанической стадии развития Кировоградского сегмента.

Значительная часть площади рассматриваемого сегмента занята биотитовыми, гранато-биотитовыми, пироксен-плагиоклазовыми, амфибол-плагиоклазовыми гнейсами с характерной лепидобластовой или гранобластовой структурой. Среди этих образований местами сохранились участки кластических псаммитовых зерен кварца, выявляющих осадочную бластопсаммитовую природу пород, таблички и лейсты плагиоклаза, свидетельствующие о первично-порфировой структуре некоторых разностей, и, наконец, структуры реликтов габбро в пироксеновых и амфиболовых гнейсах.

Пластовая форма залегания, выдержанность структурно-текстурных признаков и минерального состава вдоль простирания пластов и, напротив, резкие изменения указанных признаков вкрест простирания пород — все это свидетельствует о первично-осадочной природе гнейсовых толщ

Приингулья. Все исследователи относят их к наиболее древним образованиям Кировоградского региона и склонны сопоставлять с архейскими комплексами (Половинкина, 1953; Семененко, 1953). Однако, согласно данным радиологических определений по биотитам и амфиболам из гнейсов Ингуло-Ингулецкого водораздела, их возраст не превышает 2040 млн. лет и колеблется в интервале 1740—1980 млн. лет. Весьма любопытно, что близкие значения возрастов — 1800—1900 млн. лет — получены разными методами и для существенно калиевых микроклиновых гранитов гранито-батолитовой формации Кировоградского массива.

Калиевые порфировидные граниты и их мигматиты амфиболитовой фации наряду с вышеотмеченными гнейсами занимают подавляющую площадь Кировоградского региона. В тесной ассоциации с этими гранитами развиты калиевые трахитоидные граниты Новоукраинского массива, массивы граносиенитов, щелочные сиениты и альбититы, приуроченные к зонам катаклаза и милонитизации.

Оригинальный набор пород гранито-батолитовых формаций завершает формация рапакиви Новомиргородского массива. Абсолютный возраст этих образований, датируемый по роговым обманкам и цирконам, охватывает интервал 1690—1760 млн. лет.

Приведенные данные о составе пород позволяют наметить в истории формирования Кировоградского сегмента океаническую, переходную и континентальную стадии. С первой из них связаны амфиболиты Западно-Ингулецкой чешуйчатой моноклинали, а также структурной зоны, простирающейся к западу от Новомиргородского массива рапакиви. К переходной стадии, по-видимому, принадлежит серия биотитовых, гранато-биотитовых, гиперстен и амфибол-плагиоклазовых гнейсов Приингулья, высокометаморфизованные породы нижней и средней свит криворожской серии Западно-Ингулецкой зоны, а также плагиоклаз-микроклиновые мигматиты района г. Кременчуга. Подавляющая часть разреза континентальной стадии состоит из пород гранито-батолитовой формации существенно микроклиновых гранитов и их мигматитов, щелочных сиенитов, альбититов, монцонитов и гранитов рапакиви. Завершают разрез этой стадии образования гнейсовой терригенно-вулканогенной формации, состоящей из нерасчлененных толщ графитовых и силлиманитовых кварцитов и карбонатных пород верхней свиты криворожской серии Западно-Ингулецкого района.

Обращает на себя внимание тесная связь гранитов рапакиви с наиболее поднятым участком структуры Кировоградского сегмента. При этом характерна весьма интересная сопряженность гранитов рапакиви, принадлежащих континентальной стадии, с метабазитами океанической стадии. Промежуточное положение занимает комплекс анортозитов — габбро, габбро-норитов, габбро-диабазов. По формационным признакам породы этого своеобразного комплекса тяготеют к океанической стадии развития. Их состав близок той части разреза океанической коры, которую можно сравнить с четвертым (сверху) слоем, состоящим из различного типа габброидов, габбро-диабазов и амфиболитов базальтовой оболочки (Пейве и др., 1971).

Не остается сомнений в том, что рассматриваемому региону свойствен особый тип строения гранитно-метаморфического слоя. Его специфическая черта состоит в том, что на значительной северо-западной части Кировоградского сегмента выпадает из разреза ряд формаций переходной стадии. Наглядным примером тому служит соотношение формации рапакиви с комплексом пород древнего основания в полосе к западу от г. Шпола. Калиевые гранитоиды рапакиви отделены здесь от амфиболитов основания комплексом анортозитов, тогда как в Приднепровском сегменте Сарматской зоны сжатия появлению гранито-батолитовых формаций калиевого состава предшествует широкое развитие формаций плагиогранитного ряда.

С рассмотренным Кировоградским типом разреза земной коры ассоциируются и своеобразные черты тектоники региона. На схеме главнейших разрывных нарушений Кировоградского блока (Каляев и др., 1972) выявляется совершенно определенный рисунок размещения дизъюнктивных нарушений. Прежде всего обращает внимание автономность разрывных деформаций, тесно связанных с внутренней структурой рассматриваемого региона, ограниченной с запада и востока крутыми поверхностями Бугско-Мироновского и Криворожско-Кременчугского глубинных надвигов.

Зоны милонитизации, катаклаза, сопровождаемые бластезом, будинаж-структурами, развальцеванием, раздавливанием, а также жильными и даечными сериями, трассируют многочисленные разрывы сплошности пластов, группирующиеся в две системы нарушений — субмеридионального — северо-западного и субширотного направлений.

Субмеридиональные — северо-западные (Звенигородско-Анновская, Кировоградская и Каменская) зоны разрывов простираются вдоль окраин Новомиргородского массива рапакиви и Новоукраинского массива калиевых трахитоидных гранитов. Характерны наклоны тектонических поверхностей в сторону массивов калиевых гранитоидов, навстречу друг другу. Названные зоны нарушений сходятся у южной окраины Новоукраинского массива. В этом месте пояс мигматитов, окружающих массив гранитоидов, особенно сильно расчленен многочисленными тектоническими поверхностями.

Субширотная система нарушений прослеживается почти через весь сегмент, между Криворожско-Кременчугским и Бугско-Мироновским тектоническими швами. Выделение этих поперечных зон разломов в подавляющем большинстве случаев основывается на геофизических данных. В целом рисуется картина, напоминающая структуру растяжения типа рифта.

Тесная связь формации рапакиви с особым типом разреза земной коры особенно наглядно выявляется в Волыно-Подольском сегменте Украинского щита. В структуре этого региона выделяется Подольский блок пород, метаморфизованных до гранулитовой фации метаморфизма.

Подольский выступ базальтового слоя. На обширной площади Подольского блока развиты чарнокиты и габброидные породы диоритового состава (собиты), занимающие его центральную и восточную части. В северной и южной окраинах блока распространены гранато-кордиеритовые граниты чудново-бердичевского типа и их мигматиты.

Среди образований чарнокитового ряда сохранились останцы пород, объединяемые некоторыми исследователями в офиолитовую ассоциацию (Наливкина, 1972). Останцы представлены основными пироксено-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, небольшими телами габброидов, преимущественно габбро-норитов, амфиболитов, гипербазитов. Подчиненную роль играют биотито-плагиоклазовые и другие гнейсы, мраморы, кремнисто-магнетитовые породы. Наиболее крупные останцы достигают в длину 2 *км* при поперечном сечении до 0,5—0,6 *км*. Габброиды образуют линзовидные тела мощностью от 8 до 50 *м*, вытянутые параллельно пластам кристаллических сланцев и гнейсов, а также небольшие линзовидные и неправильной формы тела размером от 10 *см* до 3 *м*, заключенные среди чарнокитов.

На 80% породы останцов состоят из кристаллических сланцев и гнейсов основного состава, около 1% от общего объема пород приходится на долю габброидов и ультрабазитов и около 19% составляют первично-осадочные образования.

Постоянная ассоциация чарнокитов с пироксено-плагиоклазовыми известково-силикатными гнейсами, а также основными и ультраосновными измененными породами, конкордантное залегание и постепенные переходы между породами останцов и вмещающими их чарнокитами — все

эти признаки позволяют считать, что до проявления регионального метаморфизма и чарнокитизации в рассматриваемом регионе широко была распространена метабазитовая формация (Половинкина, 1953; Рябенко, 1970; Наливкина, 1972).

Принадлежат ли эти «бывшие» метабазиты офиолитовой ассоциации или составляют самостоятельный тип разреза «базальтовой» оболочки, пока остается неясным. Вслед за Э. Б. Наливкиной я склонна считать, что Подольский блок представляет собой обширное поднятие, сложенное чарнокитизированными породами базальтового слоя. Вместе с тем состав пород останцов позволяет заключить, что разрез «базальтового» слоя Подолии принадлежит самостоятельному типу, отличному от разреза офиолитовой ассоциации Сарматской и Карельской зон сжатия. Совершенно несомненно, что особенности состава и стиль структуры океанической коры подольского типа в значительной мере предопределены положением Волыно-Подольского сегмента в области растяжения.

Именно с этим обстоятельством, по-видимому, связаны и оригинальные черты разреза и структуры переходной стадии, предшествовавшей формированию «гранитного» слоя земной коры в названном сегменте. Они состоят в интенсивном проявлении чарнокитизации, сопровождаемой развитием высокоглиноземистых гранитоидов, а также в особом мозаичном типе структурообразования. Становление тектонических форм переходной стадии происходило в условиях высоких ступеней метаморфизма, сопровождалось сдвиговыми деформациями, явлениями дислокационного метаморфизма и внедрением пластообразных тел биотито-гранато-кордиеритовых гранитов, чередующихся с зонами мигматитов.

Итак, проведенное сравнение разрезов земной коры Приднепровского, Кировоградского и Волыно-Подольского сегментов выявило существенно различные по составу и полноте наборы формационных комплексов океанической, переходной и континентальной стадий развития. Наметилось два типа разрезов всех названных стадий. Первый из них — сарматский, или карельский,— связан с зонами сжатия; подольский и кировоградский относятся к типу зон растяжения.

Попытаемся теперь выяснить особенности разреза земной коры к востоку от Приднепровского сегмента Сарматской зоны.

Орехово-Павлоградская зона глубинного надвига. Она ограничивает с востока Приднепровский сегмент Сарматской зоны сжатия. Этот структурный линеамент прослежен геофизическими методами на протяжении 1200 *км*. За пределами Украинского щита тектонический шов трассируется под Большедонбасским авлакогеном, вкрест его простирания, и продолжается в виде Белгородско-Михайловских чешуйчатых структур в северо-западном направлении; на юге глубинная структура пересекает основание Причерноморской впадины и затухает в пределах альпийского пояса в Турции. Этот глубинный линеамент известен в литературе под названием Орехово-Павлоградского глубинного разлома (Семененко и др., 1967; Субботин и др., 1965; Каляев, 1965; Чекунов, 1966).

Интенсивные магнитные и гравитационные аномалии сопровождают названную зону на всем ее протяжении. Так же, как и под Белозерским надвигом, здесь наблюдается аномальное строение поверхности Мохоровичича. Однако эта аномалия здесь выражена по-иному, нежели в Белозерском районе (см. главу I).

В Орехово-Павлоградской зоне «раздел Мохоровичича представлен не одной, а двумя сейсмическими, почти аналогичными границами, отстоящими друг от друга по вертикали примерно на 5 *км*» (Чекунов, 1966, стр. 47). Нарушения, связанные с оригинальным строением раздела Мохоровичича, пронизывают всю земную кору и уходят в верхнюю мантию. Земная кора Орехово-Павлоградской зоны насыщена плотными высокоскоростными породами, представляющими собой, по-видимому, мантийный материал, причем степень насыщения уменьшается снизу вверх

(Чекунов, 1966). Нет никаких сомнений в том, что мощная зона, представляющая собой корово-мантийную смесь, возникла в результате интенсивных тектонических напряжений, формирующих структурные элементы первого порядка.

В современном эрозионном срезе Орехово-Павлоградская полоса глубинных тектонитов сложена биотитовыми, биотито-амфиболовыми мигматитами, среди которых заключены фрагменты тектонических форм, образованных интенсивно метаморфизованными железисто-кремнистыми терригенными и вулканогенными породами. Они образуют разобщенные одна от другой моноклинали, неполные открытые синклинали, разорванные линейные складки, размеры которых, как правило, не превышают сотен метров — первых километров (Каляев, 1965). Эти формы, носящие названия Павловской, Ореховской, Терсянской и других структур, вмещают силлы и линзы перидотитов, габбро-перидотитов, талько-магнетитов.

Останцы былых структур, подобных развитым в Орехово-Павлоградской зоне, характерны для всего Приазовья. В западной его части к ним относятся деформации Корсак-Могилы, Каменной Могилы, Куксунгура. Совершенно однотипные формы известны в Мангушской зоне центрального Приазовья, в Мариупольском железорудном месторождении. И здесь они представляют собой локальные тела, сложенные метаморфическими породами, заключенными среди полей послойных и теневых плагиогранитных и плагиомикроклиновых мигматитов.

Исключительно интересны данные о сравнении железорудных серий разрезов центрального и западного Приазовья и Криворожской провинции (Каляев и др., 1968).

Г. И. Каляев, М. Д. Бойчук, Е. Б. Глевасский, А. И. Зарицкий и другие геологи видят в разрезах названных провинций однотипные последовательности образования пород, составляющих свиты железорудной серии (Каляев и др., 1968). Названные исследователи, основываясь на формационных признаках, выделяют подрудную, рудную и надрудную толщи, соответствующие свитам железорудной серии Кривого Рога. Их составляют снизу:

	Мощность, м
Амфиболо-пироксено-плагиоклазовые гнейсы с прослоями пироксеновых, пироксено-гранатовых и файялито-пироксеновых кристаллических сланцев (нижняя толща)	более 80
Толща чередования пироксено-магнетитовых кварцитов и амфиболо-пироксено-плагиоклазовых гнейсов (средняя толща)	150
Амфиболо-пироксено-плагиоклазовые гнейсы, кварцево-гранато-пироксеновые кристаллические сланцы, графитсодержащие гнейсы и карбонатные породы (верхняя толща)	более 80

Как видим, Мангушские разрезы железорудной серии отличаются незначительными мощностями толщ, в их составе отсутствуют заметные накопления груботерригенных пород типа конгломератов, гравелитов, кварцито-песчаников; флишевые и молассовые комплексы не характерны для разрезов, вмещающих железные руды Приазовья.

Метаморфическим породам Приазовья свойственна высокая ступень метаморфизма, что дает основание некоторым исследователям сравнивать их с древними гнейсами тетерево-бугской серии.

Сходные черты строения криворожской и мангушской серий, близкий первичный состав пород свидетельствуют об одновременном накоплении вулканогенно-осадочных толщ.

Вместе с тем неодинаковая полнота разрезов названных комплексов, отсутствие грубого терригенного материала в сокращенных разрезах Приазовья в достаточной мере определенно указывают на то, что образование пород сравниваемых серий происходило в разных структурно-фациаль-

ных условиях. Вероятно, формированию сиалической оболочки предшествовала дифференциация структуры базальтового слоя земной коры.

Весьма примечательно, что рассматриваемым железорудным провинциям (Большого Кривого Рога и Приазовья) свойственны близкие ряды формаций гранитоидов переходной от океанической к континентальной стадии.

Однако в Приднепровье они представлены полями плагиомигматитов и плагиогранитов, тогда как в Приазовье образуют лишь небольшие останцы среди позднее сформировавшихся гранитоидов. Среднепротерозойские калиевые граниты токовского типа, а также аплито-пегматоидные тела играют подчиненную роль по сравнению с архей-раннепротерозойскими образованиями Приднепровья.

В Приазовском блоке, напротив, гранитизация и ультраметаморфизм интенсивно проявились в интервале $2100-1700 \pm 50$ млн. лет и сопровождались формированием на значительной части его площади гранитов кировоград-житомирского типа. В то же время в Орехово-Павлоградской и Мангушской зонах оформились линейные пояса плагиомикроклиновых мигматитов. Становление сиалической оболочки Приазовья завершают щелочные и субщелочные гранитоиды верхнего докембрия; в Приднепровском сегменте образование гранито-метаморфического слоя в основном закончилось в конце раннего докембрия или нижнего протерозоя на стадии, переходной от океанической к континентальной.

Подобная временная и пространственная неравномерность проявления различных стадий развития составляет характерную особенность Восточно-Европейского докембрийского сегмента земной коры. Вместе с тем намечается определенная направленность процесса формирования его континентальной оболочки. Она состоит в том, что относительно «молодые» континентальные сегменты в ряде мест причленяются к возникавшим ранее более древним. Зоны стыков разновременных элементов представляют собой структуры сжатия. Их заложение и развитие происходит параллельно с процессом становления гранитного слоя в смежных с тыла структурах растяжения.

Есть основания считать, что заложение Орехово-Павлоградской зоны, а также и Криворожско-Кременчугской системы надвигов совпадает с архей-нижнепротерозойским временем. К этому же временному интервалу относится проявление начальной стадии формирования гранитного слоя в западном Приазовье, с одной стороны, и в Кировоградском сегменте, с другой.

Наиболее интенсивные тектонические движения вдоль названных глубинных швов проявились в среднем протерозое одновременно с основным этапом становления гранитного слоя в центральных частях Приазовского и Кировоградского сегментов. Подобного рода миграция более молодых зон сжатия и сопряженных с ними структур растяжения в сторону океанических областей с еще неоформившейся континентальной корой дает основание считать, что наращивание сиалической оболочки к востоку от Украинского щита в значительной части происходило в рифейское время. Свидетелями тому являются близкие по времени образования щелочные и субщелочные гранитоиды приазовского комплекса и микроклиновые граниты Ростовского региона, принадлежащие формациям континентальной стадии развития. Положение Воронежского пояса гипербазитов также подтверждает выявленную тенденцию — глубинные породы, как правило, связаны с зонами перехода от одного типа земной коры к другому.

Воронежский пояс метабазит-гипербазитов. Юго-восточнее Старооскольской системы чешуйчатых структур Курской магнитной аномалии распространены локальные никеленосные базит-гипербазитовые тела «троснянско-мамонского интрузивного комплекса» (Чернышев, 1971). Они залегают среди пород воронцовской серии нижне-среднепротерозой-

ского возраста. Эта серия объединяет две толщи: нижнюю — лосевскую, существенно вулканогенную, и верхнюю — песчано-сланцевую. Согласно данным И. Н. Леоненко, В. Д. Полищука, Ю. С. Зайцева (Леоненко и др., 1967), лосевская толща состоит из основных метавулканитов, лептитов, амфиболитов, туфосланцев, кристаллических сланцев и гнейсов: песчано-сланцевая — преимущественно из ритмичнослоистых, флишоидных, филлитовидных, местами углистых и известковистых сланцев, матаалевролитов и метапесчаников.

Породы воронцовской серии прослеживаются широкой полосой (около 100 *км*) между городами Воронежем и Калачем. Характерную особенность этой полосы составляют рои мелких изометричных магнитных и гравитационных аномалий, однотипных по форме и интенсивности аномалиям разбуренных штоков и линз базит-гипербазитов.

По степени насыщенности аномалиями базит-гипербазитового вида указанная полоса напоминает зону тектонитов Ветреного пояса и, несомненно, заслуживает выделения в особую структурную категорию. Ниже мы будем именовать ее Воронежским поясом метабазит-гипербазитов. Его западная граница совпадает с Мамонско-Лосевским глубинным разломом, восточная имеет прихотливый рисунок, как это хорошо видно на схеме, составленной Г. И. Горбуновым, Ю. С. Зайцевым, Н. М. Чернышевым (1969).

Интенсивная раздробленность пород составляет еще одну важную особенность Воронежского пояса базит-гипербазитов. Наиболее протяженные тектонические зоны ориентированы в запад-северо-западном и меридиональном направлениях. Мамонско-Лосевская зона разломов прослежена на протяжении более 500 *км*, Шумилинско-Новохоперский разлом простирается на 300 *км*. Многочисленные оперяющие дизъюнктивные нарушения — Сергеевско-Воронцовское, Кодинцовско-Абрамовское, Репьевско-Аннинское — простираются более 100 *км* на северо-восток. Характерны пересечения тектонических зон разных простираний, образующих сложные «узлы», сопровождаемые пликативными и дизъюнктивными нарушениями более высокого порядка и рудной минерализацией. Резкие деформации пород воронцовской серии сопровождаются крутыми углами падения (60—85°).

Разбуренные тела гипербазитов тяготеют к краевой части Воронежского пояса, к Мамонско-Лосевской зоне разломов. Они сгруппированы в двух местах: в районе Лосева и юго-восточнее Воронежа близ г. Анны. По форме в плане среди них различают тела овальные и серповидные, а в разрезе — штокообразные и линзовидные. Их размеры колеблются от 0,5 до 5—6 *км*^{2}. Общая площадь известных пока тел гипербазитов достигает, согласно подсчетам Н. М. Чернышева, 85 *км*^{2} (Чернышев, 1971). Обратимся к рассмотрению некоторых локальных форм, описанных в работе названного исследователя.

Нижнемамонский массив гипербазитов. Его строение изображено на рис. 37. В значительной части массив сложен аподунитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами, в меньшей мере — различными модификациями перидотитов, а также габбро-норитами, развитыми по его периферии. В сложении пород выявляется характерная грубополосчатая моноклинальная структура. При этом полосчатость ультрабазитов однообразно наклонена на северо-восток под углом 70—80° в лежачем боку, до 40—60° в висячем. Нижнемамонский массив возвышается над вмещающими породами воронцовской серии на 90 *м*. Многочисленные взбросы, сбросы и сдвиги, сопровождаемые дайками и жилами диоритов и гранитов, расчленяют массив на ряд блоков, в неодинаковой мере эродированных.

Юбилейный массив гипербазитов представляет собой линзу, вытянутую вдоль Мамонско-Лосевской зоны разломов на 25 *км* и залегающую внутри толщи гнейсов воронцовской серии. Его мощность не превышает 400 *м*. Основное тело массива сложено роговообманковыми и

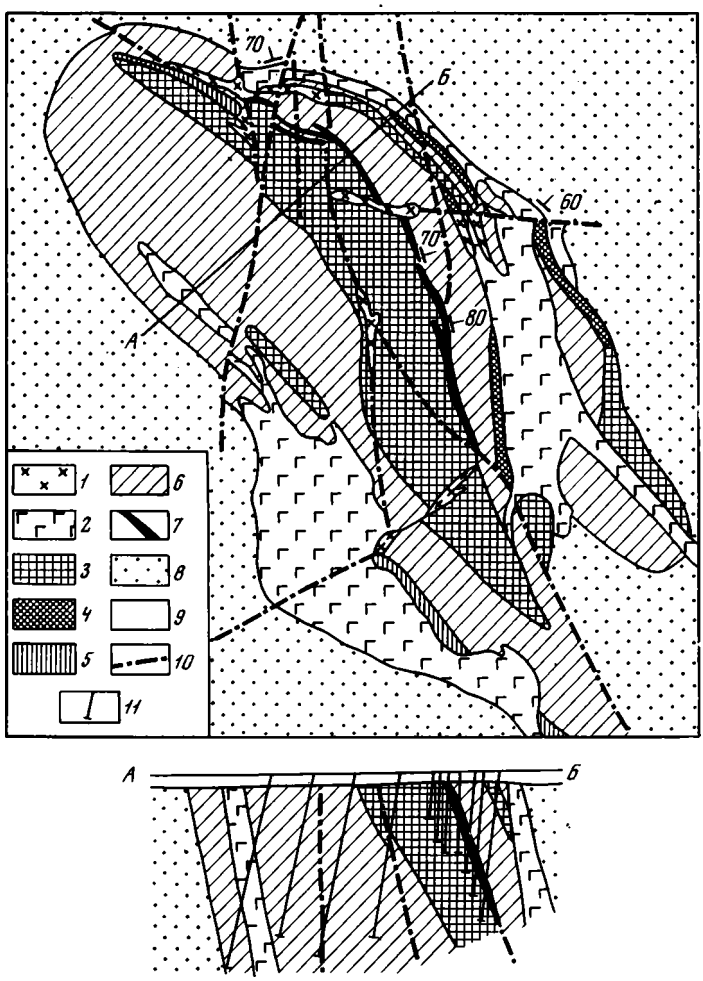


Рис. 37. Геологическая карта Нижнемамонского района, по Н. М. Чернышеву (1971), схематизирована автором

1 — диориты; *2* — габбро-нориты; *3* — перидотиты (лерцолиты, гарцбургиты, верлиты); *4* — плагиоклазовые перидотиты; *5* — оливиновые пироксениты; *6* — серпентиниты; *7* — аподунитовые серпентиниты; *8* — песчано-сланцевая толща воронцовской серии; *9* — породы осадочного чехла (на профиле); *10* — тектонические нарушения; *11* — скважины

серпентинизированными перидотитами, оливиновыми и роговообманковыми пироксенитами, неоднократно чередующимися между собой. В краевой части линзы, в висячем ее боку, залегают габбро-нориты мощностью до 200 *м*.

Подколодновский массив гипербазитов в плане напоминает улитку площадью около 3 *км*^{2} (рис. 38). Профильный разрез выявляет штокоподобную форму, сложенную апоперидотитовыми и аподунитовыми серпентинитами, в меньшей мере дунитами, многочисленными разновидностями перидотитов и пироксенитами. В центральной части массива по реликтовым структурам и минералам «выделяется ряд чередующихся между собой линз и прослоев мощностью от 10 до 100 *м* оливиновых пироксенитов, перидотитов, рудных дунитов с постепенными взаимными переходами.....» (Чернышев, 1971, стр. 41).

Внутренняя структура подобного рода, обнаруживающая своеобразную расслоенность с ритмообразным чередованием генетически связанных пород, является характерной и для Нижнемамонского и других массивов.

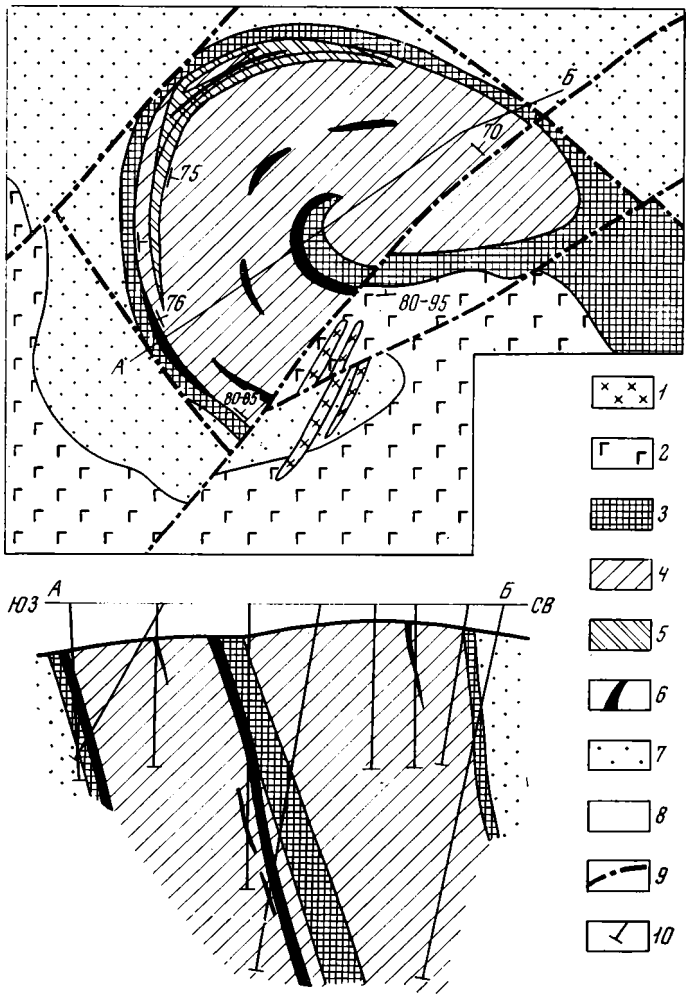


Рис. 38. Геологическая карта Подколодновского района, по Н. М. Чернышеву (1971)

1 — диориты; *2* — габбро-диориты; *3* — перидотиты; *4* — серпентиниты; *5* — дуниты; *6* — аподунитовые серпентиниты; *7* — песчано-сланцевые отложения и гнейсы воронцовской серии; *8* — породы осадочного чехла (на профиле); *9* — тектонические нарушения; *10* — скважины

Согласно наблюдениям Н. М. Чернышева, наиболее полные ритмы составляют гарцбургиты (иногда с «прослоями» дунитов) — лерцолиты — верлиты — оливиновые пироксениты.

Обращает на себя внимание выдержанность элементов залегания полосчатости многих тел гипербазитов Воронежского пояса относительно Мамонско-Лосевской зоны разломов. Азимуты падения полосчатости штоков и линз чаще всего обращены на восток. Углы падения пород воронцовской серии и полосчатости гипербазитов, как правило, крутые.

Характерна тесная связь гипербазитов с габброидами. Н. М. Чернышев отмечает, что в составе мамонско-троснянского комплекса заметно преобладают породы габброидного ряда, образующие обычно сравнительно крупные локальные тела или занимающие заметное место в составе сложных массивов. Общая выявленная площадь массивов с габброидами превышает 550 $км^2$. Гипербазиты тяготеют к периферическим частям массивов габброидов, а иногда залегают среди них (Подколодновский массив).

Наблюдаются разные типы соотношений габброидов с гипербазитами. В краевых частях Нижнемамонского массива плагиоклазовые пироксениты постепенно переходят в оливиновые габбро и габбро-нориты и представляют собой генетически родственные образования в ряду: дуниты — бесполевошпатовые перидотиты — роговообманковые перидотиты — плагиоклазовые перидотиты — плагиоклазовые оливиновые пироксениты — оливиновые габбро — габбро-нориты.

Вместе с тем в ряде мест Нижнемамонского и Подколодненского массивов такая последовательность часто нарушается, резко меняются мощности, появляются рудоносные дуниты в неожиданной ассоциации с различными породами отмеченного ряда. Местами тела габброидов являются секущими относительно ультрабазитов. Габбро и габбро-нориты содержат многочисленные останцы (? — *А. Н.*) оталькованных и тремолитизированных перидотитов и пироксенитов, сопровождаемых реакционными оторочками.

Происхождение указанных базит-гипербазитов, образующих обособленные тела, ограниченные тектоническими и эруптивными контактами, подавляющее большинство исследователей склонно объяснять дифференциацией магматического расплава. Предполагается неоднородный магматический расплав, его глубинная дифференциация по сложным путям внутрикамерной фракционной кристаллизации.

Эта точка зрения, на наш взгляд, не раскрывает тектонического аспекта сочетания широкого площадного распространения пород мамонско-троснянского комплекса с локальными, интенсивно деформированными телами, подчиненными простираниям структурных линеаментов. Весьма вероятно, что формирование базит-гипербазитов с характерным расслоенным тонкоритмичным строением обособлено длительным интервалом времени от начала проявления дизъюнктивной тектоники. Интенсивные движения сопровождались протрузиями ранее сформировавшихся базит-гипербазитов, подобно тому, как это наблюдается в альпийской геосинклинальной области (Книппер, 1969).

Если предположить, что многократно выявляющаяся последовательность в залегании пород от дунитов к перидотитам и пироксенитам и далее — к габбро и габбро-норитам представляет собой элементы разреза коры океанического типа, как это рисуется сейчас для многих регионов Альпийско-Гималайского пояса (Пейве, 1969; Книппер, 1970; Пейве и др., 1971, 1972), то многие особенности строения Воронежского массива найдут объяснение.

Имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о том,что глубинные породы Воронежского пояса находятся в аллохтонном залегании и, по-видимому, тесно связаны с той частью структуры «гранитного» слоя, которая сформировалась в рифее. Интенсивные движения вдоль Мамонско-Лосевского глубинного крутого надвига сопровождались явлениями дислокационного метаморфизма, полевошпатизацией и амфиболизацией протрузивных тел перидотитов, образованием жильных метасоматитов, а также многочисленных ксенолитов ороговикованных пород воронцовской серии, заключенных в гипербазитах, гипербазитов в габброидах и диоритах.

Воронежский пояс гипербазитов простирается в субмеридиональном направлении. Локальные выходы его глубинных пород расположены на продолжении коленообразно изгибающейся Михайловско-Белгородской и Старооскольской системы чешуйчатых надвигов. Место изгиба примечательно раздувом мощностей пластов железорудной серии, повторяющемся в рисунке расположения магнитных аномалий. Севернее широты городов Белгорода — Павловска аномалии вытянуты к северо-западу, на указанной широте меняют простирание на субширотное, а затем отклоняются до меридионального направления, параллельного простиранию Мамонско-Лосевского тектонического шва.

В современной структуре Курской магнитной аномалии пояс рифейских гипербазитов занимает положение зоны сочленения Курского и Восточно-Воронежского сегментов. Ранее было отмечено, что разрез «гранитного» слоя Курского участка в значительной части сложен биотит-амфиболовыми и биотит-пироксеновыми плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, принадлежащими переходной стадии развития земной коры архей-нижнепротерозойского времени. В пределах Восточно-Воронежского сегмента рост гранитного слоя продолжался в среднем протерозое и завершился формированием наложенных структур, заполненных филлитами, кварцево-биотитовыми, мусковитовыми, цоизитовыми, амфиболовыми сланцами, кварцито-сланцами, принадлежащими разрезу континентальной стадии.

Однако было бы неверно думать, что многократно повторяющаяся в разных частях структуры фундамента платформы закономерность размещения разновозрастных зон сжатия целиком сохранилась в первоначальном виде. Рифейское и более раннее структурообразование внутри сегментов растяжения с характерными разрывными нарушениями, особенно сдвигового типа, существенно осложнило структурный рисунок последовательного роста гранитного слоя. И тем не менее во всех рассмотренных примерах движения вдоль надвиговых поверхностей ориентированы, как правило, в сторону тех элементов структуры фундамента, которые прошли стадию консолидации раньше. В этом видится полное подобие с фанерозойскими системами надвигов, перекрывшими в разное время с разных сторон краевые части древней платформы.

ГЛАВА V

ЧЕШУЙЧАТЫЕ МОНОКЛИНАЛИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В то время как в центральной Карелии движения вдоль глубинных надвигов в среднем протерозое происходили в условиях сформировавшейся сиалической оболочки одновременно с образованием наложенных структур, в зонах зеленокаменных поясов Кольского региона продолжали сохраняться условия океанической стадии развития и формировались структуры, подобные раннекарельским чешуйчатым моноклиналям. Их морфологию и глубинное строение, изученные с большой полнотой, раскрывают Печенгская и Имандра-Варзугская структуры, сложенные в значительной части мощными толщами эффузивных образований спилито-диабазовой формации.

Печенгская чешуйчатая моноклиналь. Эта структура в значительной мере сложена эффузивами основного состава, чередующимися с вулканогенно-осадочными отложениями, играющими заметно подчиненную роль по сравнению с основными вулканитами. Этот комплекс пород известен под названием печенгской серии, или свиты среднего протерозоя. В современном срезе зеленокаменные породы печенгской серии занимают площадь, напоминающую трапецию со сглаженными углами, нижнее основание которой простирается на северо-запад — юго-восток, а верхнее вместе с боковыми сторонами образует дугообразный изгиб на северо-восток. Наибольшие сечения структуры равны 60 и 45 *км*.

Согласно представлениям Вяюрюнена (Väyrynen, 1938), наблюдаемая в рассматриваемом регионе последовательная смена в залегании вулканических и осадочных пород составляет серию надвинутых с юга чешуй, ограниченных тектоническими поверхностями. Такая схема тектоники печенгской серии, как нам известно, впервые была высказана Вегманом (Wegmann, 1928), который по аналогии с альпийскими структурами считал, что перемежаемость эффузивов с туфогенно-осадочными породами обусловлена надвиговой тектоникой.

Гипотеза финских геологов о надвиговом строении печенгской серии не получила развития в последующих региональных исследованиях. Однако среди многих геологов-рудников, а также у геофизиков она пользуется широким признанием.

Строение разреза печенгской серии, намеченное Х. Вяюрюненом в связи с проблемой рудоносности, изучали Н. А. Курылева, Л. И. Увадьев, Л. Я. Харитонов, Н. А. Корнилов, Г. И. Горбунов, К. Н. Уткин, А. А. Миндлина, Э. И. Сергеева и многие другие. Многочисленные разнообразные геологические и геофизические исследования продолжают привлекать внимание больших коллективов геологов и геофизиков в связи с проблемой изучения глубинного строения земной коры (Поляк, 1968; Литвиненко, 1968).

Наиболее полно строение печенгской серии охарактеризовано в монографии Г. И. Горбунова (1968). Рассмотрим из его работы некоторые данные, представляющие интерес для сравнительно-тектонического ана-

лиза Печенгской структуры с другими тектоническими формами Балтийского щита.

Согласно данным Г. И. Горбунова (1968), разрез печенгской серии рисуется в виде четырех покровов основных эффузивов, разделенных пачками туфогенно-осадочных пород. Эффузивы первого снизу покрова образуют внешний край Печенгской структуры. Они представлены амфиболизированными диабазами, диабазовыми метапорфиритами и метамандельштейнами, залегающими в верхней части разреза зеленокаменных пород. Мощность эффузивов меняется от 1200 до 3000 *м*. Выше метамандельштейнов залегают кварциты, песчаники, сланцы и доломиты с проблематичными органическими остатками типа водорослей. Мощность осадочных отложений непостоянна и местами достигает 200 *м* и более.

Вышележащие эффузивы второго покрова на большей части структуры перекрывают породы первого покрова, а в юго-западной части структуры они отделены от гранато-плагиоклазовых амфиболитов, относимых к тундровой серии нижнего протерозоя, поверхностью тектонического несогласия. В составе второго покрова обнаружены метабазиты, метапорфириты, альбитофиры и кератофиры, сменяющиеся кверху туфами. Мощность покрова в центральной части 1200—1600 *м*, на флангах сокращается до 300 *м* и менее. Диабазы второго покрова отличаются повышенной магнитностью по сравнению с базитами других покровов.

Контакт между метабазитами этого покрова и подстилающими доломитами тектонический со следами интенсивных движений прослеживается в районе Доломитового мыска, оз. Куэтсярви и руч. Кувернийски. Крупная зона брекчирования и развальцевания метабазитов минерализована поздними кварцевыми и кальцитовыми жилами. Видимая мощность брекчий свыше 10 *м*. В этой зоне пласты доломитов наклонены на юго-восток под углом до 50°. Диабазы вблизи зоны сильно хлоритизированы, амфиболизированы и эпидотизированы. Вдоль верхней границы второго покрова у р. Колосийоки на западе, р. Ламмас — на востоке встречены пласты конгломератов, аркозов, кварцитов, песчаников, филлитов и доломитов. На юго-востоке среди доломитизированных известняков залегают прослои сургучных яшм. У границы с вышележащим третьим покровом филлиты и доломиты сильно рассланцованы и перетерты, а доломиты окварцованы.

Третий покров сложен голубовато-зелеными афанитовыми диабазами и миндалекаменными породами, сменяющимися вверх по разрезу туфами, агломератами и туфогенными сланцами. Агломераты встречены только в центральной части дуги в виде полос мощностью до 200 *м*. Наибольшая мощность эффузивов третьего покрова в центральной части дуги составляет 3000 *м*, на флангах они постепенно выклиниваются.

На эффузивах третьего покрова залегает толща сильно дислоцированных туфогенно-осадочных образований мощностью до 1000 *м*. Она состоит из филлитов, песчаников и туфогенных сланцев, вмещающих секущие и межпластовые тела габбро-диабазов, диабазов и никеленосных ультрабазитов. В верхней части толщи туфогенно-осадочных образований в ряде мест обнаружены линзы туфов, конгломератов с галькой серых гранитов, метабазитов, габбро-диабазов, филлитов (р. Ламмас).

Четвертый покров состоит из авгитовых диабазов, перемежающихся с пикритовыми диабазами и туфами. Контакт с нижележащими рудоносными породами тектонический, выраженный зоной дробления и перетирания подстилающих филлитов и туффитов. Среди диабазов наблюдаются линзы филлитов и туффитов, а также единичные выходы интрузивных основных пород. Мощность диабазов четвертого покрова более 4000 *м*.

Эффузивы четвертого покрова занимают обширную центральную часть Печенгской структуры. Все покровы, вместе с вулканогенно-осадочными толщами, венчающими их разрезы, образуют моноклиналь дугообразной формы. Углы наклонов пластов колеблются в пределах 30—40—60°.

Покровы отделены друг от друга поверхностями тектонических несогласий, что дает основание определить эту тектоническую форму как чешуйчатую моноклиналь, подобную ранее рассмотренным.

Печенгская чешуйчатая структура на юго-западе срезается Порьиташским разломом, вдоль которого породы четвертого покрова приведены в контакт с полосой сильно деформированных пород северо-западного простирания. На протяжении 60 *км* здесь прослеживается узкая зона, от 3 до 11 *км* шириной, в которой перемежаются филлиты, кварцито-песчаники, туфогенные конгломераты, карбонатные сланцы с метабазитами, метагаббро-диабазами и порфиробластическими амфиболитами и зелеными сланцами. В зоне разлома наблюдаются межпластовые скольжения, брекчирование, рассланцевание и милонитизация всех пород, наклоненных под углом 60—80° на юго-запад. К поверхности Порьиташского разлома приурочено линейно-вытянутое тело метаандезитовых плагиопорфиритов.

Чешуйчатая форма залегания пород внутри Печенгской структуры не позволяет решить, в какой мере наблюдаемая последовательность покровов эффузивов разного состава соответствует их положению в стратиграфическом разрезе, какое место в этом разрезе занимает рудоносная туфогенно-осадочная толща. Вместе с тем совершенно несомненно, что породы, составляющие разрез Печенгской структуры, близки по составу некоторых формационных комплексов, свойственных разрезу океанических областей. Для наглядности приведем этот разрез, опубликованный в статье А. В. Пейве, Н. А. Штрейса, А. Л. Книппера, М. С. Маркова и др. (1971).

На основе обобщения данных бурения океанического дна и анализа каменного материала, поднятого со склонов рифтовых долин срединноокеанических хребтов и бортов глубоководных впадин, предполагается следующая последовательность ассоциаций горных пород (сверху).

1. Различного типа глубоководные глинистые, карбонатные илы и глинисто-кремнистые осадки, переслаивающиеся с прослоями и пачками кремней.
2. Толеитовые базальты.
3. Зеленокаменные породы спилитового состава, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма и возникшие при изменении толеитовых базальтов и их туфов, а также долеритов.
4. Разнообразного типа габброиды, габбро-диабазы и амфиболиты.
5. Серпентиниты и в различной мере серпентинизированные ультраосновные породы.

Предполагается, что слой 1 соответствует геофизическому слою неконсолидированных осадков; слой 2 и, возможно, часть слоя 3 — слою консолидированных пород; слой 4 и, возможно, часть слоя 3 — «базальтовому» слою, а слой 5 — мантии.

Сравнительное изучение разреза коры океанического типа с разрезами офиолитовых ассоциаций горных пород складчатых областей континентов привело названных исследователей к важному выводу о сходстве палеотектонических условий формирования разреза коры океанического типа с разрезами начальных этапов развития геосинклиналей геологического прошлого. Так же, как и в разрезе коры океанического типа, в разрезах эвгеосинклинальных структур континентов выделяется два резко различных по степени метаморфизма комплекса пород — нижний, состоящий из гипербазитов и габбро-амфиболитов, метаморфизованных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, и верхний — из эффузивов различного типа и кремнисто-радиоляриевых пород.

Выявленное подобие разрезов привело исследователей к необходимости выделить особую океаническую стадию развития геосинклинальных областей геологического прошлого.

Приведенный разрез коры океанического типа раскрывает естественную смену различных ассоциаций горных пород во времени и намечает их стратиграфическую последовательность. Не трудно заметить, что ком-

плексы разреза Печенгской структуры близки по составу и степени метаморфизма некоторым «слоям» океанического разреза: рудоносная полоса базит-гипербазитовых пород — нижним метаморфическим комплексам основания разреза океанического типа, а мощные толщи зеленокаменных пород спилитового ряда и сопровождающие их терригенно-карбонатные и туфогенные образования — комплексам пород, составляющим третий слой океанического разреза.

Выше было показано, что подавляющая часть эффузивных пород печенгской серии представлена главным образом производными габбро-перидотитовой или базальтовой магмы и составляет, согласно подсчетам Г. И. Горбунова, до 80% общей мощности разреза. Такое обилие пород основного состава и крайне ничтожное количество кислых пород привело названного исследователя и многих других геологов к выводу о том, что Печенгская структура располагается на «базальтовом» слое, из которого и происходили извержения основной магмы и что, следовательно, «гранитный» слой здесь отсутствовал (Горбунов, 1968). К такому же заключению приводят и данные глубинного сейсмического зондирования, изображенные на профиле (рис. 39) (Литвиненко, Ленина, 1968).

Эта весьма важная особенность строения фундамента, четко вырисовывающаяся на примере Печенгской структуры, с несомненностью свидетельствует о неповсеместном распространении «гранитного» слоя к моменту заложения структур, подобных Печенгской. В Печенгском регионе в среднем протерозое продолжали сохраняться условия, свойственные океанической стадии развития земной коры.

При решении вопроса о стиле деформаций, свойственных океанической стадии развития земной коры, прежде всего необходимо выяснить, какое положение занимает филлитовая толща среди элементов Печенгской структуры, а также какова природа ее базит-гипербазитов.

Как уже было отмечено, филлитовая толща печенгской серии представлена сильно рассланцованными, сложно смятыми и милонитизированными филлитами, представляющими собой хлорито-серицитовую породу, состоящую помимо названных минералов из альбита, кварца, лейкоксена и сульфидов. Мощность толщи колеблется от 250—300 до 850—900 *м*.

В разных частях филлитовой толщи залегают удлиненные линзовидные и пластовые тела сильно измененных и рассланцованных эффузивных диабазов, габбро-диабазов, порфировидных габбро и ультрабазитов. Тела габброидов достигают мощности от 40—45 до 225—250 *м*. Мощность основных и ультраосновных тел колеблется в более широких пределах — от 20 до 480 *м*, лишь мощность массива Пилгуярви превышает 700 *м*. По простиранию основные и ультраосновные массивы протягиваются на расстоянии от 200 *м* до 5—7 *км*. Тела гипербазитов чаще всего приурочены к участкам развития туфогенно-филлитовой толщи заметной мощности. В базит-ультрабазитовых массивах встречаются ксенолиты туфогенно-осадочных пород, линзы амфиболизированных диабазов, мелкие включения эпидотовых и хлорито-эпидотовых пород. Наиболее мощным телам свойственно стратифицированное строение. В нижней части залегают перидотиты (серпентиниты), выше пироксениты, затем габбро и монцонитовые габбро. Наибольшая часть мощности приходится на серпентиниты. Они же слагают подавляющее большинство маломощных тел.

Все эти массивы большинство исследователей относят к классу интрузивных образований, а наиболее мощные из них — к дифференцированным интрузиям. Выводу о возникновении массивов в результате внедрения магматических расплавов противоречат, однако, незначительные размеры тел, «залегающих» в филлитовой толще, а также их бескорневое положение.

Эти особенности строения массивов естественнее связывать с предположением о том, что породы интрузивного облика представляют собой отторженцы от основания разреза коры океанического типа, перемещен-

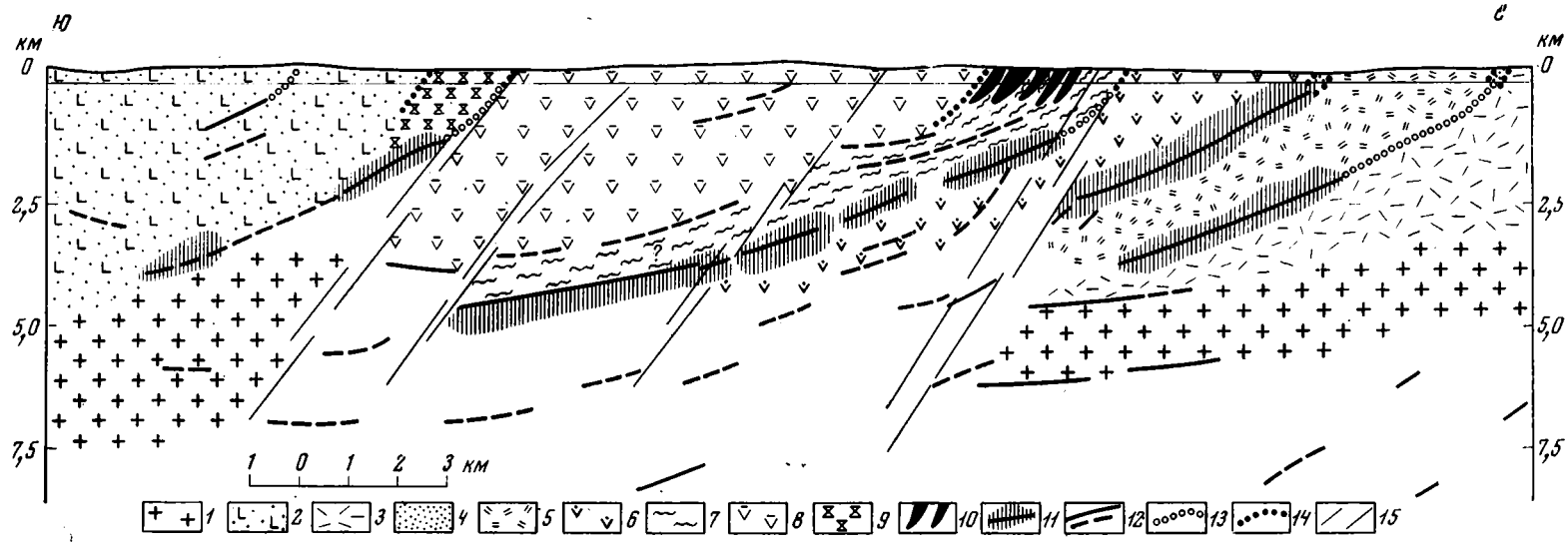


Рис. 39. Схематический сейсмогеологический разрез Печенгской чешуйчатой моноклинали, по И. В. Литвиненко, И. С. Лениной (1968)

1 — гранитоиды архея;
2 — тундровая серия нерасчлененная;
3 — первый вулканогенный покров;
4 — осадочные толщи между первым и вторым, вторым и третьим вулканогенными покровами;
5 — второй вулканогенный покров;
6 — третий вулканогенный покров;
7 — филлиты;
8 — четвертый вулканогенный покров;
9 — порфириты горы Порьиташ;
10 — ультраосновные и основные породы;
11 — осредненное положение отражающих границ, связываемых с известными геологическими контактами, и интервалы их залегания с учетом точности построений;
12 — отражающие площадки невыясненной природы;
13 — предполагаемые отражающие границы вблизи дневной поверхности;
14 — контакты пород по геологическим данным;
15 — предполагаемые зоны нарушений

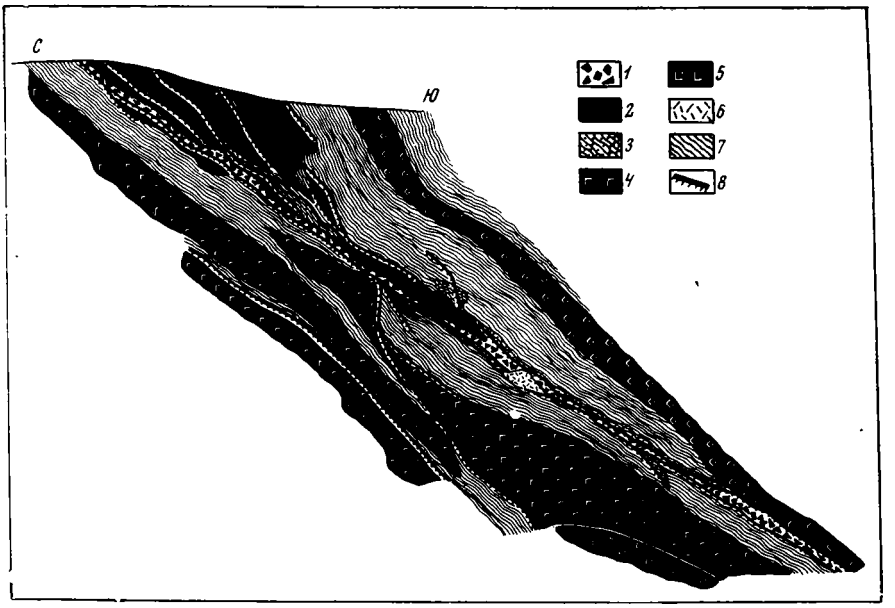


Рис. 40. Профиль центральной части района Каула, по Г. И. Горбунову (1968)

1 — брекчиевидные руды; *2* — серпентиниты с вкрапленными рудами; *3* — оруденелые сланцы; *4* — габбро; *5* — пироксениты и серпентиниты (по перидотитам); *6* — диабазы эффузивные; *7* — филлиты, песчаники, туффиты; *8* — тектонические нарушения

ные в современное положение уже в «дифференцированном» виде. Их тесная связь с разнообразными деформациями, развитыми внутри толщи филлитов, приуроченность к замковым частям складок, пластовая форма залегания свидетельствуют о том, что становление базит-гипербазитовых массивов сопровождалось интенсивным сжатием пород вдоль поверхности крупного тектонического несогласия, представленного в современной структуре толщей милонитизированных филлитов.

Все изложенное выше позволяет заключить, что гипотеза Вяюрюнена о чешуйчато-надвиговом строении Печенгской структуры наиболее полно объясняет имеющиеся в настоящее время геологические данные. Рис. 40 раскрывает тектонику наиболее значительного надвигового шва между третьим и четвертым покровами эффузивов юго-восточнее г. Никель.

Подобный тип строения не является исключением для рассматриваемого района. Похожие условия залегания пород выявляются и на примере анализа Имандра-Варзугской структуры, занимающей заметное место в пределах Кольского региона.

Имандра-Варзугская чешуйчатая моноклиналь. Прослеживается в субширотном направлении через центральную часть Кольского полуострова на протяжении около 350 *км*. Так же как и Печенгская структура, она сложена мощной (более 10 *км*) толщей вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, объединяемых под названием имандра-варзугской серии среднего протерозоя. Подавляющую часть разреза составляют эффузивы основного, в меньшей мере — среднего и ультраосновного состава (рис. 41). Горизонты терригенных и карбонатных пород, разделяющих толщи эффузивов, вырисовывают однообразную картину протяженной моноклинали с поперечным сечением от 10 до 50 *км*.

В наиболее широкой части структуры в основании моноклинали залегают пластовые тела мощностью до 1—2 *км* базит-гипербазитов Федоротундрового, Панского, Верхнестрельнинского и других массивов, сложенных перидотитами, пироксенитами, габбро, габбро-норитами, анортозита-

ми. На продолжении этой полосы к юго-востоку развиты локальные тела метапироксенитов и метаперидотитов, а еще далее по простиранию на юго-восток — мощные пластовые тела метагаббро, непрерывно прослеживающиеся на протяжении более 100 *км*. Вся эта полоса базит-гипербазитов, местами достигающая в поперечном сечении 10 *км*, срезает под разными углами граниты и гнейсы кольской серии и высокоглиноземистые гнейсы кейвской серии, развитые севернее. Напротив, породы имандра-варзугской серии, обнажающиеся южнее полосы базит-гипербазитов, почти на всем протяжении простираются с ней в одном направлении. Таким образом, зона базит-гипербазитов представляет собой естественное северное ограничение Имандра-Варзугской структуры. Зону контакта базит-гипербазитов с основными эффузивами, развитыми южнее, сопровождают милониты, интенсивно рассланцованные породы и тела метасоматитов.

Наиболее полно строение Имандра-Варзугской моноклинали раскрывается в центральной, широкой ее части. Здесь согласно с полосой базит-гипербазитов простираются полосы частого чередования эффузивных метабазитов с метагаббро и метагаббро-диабазами (стрельнинская и сейдореченская свиты). Эти толщи чередования вкрест простирания структуры сменяются покровами диабазовых метапорфиритов с подчиненными им вулканическими брекчиями, туфоконгломератами и туфами. Метабазиты, принадлежащие разным свитам, разделяют маркирующие горизонты кварцитов, кварцито-песчаников, метаалевролитов, черных филлитов и зеленых сланцев непостоянной мощности. Максимальная мощность осадочных образований превышает 1000 *м*, в западном и восточном направлениях она сокращается до первых сотен метров. Вместе с тем мощность метабазитов сейдореченской свиты, по данным А. К. Симона (1967), достигает 6—7 *км*, а стрельнинской около 2 *км*.

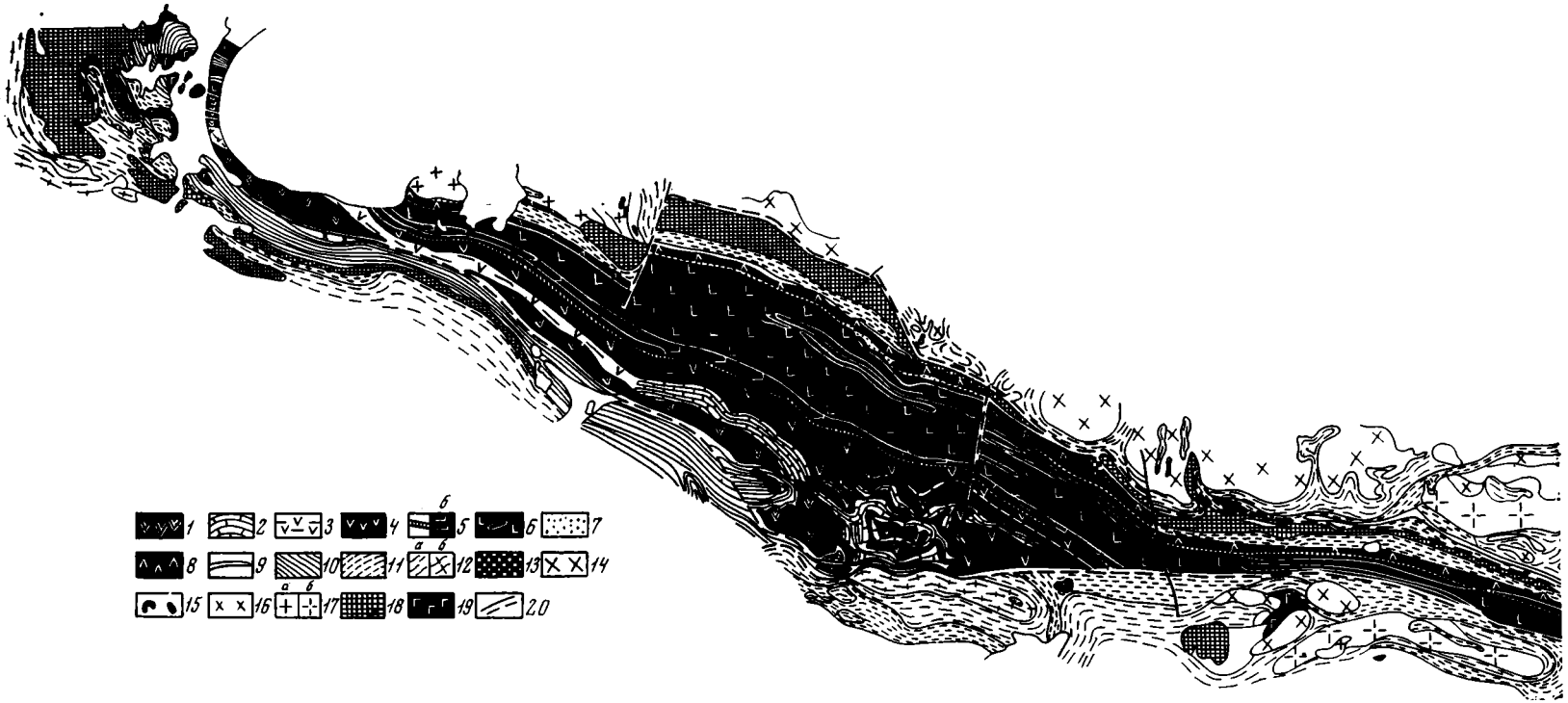
Узкие ленты метаморфических осадочных пород вырисовывают характерную картину однообразного полосового распространения на протяжении всей структуры. «Маркирующие горизонты (обычно первично-осадочные члены разреза) протягиваются в плане прямолинейно и параллельно друг другу, не образуя периклиналей» (Симон, 1967, стр. 5). Геологическая карта Имандра-Варзугской структуры, составленная М. А. Гиляровой (1971), великолепно отражает отмеченные особенности ее строения.

На карте отчетливо видно, что эффузивы полисарской свиты, перекрывающей сейдореченскую, наиболее полно развиты в центральной части структуры; они заметно уменьшаются в мощности в северо-западном направлении, а на юго-востоке резко обрываются разломом, отделяющим образования полисарской свиты от развитых южнее раннепротерозойских (докарельских, по Гиляровой) амфиболовых сланцев и амфиболитов, чередующихся с гнейсами и метасоматическими кварцитами. Среди пород, принадлежащих полисарской свите, особенно характерны пикритовые метапорфириты, залегающие на туфах и туфоконгломератах и венчающиеся шаровыми и глыбовыми лавами, лавобрекчиями и туфобрекчиями основного состава. Мощность вулканитов полисарской свиты, согласно данным Л. Н. Потрубович и А. К. Симона (1966), не превышает 400—700 *м*.

Вышележащая, умбинская, свита примечательна осадочными отложениями, залегающими в нижней ее части. Доломитизированные известняки, доломиты, серицитовые филлиты образуют толщу мощностью до 70—180 *м*. Выше залегает толща чередующихся покровов метабазитов и метапорфиритов с туфами и агломератными лавами. Мощность чередования 1000—1200 *м*.

Следующую к югу полосу моноклинальной структуры образуют породы кичисарской или титанской свиты. Контурам ее распространения не свойственны столь прямолинейные очертания, как это наблюдается

Рис. 41. Схема структуры Имандра-Варзуги, по М. А Гиляровой (1972), с сокращениями автора



1 — ильменская толща: уралитовые диабазы и габбро-диабазы, полосчатые туфосланцы;
2 — титанский горизонт: черные филлиты, карбонатные породы, полосчатые туфосланцы, туфы, агломераты;
3 — ильменская толща и титанский горизонт, нерасчлененные;
4 — юзинская и верхняя умбинская толщи: эпидотизированные диабазы, порфириты и габбро-диабазы, туфобрекчии, конгломерато-брекчии, туфы, туффиты;
5 — нижняя умбинская и полисарская свиты: черные кварцито-песчаники, доломиты (*а*), туфобрекчии пикритов, пикритовые порфириты и сланцы по ним, туфоконгломераты (*б*);
6 — сейдореченская толща: альбитовые порфириты, альбит-магнетитовые породы, туфы, диабазы, уралитовые габбро-диабазы;
7 — туфоконгломераты, туфоконгломерато-брекчии, кварциты, филлиты;
8 — амфиболизированные диабазы, габбро-диабазы;
9 — кварцито-песчаники, граувакки, кварцевые конгломераты, полимиктовые конгломераты, кора выветривания (?);
10 — сланцы актинолит-хлоритовые, амфиболовые филлиты, кислые эффузивы, сланцы серицитовые, карбонатные, графитовые;
11 — сланцы амфиболовые, амфиболиты, гнейсы, метасоматические кварциты;
12 — сланцы двуслюдяные, сланцы биотитовые полосчатые (*а*), гнейсо-сланцы (*б*);
13 — щелочные, основные и ультраосновные породы (Песочный, Салмогорский массивы);
14 — щелочные сиениты (Соустовский массив);
15 — ультраосновные породы;
16 — щелочные граниты;
17 — пегматоидные граниты (*а*), мигматиты (*б*);
18 — нориты, габбро-нориты, габбро-амфиболиты, пироксениты, оливиниты, периодиты, лейко-габбро, анортозиты;
19 — актинолитовые диабазы, габбро-диабазы;
20 — основные дизъюнктивные нарушения, наблюдаемые и предполагаемые

для нижележащих толщ. Они нередко совпадают с тектоническими несогласиями преимущественно северо-западного простирания.

Туфы, туфобрекчии и метапорфириты, составляющие нижнюю часть свиты, кверху сменяются сначала туффитами и филлитами, а затем известняками и доломитами, среди которых в битуминозных разностях встречены строматолиты и онколиты (Соколов, 1970). Венчают разрез кичисарской свиты серицитовые филлиты, чередующиеся с метапорфиритами. Мощность свиты около 1000 *м*.

Разрез вулканитов имандра-варзугской серии завершают туфогенные и эффузивные образования ильменской свиты мощностью около 600 *м*. Среди метабазитов, метапорфиритов и метагаббро-диабазов верхней части ее разреза встречаются характерные пачки гранатсодержащих туффитов мощностью до 20 *м*.

На всем протяжении Имандра-Варзугской моноклинали породы наклонены на юг. В ее центральной части близ северного контакта структуры пласты склоняются под углом 30—50°; в центральной части структуры угол наклона заметно выполаживается до 25—10°, а близ южной окраины туфы и метабазиты ильменской свиты залегают очень полого, практически горизонтально, перекрывая с резким угловым несогласием не только раннепротерозойские, но также и среднепротерозойские образования.

Поперечные профили Имандра-Варзугской структуры и смежных с ней тектонических форм центральной части Кольского полуострова показывают систему крутых чешуйчатых надвигов, вдоль поверхностей которых мощные образования имандра-варзугской серии с юга надвинуты на гранитоиды и сланцы кольской и кейвской серий, а зеленокаменные породы тундровой серии нижнего протерозоя в свою очередь по надвигу перекрывают образования серии имандра-варзуга.

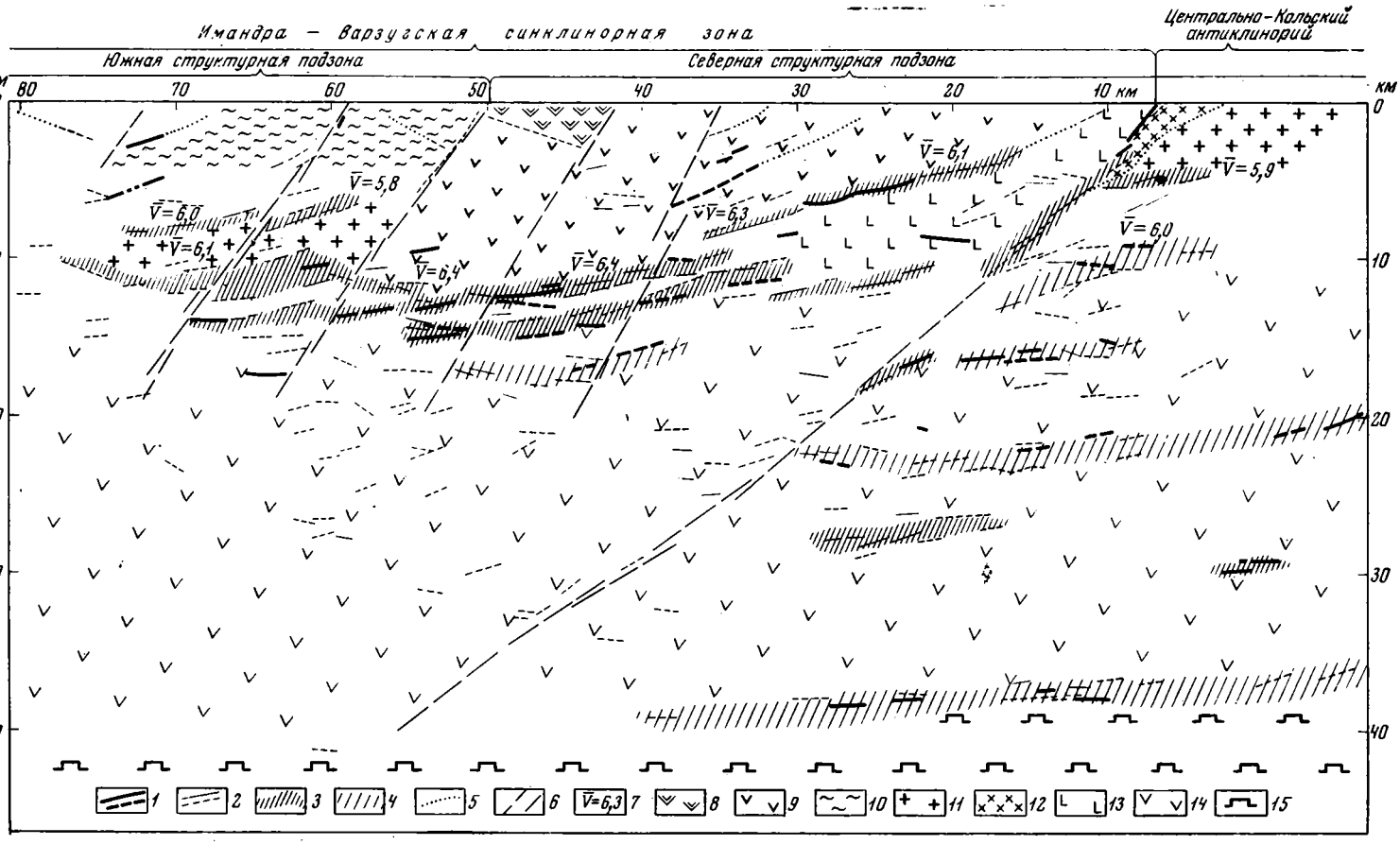
Чешуйчатое строение с ориентировкой падения границ в одном направлении выявляет и геофизический профиль глубинного строения земной коры (рис. 42). Детальные геофизические исследования в зонах развития эффузивно-осадочных пород Печенгской и Имандра-Варзугской структур раскрывают «не синклинальные структуры, а скорее срезанные и надвинутые по зонам нарушений крутопадающие „чешуйчатые моноклинали"» (Литвиненко, 1968, стр. 189).

Этот весьма важный вывод, вытекающий из анализа детальных геофизических и тектонических материалов по морфологии структур Кольского полуострова, дает основание считать, что подобное глубинное строение свойственно океаническому типу разреза земной коры. Как для Печенгской чешуйчатой структуры, так и для Имандра-Варзугской характерна незначительная глубина залегания «базальтового» слоя, а «гранитный» слой здесь практически отсутствует.

Итак, Печенгская и Имандра-Варзугская чешуйчатые моноклинали представляют собой характерные тектонические формы океанической стадии развития земной коры. Зеленокаменные породы, их образующие, близки составу спилитов, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Бескорневое положение локальных тел базит-гипербазитов в зонах тектонических швов дает основание считать, что эти тела представляют собой отторженцы более глубоких частей разреза океанической коры рассматриваемого региона.

Представление о породах фундамента, на поверхности которого накапливались мощные вулканические покровы, раскрывают древнейшие образования Чуна-Монче-Волчьих тундр.

Базит-гипербазиты Чуна-Монче-Волчьих тундр. Северо-западнее Имандра-Варзугской структуры развиты древнейшие породы Кольского полуострова, образующие горные хребты Чуна-Монче-Волчьих тундр. Они принадлежат массиву габбро-норито-лабрадоритов, вытянутому в меридиональном направлении на протяжении около 80 *км* при поперечном сечении от 2 до 20 *км*.


Имандра — Варзугская синклинорная зона
Центрально-Кольский антиклинорий
Южная структурная подзона
Северная структурная подзона
км
80
70
60
50
40
30
20
10 км
0
10
20
30
40
$\bar{V}$=5,8
$\bar{V}$=6,0
$\bar{V}$=6,1
$\bar{V}$=6,4
$\bar{V}$=6,3
$\bar{V}$=5,9
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

Этот комплекс основных пород многие исследователи до недавнего времени связывали с интрузивной деятельностью протерозойского времени. Вместе с тем в результате геохронологических и геологических исследований Э. К. Герлинга и др. (1965), А. И. Тугаринова и Т. В. Войткевича (1966), В. А. Масленникова (1969) и других геологов выявлен значительно более древний возраст рассматриваемого комплекса пород относительно окружающих массив гранитоидных образований.

Современные представления о внутренней структуре массива Чуна-Монче-Волчьих тундр наиболее полно изложены в работах В. А. Масленникова (1969). Особенность структуры этого массива состоит в сочетании участков полого залегающих пластовых тел норитов, габбро-норитов, габбро-лабрадоритов, лабрадоритов с линейными зонами крутонаклоненных и вертикальностоящих тел основных пород, претерпевших динамометаморфические изменения, а также катаклаз и бластез, приведшие к полной переработке исходных пород и превращению их в бластомилониты.

Интрузивные соотношения основных пород с гнейсовыми толщами не подтверждают детальные исследования. Западный и южный контакты массива тектонические, крутонаклоненные. Вдоль восточного контакта в ряде мест «обнаружены сохранившиеся первоначальные геологические соотношения, свидетельствующие о стратиграфическом налегании на габбро-норито-лабрадориты гнейсов кольской серии через базальный горизонт» (Масленников, 1969, стр. 9), представленный метаморфизованным элювием древней коры физического выветривания габбро-норито-лабрадоритов, конгломератоподобными образованиями и конгломератами.

Эти данные, естественно, привели исследователей к выводу, что габбро-норито-лабрадоритовый массив Чуна-Монче-Волчьих тундр древнее кольской серии и представляет собой «фрагмент того кристаллического основания — фундамента, за счет разрушения которого и на котором откладывался древнейший на Балтийском щите супракрустальный комплекс» (там же, стр. 10). Геохронологический возраст пород кольской серии, определенный калий-аргоновым методом, охватывает интервал 3600—3500—3250 млн. лет.

Выявленные новые данные о геологических соотношениях габбро-норито-лабрадоритов с окружающими породами гранитоидного ряда позволили объяснить ранее непонятный чрезвычайно древний возраст основных пород. Многочисленные определения калий-аргоновым методом, произведенные на плагиоклазах, моноклинных пироксенах, гиперстенах, роговых обманках, показали широкий диапазон возрастов от 7570 до 1440 млн. лет. В результате детального анализа метаморфических преобразований, которым подверглись различные минералы, удалось восстановить процессы, приведшие к омоложению их изотопных возрастов и таким образом определить, что наиболее вероятный интервал, отвечающий

Рис. 42. Глубинный разрез Имандра-Варзугской структуры, по И. В. Литвиненко, Л. Н. Платоненковой, Ю. А. Сипаровой, С. А. Анкудинову (1968)

1 — отражающие площадки, соответствующие интенсивным волнам; *2* — отражающие площадки, соответствующие волнам с малой амплитудой записи; *3* — интервал залегания основных сейсмических границ с учетом точности построений; *4* — осредненное положение возможной преломляющей границы со скоростью $V_г$=7,0 *км/сек*; *5* — предполагаемые вблизи дневной поверхности крутопадающие отражающие границы; *6* — тектонические нарушения, установленные на поверхности и предполагаемые на глубине по сейсмическим данным; *7* — значение средней скорости ($\overline{V}$), *км/сек*; *8* — ильменская свита имандра-варзугской серии (диабазы, мандельштейны); *9* — имандра-варзугская серия нерасчлененная (среднепротерозойский вулканогенно-осадочный комплекс); *10* — тундровая серия (нижнепротерозойский комплекс гнейсов, сланцев, амфиболитов, кварцитов и др.); *11* — архейский гранито-гнейсовый комплекс нерасчлененный; *12* — щелочные граниты; *13* — Панская интрузия габбро, габбро-норитов; *14* — гранулито-базитовый слой земной коры; *15* — подкоровый слой

времени формирования основных пород, расположен в пределах 4000—4500 млн. лет.

Таким образом, совершенно очевидно, что массив Чуна-Монче-Волчьих тундр представляет собой выход на поверхность древнего фундамента, сложенного породами базальтового слоя земной коры.

Как известно, в пределах Мончегорского массива горы Сапча, Ниттис и Кумужья сложены пластовыми телами пироксенитов, сменяющихся книзу чередованием пироксенитов и перидотитов, а еще ниже — оливиновых, кварцевых и кварцево-биотитовых норитов. Горы Нюд и Поаз, принадлежащие восточной части массива, вверху сложены норитами и габбро-норитами, ниже — оливиновыми норитами и пироксенитами, а еще ниже — меланократовыми норитами с «прослоями» перидотитов.

Выяснилось, что нориты Нюда «в целом представляют собой весьма своеобразное необычное образование. На небольшой площади здесь устанавливается четыре разновозрастные группы магматических горных пород. Последовательное внедрение их, происходившее в напряженной тектонической обстановке, в условиях движений и деформаций, привело к появлению такой пестрой, тонкой и сложной перемежаемости проникающих друг в друга пород, которая может быть охарактеризована как „интрузивное месиво"» (Масленников, 1969, стр. 19).

Многочисленным дайкам микроноритов и микрогаббро-норитов, пронизывающих «интрузивное месиво», свойственно характерное брекчированное сложение, а также явление локальной перекристаллизации микроноритов в шпинель-кордиеритовые породы оригинального состава, не имеющего химических аналогов среди известных типов пород. «Микронориты, вмещающие шпинель-кордиеритовые породы, обладают изотопным K-Ar возрастом в 5,3—6,7 млрд. лет», что дает основание рассматривать этот «критический горизонт» как огромный «ксенолит» глубинного происхождения (там же, стр. 34).

Сверхдревние цифры K-Ar возраста — 4,3—7 млрд. лет — получены также для оливинитов и перидотитов, залегающих в виде линз эруптивных брекчий среди норитов и габбро-норитов. Возраст ксенолитов норитов и габбро-норитов достигает 4,8 млрд. лет. Они залегают среди относительно более молодых пород того же состава с возрастом 3100—3400 млн. лет, отвечающим времени становления Мончегорского массива.

Из изложенного выше совершенно очевидно, что возникновение разновозрастных ультрабазитов Мончегорского массива, так же как и массива Чуна-Монче-Волчьих тундр, происходило в тесной связи с интенсивными деформациями, выявляющими гетерогенную внутреннюю структуру древних комплексов, а также резко несогласную с ними структуру гнейсов кольской серии.

Таким образом, в пределах рассмотренного региона сохранились следы тектонических движений, происходивших не только около 3 млрд. лет тому назад, но и значительно раньше, по существу далеко за пределами возрастов, принимавшихся до сих пор для начальных стадий формирования земной коры. В свете этих данных вывод Э. К. Герлинга о значительно большей древности вещества мантии Земли и нижней оболочки ее коры приобретает огромное значение.

К зоне древних габбро-норито-лабрадоритов Чуна-Монча-Волчьих тундр с юго-востока вплотную подходит пояс зеленокаменных пород Имандра-Варзуги, основание которого, судя по геофизическим данным, покоится на «базальтовом» слое. Весьма вероятно, что фундаменту этой среднепротерозойской чешуйчатой формы близки состав и структура массива Чуна-Монче-Волчьих тундр.

Таким образом, выясняется, что в центральной части полуострова сохранился реликт базальтового слоя, сложенный древнейшими образованиями земной коры. В архее этот выступ меланократового фундамента, по-видимому, занимал значительную часть Кольского полуострова.

В современной структуре полоса базальтового основания, судя по геофизическим данным, прослеживается под Имандра-Варзугской и Печенгской чешуйчатыми моноклиналями, а обнаженная его часть — в хребтах Чуна-Монче-Волчьих тундр.

За время длительной истории формирования земной коры на значительной площади бывшего выступа базальтового слоя породы подверглись чарнокитизации, диоритизации и гранитизации. При этом в одних местах развитие структурных форм завершалось на стадии, переходной от океанической к континентальной, в то время как в других продолжалось до зрелой стадии формирования континентальной коры.

Многократно проявлявшиеся тектонические движения привели к тому, что в современном строении региона оказались сближенными контрастные по форме и происхождению структурные элементы — асимметричные чешуйчатые моноклинали и изометричные гранитоидные купола, а также структуры типа Кейв, Лапландских гранулитов.

В картине сложных сочетаний тектонических форм важная роль принадлежит базит-гипербазитам. Их размещение отмечает положение крупного тектонического шва в зоне сочленения между огромными сегментами, различающимися мощностями и временем формирования континентального слоя.

Эту зону сочленения по аналогии с Карельской и Сарматской зонами сжатия мы выделяем под названием Центрально-Кольской системы глубинных надвигов.

Замечательная особенность названной глубинной структуры состоит в том, что ее заложение, по-видимому, относится к наиболее раннему этапу развития тектонических форм Восточно-Европейского сегмента земной коры. В современном эрозионном срезе выявляются разные элементы структуры глубинного надвига. Его наиболее древняя часть принадлежит «базальтовой» оболочке земной коры в зоне коленообразного субмеридионального отрезка Чуна-Монче-Волчьих тундр, субширотная Имандра-Варзугская часть глубинного надвига рисует его средне-позднедокембрийскую структуру, возникшую на реликтовом участке «базальтового» слоя. Но наиболее полно чешуйчатое строение Центрально-Кольской зоны сочленения раскрывается на северо-западе, в разрезе земной коры по профилю Баренцево море — Ловно (рис. 43) (Литвененко и др., 1968). Поперечное сечение зоны сочленения между разновозрастными континентальными сегментами земной коры здесь достигает 200 *км*. В этой полосе выделяется ряд структур, сложенных различными сериями пород, разделенных поверхностями тектонических несогласий. На граниты и гнейсы кольской серии (AR) с севера на юг последовательно надвинуты: зеленокаменные вулканиты печенгской серии (PR_2), затем сланцы и амфиболиты тундровой серии (PR_1), далее — снова гранитоиды в ассоциации с основными и ультраосновными породами и, наконец, комплекс гранулитов (PR_2), состоящий из обособленных массивов диоритов, гранатобиотитовых гнейсов, местами интенсивно мигматизированных и пронизанных телами основных и ультраосновных пород.

Данные геологических наблюдений свидетельствуют о том, что комплекс гранулитов вместе с ранне- и позднекарельскими зеленокаменными толщами образует единую структурную форму. В северной ее части элементы чешуйчатой структуры отделены один от другого поверхностями тектонических несогласий, сопровождаемых телами ультрабазитов. Поверхности надвигов в зоне сочленения с гранитоидами Мурманского массива наклонены на юг. Вдоль южной окраины Лапландского массива гранулитов азимуты падения структурных элементов обращены на север, что, по-видимому, связано с движениями вдоль разнонаправленных поверхностей надвигов в зоне растяжения.

В основании рассматриваемой системы чешуйчатых надвигов залегает так называемый гранулит-базитовый (базальтовый) слой, в составе

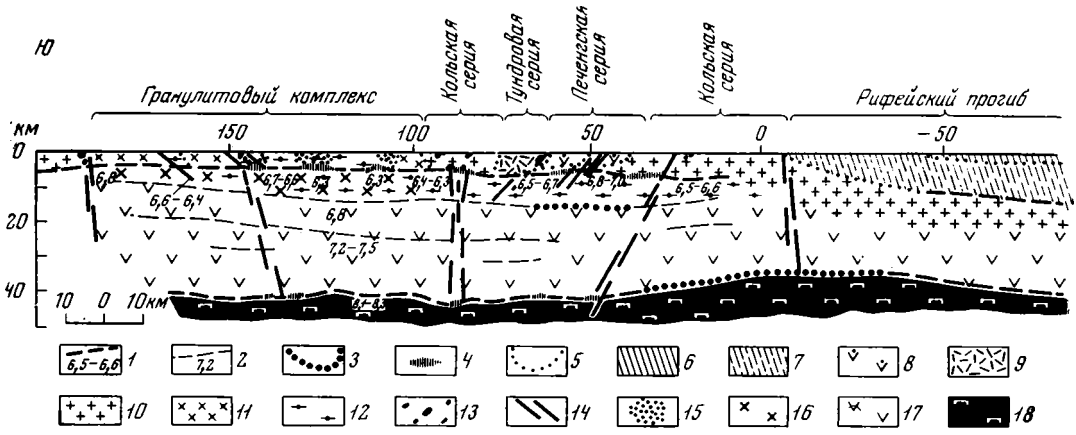


Рис. 43. Схематический разрез земной коры по профилю Баренцево море — Ловно, по И. В. Литвиненко (1968)

1 — опорные сейсмические границы (осредненное положение и значение граничной скорости для них, *км/сек*; *2* — то же, для других сейсмических границ; *3* — предполагаемые сейсмические границы (по неточным данным и в местах, где нет точек наблюдений); *4* — участки, соответствующие разрывам в корреляции соответствующих волн; *5* — геологические контакты;

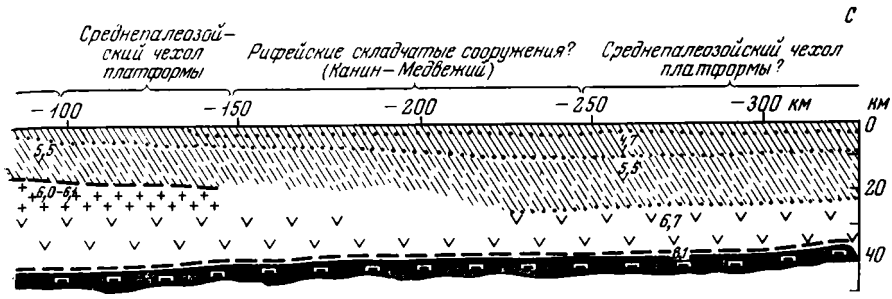
которого выделяется верхняя часть со скоростями упругих волн 6,3—6,8 *км/сек* и нижняя — со скоростями 6,8—7,5 *км/сек*. Мощность этого слоя заметно увеличена и достигает здесь 35 *км*, тогда как в районе Баренцева моря она колеблется в пределах 10—15 *км*.

Таким образом, выявляется, что Кольские чешуйчатые надвиги расположены над зоной характерного скучивания «базальтового» слоя. Эта особенность его строения сочетается с многочисленными зонами нарушений корреляции волн, интерпретируемых как глубинные разломы. Их положение совпадает с выходами на поверхность тел базит-гипербазитов, а также зон интенсивно мигматизированных пород. Одни из них не выходят за пределы верхней части «базальтового» слоя, другие прослеживаются через всю толщу земной коры.

По-иному рисуется строение кристаллического основания Баренцева моря. В этом регионе метаморфические породы перекрыты мощным чехлом слабо уплотненных отложений, часть разреза которых, по-видимому, принадлежит, по мнению И. В. Литвиненко и его соавторов, терригенным образованиям типа рифейских толщ п-ова Рыбачьего. Скорость упругих волн в породах чехла колеблется от 4,7—5,5 до 6,0—6,1 *км/сек*. Ниже осадочных отложений на протяжении 150 *км* по профилю прослеживается «гранитный» слой, который авторы профиля отождествляют с гнейсами, гранито-гнейсами и гранитами кольской серии. В северной части профиля между 150 и 350 *км* слабо уплотненные породы покоятся непосредственно на базальтовом основании. Наибольшие значения мощностей земной коры рассматриваемого сегмента отмечены у северной окраины Мурманского массива (30—35 *км*), на противоположном, северном, конце профиля они едва достигают 10 *км*. Таковы некоторые, пока еще очень неполные сведения о разрезе земной коры Баренцева моря.

К юго-западу, по линии рассмотренного профиля, в центральной части Балтийского щита, судя по данным гравиметрии, земная кора заметно более мощная — до 40—42 *км* (Шустова, 1966). При этом предполагают, что мощность «гранитного» слоя в центральной части достигает 20 *км*.

Таким образом, и здесь, как и в рассмотренных ранее примерах, крупнейший тектонический шов отделяет позднекарельский континентальный сегмент в центральной части Балтийского щита от архейского — в «Баренции».



6 — осадочные, слабо уплотненные образования под дном Баренцева моря; *7* — песчаники, конгломераты и сланцы п-ова Рыбачьего и комплекс пород под Баренцевым морем; *8* — диабазы, метадиабазы, туффиты, сланцы и др. (печенгская серия); *9* — сланцевые амфиболиты, сланцы и др. (тундровая серия); *10* — гнейсы, граниты, гранито-гнейсы (кольская серия и др.); *11* — диориты, гранодиориты (гранулитовый комплекс); *12* — гранато-биотитовые гнейсы (гранулитовый комплекс); *13* — основные и ультраосновные интрузии; *14* — предполагаемые глубинные разломы; *15* — зоны мигматизации; *16* — слой со скоростью упругих волн 6,3—6,8 *км/сек* (верхняя часть «гранулито-базитового слоя»); *17* — слой со скоростью упругих волн 6,8—7,5 *км/сек* (нижняя часть «гранулито-базитового слоя»); *18* — подкоровый слой

Глубинному разрезу Центрально-Кольской зоны сжатия, так же как и ранее рассмотренным зонам других регионов, свойственна аномально увеличенная мощность «базальтового» слоя (30 *км*) по сравнению со смежными сегментами.

Вероятно, заложение Центрально-Кольской зоны сжатия связано с утолщением базальтового слоя, сопровождавшимся формированием линейного валообразного поднятия. Становление его структуры было сопряжено с нарушением сплошности коры и заложением поверхностей глубинных надвигов. Вслед за явлениями скалывания в смежных с тыла поднятых частях «вала» происходили явления диоритизации пород. В результате неоднократно возобновлявшихся горизонтальных движений вдоль зоны древних поверхностей тектонических несогласий к концу среднего протерозоя — в начале рифея сформировалась чешуйчатая структура Центрально-Кольской зоны сжатия. Среди ее элементов оказался и Лапландский массив гранулитов, ограниченный на северо-востоке и юго-западе тектоническими поверхностями, наклоненными в различных направлениях.

Из анализа геологических карт, составленных Л. Я. Харитоновым (1966), В. В. Ждановым (1966) и другими исследователями, следует, что структуру Лапландского массива образуют несколько обособленных комплексов пород, обнаруживающих сложный рисунок размещения и сочленения. Выделяется по крайней мере три наиболее крупных, структурно обособленных участка, связанных общим простиранием и падением элементов сланцеватости и минеральной полосчатости.

Центральную часть структуры занимают диорито-гнейсы и чарнокиты с однообразным падением гнейсовидности на юго-восток под углом 60°. На юге их срезает полоса петлеобразно изогнутых пород — лейкократовых норитов, гиперстеновых диоритов, основных гранулитов и габброидов, склоняющихся в противоположном направлении — на северо-запад, север и северо-восток под углом от 25 до 50°. Диорито-гнейсы северо-восточного простирания центральной части массива почти под прямым углом подходят к диорито-гнейсам и габброидам северного ограничения Лапландской структуры. В целом контур распространения ассоциации габброидных пород (габбро, габбро-амфиболитов, габбро-анортозитов) вырисовывает прерывисто-петлеобразную, открытую на запад форму сложного внутреннего строения. Многочисленные тела гипербазитов окружают роями и полосами структуру Лапландского массива.

С рассматриваемой формой связаны оригинальные физические свойства пород — высокие значения положительных аномалий силы тяжести (особенно в районе Сальных тундр), относительно высокие скорости упругих волн, достигающие уже на незначительной глубине (2—3 *км*) 6,4—6,8 *км/сек* и ряд других особенностей. Исследования В. В. Жданова показали, что некоторые разновидности гранитоидов Лапландского массива принадлежат метасоматическим образованиям, возникшим в значительной части за счет гранато-биотитовых, биотитовых и амфиболовых гнейсов, сохранившихся в виде реликтов среди гранитоидов. В ряде мест ему удалось наблюдать постепенные переходы гранитов в мигматиты и далее в огнейсованные гиперстеновые диориты. При этом породы субстрата, сохранившиеся среди гранитизированных образований, обнаруживают по сравнению с гранитами более основной состав и относительно бо́льшую плотность. Все эти данные привели В. В. Жданова, так же как и других геологов и геофизиков, к весьма важному выводу, что породы Лапландского массива принадлежат верхней части базальтового слоя, преобразованного в результате диоритизации, гранитизации и ультраметаморфизма. Причем рассматриваемая структура раскрывает тесную связь этих процессов с явлениями горизонтального сжатия. Гранитоиды по периферии Лапландской структуры образуют сильно вытянутые тела, согласно элементам простирания рассланцованных амфиболовых габбро и амфиболитов (Яврская зона смятия, по Жданову, 1966).

Сейчас пока недостаточно данных, чтобы восстановить историю развития Лапландской структуры. По-видимому, значительная часть гиперстеновых диоритов возникла в наиболее ранний этап формирования «свода» валообразного поднятия «базальтового» слоя в связи с движениями вдоль Центрально-Кольского глубинного надвига. Последующее преобразование пород в гранулиты, особенности проявления гранитизации и ультраметаморфизма также оказались здесь тесно связанными с горизонтальными движениями. Окончательное оформление Лапландской структуры как одного из элементов Центрально-Кольской зоны сжатия, по-видимому, произошло в конце среднего протерозоя.

ГЛАВА VI

ЭЛЕМЕНТЫ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОН МЕТАБАЗИТОВ

В предыдущих главах было показано, что глубинные надвиги, выраженные в современном эрозионном срезе в виде чешуйчатых моноклиналей, составляют одну из важнейших категорий структур рассмотренных регионов щитов. Попытаемся теперь выяснить, какое место занимают тектонические формы этого типа под покровом осадочных образований платформы среди структур фундамента Русской плиты, после чего обратимся к анализу общей схемы структурного расчленения основания платформы.

Представления о вещественном составе и строении закрытой части фундамента древней платформы опираются на данные бурения и геофизики. При этом сведения крайне неравномерны, так как ее дорифейские кристаллические породы перекрыты чехлом осадочных образований мощностью от 1—1,5 до 8—10 *км*.

Наиболее расчленена поверхность рельефа основания в Волго-Уральской области, где выделяется ряд сводовых поднятий, разделенных Серноводско-Абдулинским, Казанско-Кировским авлакогенами, с отметками поверхности дорифейских образований до 6—8 *км*. Глубокое залегание пород фундамента других мест платформы связано с депрессиями фундамента под Пачелмским (более 4 *км*), Среднерусским (до 5 *км*) и другими авлакогенами. Наиболее погруженная часть основания Большедонбасского авлакогена предполагается на глубине 8—10 *км*. Поверхность фундамента Прикаспийской впадины располагается на глубине до 15 *км*.

Сведения о породах основания относятся прежде всего к положительным формам рельефа фундамента, данные же о составе и структуре пород под рифейскими отложениями авлакогенов весьма неполны. Чаще всего они основаны на косвенных признаках, связанных с выяснением природы региональных линейных магнитных и гравитационных аномалий, а также на анализе профилей глубинных сейсмических зондирований.

Первые схемы глубинной структуры платформы, основанные на данных общей магнитной съемки СССР, принадлежат А. Д. Архангельскому (Архангельский и др., 1937). Тектонике внутреннего строения фундамента Русской плиты посвятил специальное исследование Н. С. Шатский (1946). Позднее, когда геофизические данные были существенно дополнены материалами бурения и глубинного сейсмического зондирования, а также данными сравнительно-тектонического анализа древних платформ (Павловский, 1962; Павловский, Марков, 1963), появились относительно более подробные схемы структурных элементов основания Восточно-Европейской платформы А. А. Богданова (1964), М. В. Муратова (1966, 1970; Муратов, Микунов, Чернова, 1962). Монографические обобщения геофизических материалов и данных бурения выполнены Э. Э. Фотиади (1958), А. А. Борисовым (1967), Н. В. Неволиным (1965, 1971), Р. А. Гафаровым (1963, 1970), В. А. Дедеевым (1970) и многими другими геологами и геофизиками.

Все исследователи полагают, что физические поля, особенно магнитные, отображают не только вещественный состав, но и пространственные соотношения между структурами фундамента. При этом ориентированные в разных направлениях и отличающиеся по морфологии зоны аномалий нередко трактуют как разновозрастные тектонические образования. Как правило, области с мозаичным строением полей относят к структурам более ранней консолидации (архейские ядра), а системы линейных полосовых аномалий — к карельским складчатым поясам. Многие геологи, следуя представлениям А. Д. Архангельского, полагают, что в конце архея произошло полное замыкание позднеархейских геосинклиналей и образовалась громадная протоплатформа. На рубеже архея и протерозоя произошла перестройка структуры коры, завершившаяся раздроблением эпиархейской протоплатформы и заложением новых геосинклинальных систем (трогов).

Как уже было отмечено выше, эта концепция, на наш взгляд, не универсальна. Анализ морфологии и истории развития Карельской зоны сжатия и чешуйчатых структур Курской магнитной аномалии не позволяет согласиться с предположением о том, что раннекарельские структуры возникли на протоплатформенном основании, появлению которого в архее предшествовала нуклеарная (безгеосинклинальная и бесплатформенная) стадия развития гнейсовых куполов (Павловский, 1962; Павловский, Марков, 1963). Изучение структуры Украинской железорудной провинции показывает, что формированию наиболее древних гнейсовых куполов в архее предшествовало заложение Белозерской, Конкской и других чешуйчатых моноклиналей, а их дальнейшее развитие протекало в значительной мере параллельно с ростом гранито-гнейсовых куполов. Еще более разительный пример соотношений подобного рода представляют структуры древнейших базит-гипербазитов, предшествовавших развитию гранито-гнейсовых куполов кольской серии. По-видимому, нуклеарные формы представляют собой лишь один из типов структурообразования, характерного для относительно поднятых элементов глубинной структуры земной коры.

Многочисленные геологические наблюдения и радиологические данные гораздо ближе тем представлениям Н. С. Шатского и его последователей, согласно которым процесс развития континентальных блоков земной коры направлен на сокращение геосинклинальных областей во времени в связи с консолидацией все новых и новых участков земной коры. Эта концепция получила свое дальнейшее развитие в ряде работ Н. А. Штрейса.

На примере анализа истории развития Центрально-Казахстанской геосинклинальной области Н. А. Штрейс показал, что в палеозойских складчатых областях Земли формирование гнейсового основания падает не на архейское, как думали и полагают и сейчас многие геологи, а на рифейское время (Штрейс, 1960). Это положение о неравномерном развитии гранитной оболочки Земли как во времени, так и в пространстве, раскрытое им на ряде примеров и в более поздних работах (Штрейс, 1964, 1967, 1968), имеет огромное значение для познания структуры глубокого докембрия и последующей эволюции тектонических форм и позволяет по-новому подойти к анализу структуры основания Восточно-Европейской платформы.

Новые данные, полученные за последние два десятилетия после проведения разнообразных геологических, геофизических и буровых работ, а также радиологических методов определений абсолютного возраста пород, позволили составить геологические карты не только открытых участков основания щитов, но также и скрытых под чехлом платформы (Варданянц, 1960; Геологическая карта..., 1966). В результате сравнительного изучения разрезов многих тысяч скважин, пробуренных в породах фундамента Русской плиты, с разрезами пород основания Балтий-

ского и Украинского щитов стало возможным наметить схему корреляции магматических и метаморфических комплексов докембрия для всей платформы (Шуркин, 1972).

Проведенный нами анализ структурных соотношений между чешуйчатыми моноклиналями и гранито-гнейсовыми куполами (Новикова, 1969б, 1971а, б, в) свидетельствует о наложенности процессов, связанных с гранитоидным магматизмом, по отношению ко времени заложения и развития глубинных структур, принадлежащих океанической стадии развития. Этот вывод, многократно проверенный на многих примерах, находит известное подтверждение в широком развитии в пределах докембрийских щитов древних платформ в разной степени метаморфизованных пород основного состава, в ряде мест, представляющих собой выходы на докембрийскую поверхность континентального «базальтового» слоя (Наливкина, 1972).

В фундаменте Русской плиты, как и на щитах, наряду с гранито-гнейсовыми комплексами заметно развиты метабазит-гипербазитовые ассоциации. Насыщенность породами меланократового ряда особенно характерна для некоторых разрезов Волго-Уральской области.

А. Д. Архангельский еще в 1940 г. обратил внимание на оригинальную структуру фундамента Волго-Уральской области по сравнению с другими регионами Восточно-Европейской платформы. И действительно, этот регион выделяется сильно расчлененным рельефом поверхности кристаллических пород, своеобразным набором пород, претерпевших интенсивный метаморфизм, а также положением в структуре Восточно-Европейского континентального сегмента.

Согласно данным Т. А. Лапинской и С. В. Богдановой (1972), метаморфические и магматические породы, вскрытые скважинами на сводовых поднятиях Волго-Уральской области, залегают в следующей последовательности (снизу):

Архей: пироксеновые, пироксен-амфиболовые гнейсы и основные гранулиты;
метагипербазиты, метагабброиды и ортоамфиболиты (Нурлаты, Туймазы);
гранатовые плагиограниты, чарнокиты, чарнокит-мигматиты;
плагиомикроклиновые граниты, плагиограниты, гранодиориты, гранит-мигматиты.
Нижний протерозой: амфиболовые роговики, амфиболиты, зеленые сланцы (базальтовые вулканиты) в ассоциации с парасланцами и железистыми кварцитами (Барятин, Сарайлинский прогиб, Волгоградское Поволжье и др.);
метабазиты, амфиболиты, метагипербазиты (Волгоградское Поволжье, Шукавка и др.);
кварцевые диориты, плагиограниты, мигматиты, гранитоиды, нерасчлененные;
габбро-нориты, анортозиты (Чигирень);
плагиомикроклиновые граниты и мигматиты (Волгоградское Поволжье);
микроклиновые граниты (Токмовский, Татарский своды) .

Приведенный разрез исключительно интересен тем, что раскрывает совершенно определенное положение меланократовых комплексов в основании разреза гранитоидных образований. В табл. 2 сведены данные по обширной площади восточной части платформы (Гаррис, Постников, 1973). Как видим, определенная последовательность в развитии вещества пород, составляющих оболочки земной коры, сохраняется и в этой части разреза фундамента Восточно-Европейской платформы.

Ультрабазиты, анортозиты, основные эффузивы и кристаллические сланцы, габбро-нориты, ортоамфиболиты, принадлежащие океанической

стадии развития земной коры, сменяются во времени образованиями, свойственными переходной и континентальной стадиям развития. Следует только иметь в виду, что указанный в таблице возраст 2 600 млн. лет наиболее древних образований меланократового фундамента принят условно; радиологические датировки указанного интервала на востоке платформы пока неизвестны.

Пироксеновые, пироксено-амфиболовые гнейсы и основные гранулиты в ассоциации с метагипербазитами, метагабброидами и ортоамфиболитами образуют характерный набор метаморфизованных в гранулитовой фации пород, близких по составу образованиям меланократового фундамента эвгеосинклиналей фанерозоя.

Таблица 2

Геохронологическая схема раннего докембрия восточной части Русской платформы. Составил Д. В. Постников

(Гаррис, Постников, 1972)

Группа	Подгруппа	Вулканогенно-осадочные образования	Магматические и метасоматические образования	Локальные изменения, наложенные на более древние породы фундамента
Протерозой		Осадочные породы (псефиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, доломиты)	Гипабиссальные дайки габбро-диабазов (~1350 и ~1150 млн. лет)	Катаклаз, рассланцевание, серицитизация, хлоритизация, термический метаморфизм
	—1600±50—	Размыв, перерыв		
		Филлиты, слюдистые кварциты	Габбро-диабазы	Кремне-калиевый метасоматоз с образованием гранито-гнейсов, чарнокитов и микроклиновых гранитов
	Средний	Глиноземистые гнейсы: гранатовые, двупироксеновые, кордиеритовые, силлиманитовые, графитистые, магнетитовые; гранулиты	Гранодиориты, плагиограниты, чарнокиты, гранито-гнейсы, микроклиновые граниты	
	—1900±100—	Размыв, перерыв	Габбро-нориты	
		Плагиогнейсы: биотитовые, биотит-роговообманковые, биотит-пироксеновые; амфиболиты, слюдистые сланцы (1900—2300 млн. лет)	Габбро-нориты, ортоамфиболиты, роговообманковые диориты	Амфиболизация; образование бластомилонитов
	Ранний	Эклогиты, основные кристаллические сланцы (часть этих пород в своем субстрате, возможно, относится к архею) (2300—2600 млн. лет)	?	?
	—2600±100—	Размыв, перерыв		
	?	«Норитоподобные» основные породы (метаморфизованные основные эффузивы)	Ультрабазиты, анортозиты (?)	

Согласно современным представлениям (Passerini, 1965; Moores, 1969; Пейве и др., 1972), в составе этого фундамента выделяются (снизу): серпентинизированные гипербазиты, метасоматические габброиды, габбро-амфиболиты, амфиболиты, зеленые сланцы, резко отличные по степени метаморфизма от вышележащих спилито-диабазовых, яшмовых, кремнисто-карбонатно-глинистых образований. Как видим, аналогичные соотношения выявляются и в разрезе Волго-Уральской области, верхние члены которого метаморфизованы лишь до стадии зеленых сланцев и амфиболитовой.

Сходство разрезов нижних членов эвгеосинклиналей фанерозоя, океанических структур и офиолитовых ассоциаций глубокого докембрия свидетельствует о вторичной природе «гранитного» слоя по отношению к базальтовому не только в поясах фанерозойских геосинклиналей, но также и на обширных площадях развития континентальных сегментов земной коры докембрия.

Разрез Волго-Уральской области дает представление о породах меланократового фундамента и об особенностях ранних стадий проявления

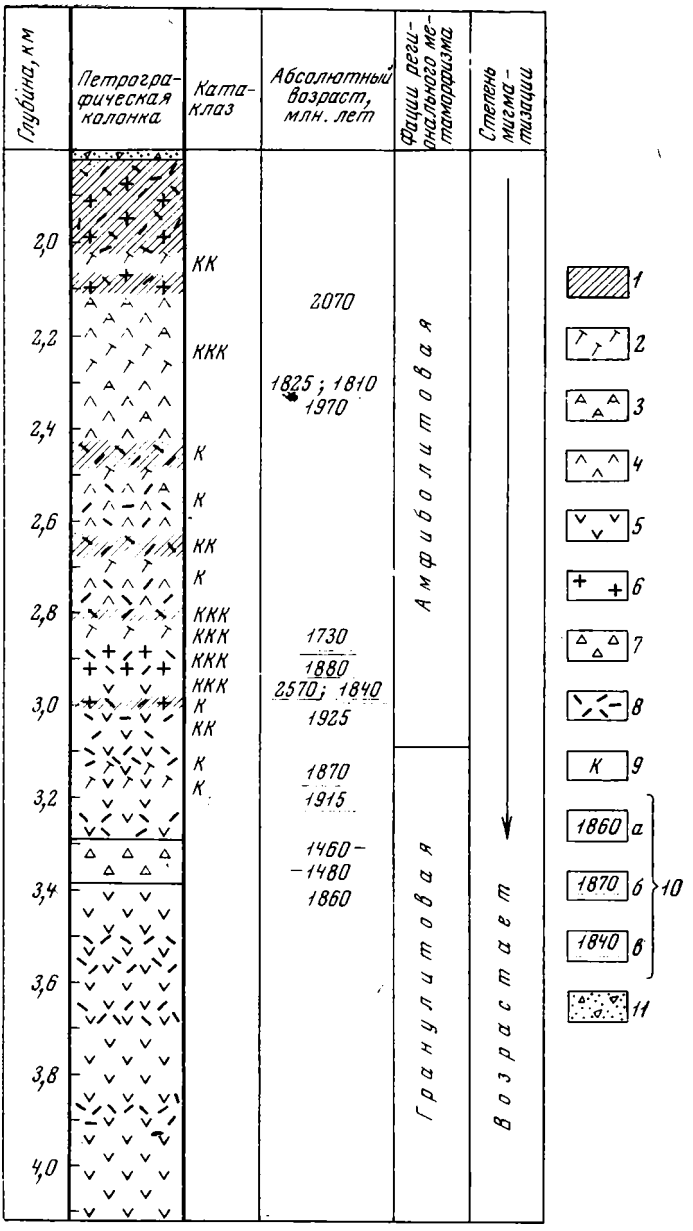


Рис. 44. Схематический разрез докембрийского фундамента Туймазинской опорной скв. 2000, по С. В. Богдановой, Т. А. Лапинской (1970)

1 — биотитовые плагиогнейсы; *2* — биотит-амфиболовые плагиогнейсы; *3* — анортозиты (плагиоклазиты); *4* — амфиболиты; *5* — гиперстеновые диориты, амфиболовые диориты; *6* — микроклиновые граниты; *7* — конгадиабазы рифейского возраста; *8* — разрушенность пород; *9* — катаклаз: *К* — слабый, *КК* — средний, *ККК* — сильный; *10* — значения абсолютного возраста (*а* — по валовой пробе, *б* — по биотиту, *в* — по микроклину); *11* — бавлинские отложения

гранитоидного магматизма в зоне перехода к меланократовым комплексам. Интересный фрагмент разреза такого рода вскрыт Туймазинской скважиной, углубившейся в кристаллические породы на 2 *км* (рис. 44).

В сложении Туймазинского разреза участвуют в основном четыре группы пород: амфиболиты и их мигматиты, породы типа гиперстеновых диоритов, биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы и микрокли-

новые гранитоиды. Согласно данным С. В. Богдановой и Т. А. Лапинской (1970), породы вскрыты в следующей последовательности (сверху).

На глубине 1800—2100 *м* — биотитовые плагиогнейсы с крупнокристаллическими плагиогранитными или плагиомикроклиновыми гранитоидными прожилками мощностью 1,5—2 *м* (послойные мигматиты).

В интервале 2100—2800 *м* — мигматиты ветвистые, сетчатые, брекчиевидные, послойные, теневые; субстрат представлен амфиболитами средне- и крупнокристаллическими, а жильный материал — плагиоклазитами — лабрадоритами или андезинитами. Реликтовая полосчатость пород сохранилась даже в наиболее мигматизированных образцах, как сохранился и «унаследованный от субстрата специфический состав жильного материала, главным компонентом которого является основной плагиоклаз, замещающийся средним только в участках наложенной гранитизации» (стр. 1150).

С глубины 2950 *м* — мигматиты: субстрат, меняющийся с глубиной от амфиболитов до гиперстенсодержащих основных кристаллических пород. В толще амфиболитов и их мигматитов и в залегающих ниже гиперстеновых диоритах встречены зоны амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов, иногда с эпидотом, являющихся, вероятнее всего, продуктами гранитизации и динамометаморфической переработки амфиболитов, их мигматитов и гиперстеновых диоритов. Амфиболиты и их мигматиты постепенно переходят в плагиомикроклиновые и микроклиновые гранитоиды (интервал 2800—3000 *м*) через зону сначала амфиболовых, а затем биотитовых плагиогнейсов.

Оренбургско-Куйбышевская чешуйчатая (?) структура. Весьма примечательно то, что ранние стадии гранитоидного магматизма Волго-Уральской области проявились преимущественно вдоль ее южной и восточной окраин и не распространялись широко за ее пределы. Это явление, по-видимому, не случайно и связано с определенным положением гранитоидных формаций в элементах структур, сопряженных с тектоническими формами, сложенными породами офиолитового ряда.

Согласно данным Т. А. Лапинской и С. В. Богдановой, в юго-западной части Татарской АССР и Куйбышевского Поволжья широко развита своеобразная габбро-норит-чарнокитовая серия пород, которую они сопоставляют с аналогичными образованиями Волыно-Подольского сегмента земной коры (Лапинская, Журавлев, 1967; Богданова, Лапинская, Падоба, 1971). Эти породы прослеживаются в дугообразно изогнутой на юг полосе шириной порядка 200 *км*, охватывающей восточную и южную окраины Татарского свода, Жигулевский и Оренбургский своды. Габбронориты, габбро-анортозиты, чарнокиты вместе с основными и высокоглиноземистыми гнейсами и кристаллическими сланцами тяготеют к склонам сводов этой полосы. Для этих же мест характерны небольшие тела ультрабазитов (Оренбургский свод), эклогиты и эклогитоподобные породы (в нескольких скважинах Татарского свода). Массивы гранодиоритов, плагиогранитов и микроклиновых гранитов связаны с вершинами Татарского свода, полосчатые мигматиты, гранатовые плагиограниты, гранатовые аляскиты тяготеют к южной вершине Жигулевского свода.

Отмеченная полоса высокометаморфизованных меланократовых пород и гранитоидов, протягивающихся вдоль южной окраины Волго-Уральского региона, образует крупный структурный элемент фундамента платформы, в значительной части (но не полностью) совпадающий с Оренбургско-Куйбышевскими поднятиями (Неволин, 1971). Его границы на северо-востоке, севере и северо-западе последовательно простираются вдоль Александровско-Туймазинской полосы габброидов, севернее субширотной зоны гранулитов Самарской Луки, далее, в северо-западном направлении вдоль южной окраины Токмовского свода, совпадающей с выходами высокометаморфизованных пород района Иссы и других мест. Южная граница Оренбургско-Куйбышевской структуры, скрытая под мощным чехлом

осадочных отложений северных окраин Прикаспийской впадины, простирается над линейными положительными магнитными аномалиями, обусловленными здесь, по мнению ряда исследователей, повышенной плотностью вещества мантии.

В современной структуре зона сочленения между Оренбургско-Куйбышевской структурой и структурой фундамента Прикаспийской впадины совпадает с полосой крутого погружения фундамента вдоль гравитационной ступени; в этом месте его поверхность резко снижается от 5—7 до 10—12 *км*, смещается также и поверхность Мохоровичича от 32—35 до 40—42 *км*; с этой же зоной сочленения связаны широкие участки нарушения корреляции волн, разрывы сплошности и смещения всех сейсмических горизонтов, в том числе и Мохоровичича (Борисов, 1967; Неволин, 1965; Соколов, 1964).

Как известно, в настоящее время нет прямых геологических данных, позволяющих судить о тех явлениях геологической истории, которые предопределили столь существенные различия фанерозойского развития Волго-Уральского и Прикаспийского регионов. Вместе с тем некоторые косвенные соображения, как нам представляется, могут помочь найти ответ на этот вопрос.

Особенности строения Прикаспийской структуры сочетаются с оригинальными физическими свойствами пород ее фундамента. На фоне общего минимума силы тяжести во внутренней части Прикаспийской плиты выделяются обширные и весьма интенсивные Хобдинский и Аралсорский максимумы, приуроченные к зонам наибольшего погружения кристаллического основания впадины, величина которого для этих мест оценивается ~в 15 *км*. В соответствии с тем, что граница поверхности Мохоровичича отбивается в Хобдинском районе на глубине около 40 *км*, мощность консолидированной коры составляет здесь всего лишь 25 *км*. Полученные в этих местах очень высокие значения граничных скоростей сейсмических волн большинство исследователей связывают с выходами на докембрийскую поверхность нижних частей «базальтового» слоя. Мощность верхних горизонтов «базальтового» и особенно «гранитного» слоя единодушно считается ничтожной (Панкратова, Сувилова, Фирсова, 1964; Борисов, 1967; Неволин, 1971).

Изложенная интерпретация сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Хобдинского и Аралсорского участков Прикаспийской структуры весьма определенно свидетельствует о том, что сиалический слой формировался не по всей площади фундамента плиты; в ряде мест сохранились остаточные структуры с океаническим типом разреза (Пейве, 1961; Штрейс, 1964). Такое неравномерное «затягивание» сиалической оболочкой «базальтового» слоя земной коры не является редкостью. К реликтовым структурам подобного рода, по-видимому, относится Онежская и ряд других впадин на Сибирской и Американской платформах.

Очень важно определить возраст гранитоидных формаций основания Прикаспийской структуры. Н. С. Шатский (1948) неоднократно отмечал, что эта самая глубокая депрессия Восточно-Европейской платформы не принадлежит к тем простым формам, которые обычно принято называть синеклизами, скорее это сложная структура, состоящая из синеклиз и подчиненных им антеклиз. Нам кажется, что к этим особенностям следует еще добавить и то, что с севера и запада Прикаспийская впадина резко обособлена от структуры Восточно-Европейской платформы, тогда как с юга и востока ее границы открыты в сторону Туранской и Скифской плит, с которыми ее объединяют и многие общие особенности истории развития. Скорее всего Прикаспийская структура принадлежит категории плит молодой платформы, возникшей на рифейском основании.

С предположением такого рода согласуются и радиологические данные о возрасте гранито-гнейсового основания Казахстана, все чаще и чаще

свидетельствующие о рифейском времени становления сиалического основания молодой плиты, смежной с Прикаспийской.

Близкие выводы о возрасте завершения формирования сиалической оболочки получены и для Ростовской части фундамента юго-востока платформы. Формационный анализ разреза докембрия этого региона привел исследователей к заключению, что в основании докембрийских образований здесь развиты комплексы амфиболитов, амфиболовых, биотит-амфиболовых и других гнейсов. Сиалический слой земной коры возник в этой части фундамента за счет преобразования базитов в процессе гранитизации; его наращиванию способствовали также процессы осадочной дифференциации. Признаки ортогеосинклинального развития в докембрии юго-востока платформы не отмечаются (Симон и др., 1972).

Иной, дорифейский возраст обнаруживают гранодиориты, диориты и некоторые биотитовые плагиогнейсы юго-западной части Татарского и Жигулевского сводов. Определения, выполненные калий-аргоновым методом, охватывают временные рубежи 2240—2165 млн. лет, свидетельствующие о нижнепротерозойском (раннекарельском) возрасте гранитоидов (Лапинская, Журавлев, 1967), а локальные проявления гранитизации и ультраметаморфизма, возможно, были уже и в архее.

Таким образом, есть основания предполагать, что в Прикаспийском докембрии океаническая стадия развития сохранялась более долгое время, чем в Оренбургско-Куйбышевском.

Тесная пространственная связь Лапландских гранулитовых комплексов с глубинной надвиговой структурой свидетельствует о явлениях сжатия, охватывавших офиолитовые ассоциации не только вдоль надвигового шва, но также и в сопряженных с ними зонах растяжения, раскрывающих особые условия метаморфизма и гранитизации над зонами скучивания «базальтового» слоя. Такое тесное сонахождение базит-гипербазитов чешуйчатых структур с гранулитами позволяет распознать места возможного распространения зон глубинных тектонических нарушений и под чехлом платформы.

В свете приведенных сравнений Оренбургско-Куйбышевская дугообразная полоса высокометаморфизованных пород в гранулитовой и амфиболитовой фациях представляет собой фрагмент чешуйчатой структуры, образовавшейся в тылу Прикаспийского глубинного надвига. Весьма интересным представляется то обстоятельство, что высокометаморфизованные комплексы сравниваемых структурных элементов принадлежат разновозрастным образованиям. Такое «запаздывание» в развитии юго-восточной части структуры фундамента, по-видимому, не случайно.

* * *

Сравнение разрезов метабазитовых серий Карельской и Сарматской зон сжатия показывает, что и архейские чешуйчатые структуры Приднепровья и раннепротерозойские моноклинали всех трех регионов образованы породами однотипных формаций: спилито-диабазовой, кератофиро-сланцевой, джеспилитовой или железисто-кремнисто-сланцевой и другими. Комплексы пород, их составляющие, свидетельствуют о длительном архей-нижнепротерозойском времени накопления близких по составу мощных серий вулканогенно-осадочных отложений, сопоставимых со спиллитами, диабазами, яшмами, карбонатными и кремнисто-глинистыми породами верхних членов разрезов офиолитовых ассоциаций эвгеосинклиналей неогея и современных океанических областей.

Накопление мощных метабазитов Центрально-Кольской зеленокаменной полосы происходило позднее. Диабазовая, диабазо-сланцевая, карбонатно-сланцевая и диабазовая формации печенгской и имандра-варзугской серий связаны со среднепротерозойским этапом развития.

Сравнительный анализ морфологии структур Карельского и Кольского регионов выявляет заметную неравномерность и в проявлениях горизонтальных движений. Интенсивные тектонические напряжения, обусловившие возникновение чешуйчатых моноклиналей Центрально-Кольской зоны сжатия, происходили не только в раннем, но также и в среднем докембрии. В Центральной части Карельской зоны сжатия в среднем протерозое выявились существенно новые особенности состава формационных комплексов, связанных с возникновением наложенных структур континентальной стадии развития. Такая отчетливо выраженная неравномерность тектонических движений дает основание расчленить структуру фундамента Балтийского щита на ряд элементов с разным временем проявления надвигового структурообразования и разным временем возникновения наложенных тектонических форм и соответственно временем перехода океанической стадии развития в континентальную.

Сходное расчленение, как было показано выше, вырисовывается и в ходе развития структур Воронежского массива и Украинского щита.

Замечательная особенность Центрально-Кольской структуры состоит в том, что в основании спилито-диабазовых серий здесь залегает древнейший комплекс высокометаморфизованных базит-гипербазитов Чуна-Мончe-Волчьих тундр. Специальные исследования В. А. Масленникова (1969), посвященные изучению их геологической позиции, раскрыли внутреннюю структуру первично расслоенных основных пород, состоящих из чередования норитов, габбро-норитов, габбро-лабрадоритов, лабрадоритов. В их строении выделяются полого залегающие участки, разделенные круто ориентированными зонами, породы которых несут следы динамометаморфических преобразований катаклаза и бластеза, происходивших в условиях, соответствующих гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма.

К древнейшим базитам, абсолютный возраст которых, как уже было отмечено выше, достигает 4—4,5 млрд. лет, тяготеют гипербазиты Мончегорского массива, внедрение которого связано с более поздним этапом развития (3,2—3,4 млрд. лет). Структуру Мончегорского массива составляют обособленные тела расслоенного строения, в которых «слои» пироксенитов, оливиновых пироксенитов и перидотитов находятся в разных «стратиграфических» сочетаниях с норитами, габбро-норитами, оливиновыми норитами. Кроме того, в пределах массива развит своеобразный дайковый комплекс микроноритов, микрогаббро-норитов и шпинель-кордиеритовых пород.

Заложение и развитие Центрально-Кольского глубинного надвига сопровождалось многократным появлением на поверхности базит-ультрабазитов. Наиболее крупные тела приурочены к зоне контакта габбро-лабрадоритов Главного хребта Монче-тундры, а также к северной окраине Имандра-Варзугской чешуйчатой моноклинали.

Тесную связь с породами габбро-норитового комплекса обнаруживают и аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты Воронежского пояса (Чернышев, 1971). В структурах Карельской и Сарматской зон сжатия гипербазиты нередко сочетаются с габбро, габбро-амфиболитами, амфиболитами.

Во всех рассмотренных регионах фундамента платформы появление на поверхности глубинных пород неизменно сопровождалось горизонтальными движениями, проявлявшимися в архее, раннем и среднем протерозое, рифее. Материалы геофизических исследований различных регионов свидетельствуют о бескорневом положении этих тел, приуроченных к поверхностям нарушений корреляций физических свойств пород и сопровождаемых высокими скоростями преломленных волн. Крупным чешуйчатым структурам сопутствуют целые зоны бескорневых тел, по ряду признаков напоминающих образования типа олистолитов, а возможно, и меланжа, подобных широко развитым в альпийских складчатых

поясах и подробно описанных В. Г. Казьминым (1971) и зарубежными исследователями (Passerini, 1965).

Взбросо-надвиги, расчленяющие моноклинали, расположенные в тылу крупных линеаментов, сопровождают цепочки тел гипербазитов незначительных размеров. Причем тела «стратифицированных» ультрабазитов и метабазитов, возникших в условиях глубинных фаций метаморфизма, залегают среди пород более низких ступеней метаморфизма и не обнаруживают следов контактовых изменений, сопутствующих интрузивным образованиям. Наблюдаются лишь явления брекчирования, катаклаза и милонитизации, охватывающие не только гипербазиты, но и другие по составу породы, сопряженные с зонами тектонических несогласий. Обращает внимание несоответствие незначительных размеров тел базит-гипербазитов и их тонкорасслоенной структуры, возникшей в условиях высоких ступеней метаморфизма.

Все перечисленное выше, на наш взгляд, противоречит представлениям об интрузивной природе гипербазитов. Скорее всего их положение в современных чешуйчатых структурах следует связывать с отрывом от субстрата и перемещением вдоль глубинных тектонических поверхностей.

Древнейшие основные породы Чуна-Монче-Волчьих тундр принадлежат фрагменту фундамента, с которым парагенетически связаны ультрабазиты. Их тектонические соотношения не позволяют восстановить первичное положение гипербазитов относительно габбро-норито-лабрадоритов. Однако совершенно ясно, что они принадлежат элементам структуры того фундамента, за счет разрушения которого и на котором откладывался древнейший на Балтийском щите супракрустальный комплекс. Тектонические движения, предшествовавшие отложению кольской серии, а также проявлявшиеся после ее образования, вывели на поверхность глубинные сверхдревние породы, возрастные аналоги которых неизвестны в разрезах эвгеосинклинальных областей неогея.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что древнейшие гипербазиты Белозерской, Конкской и других чешуйчатых моноклиналей залегают среди пород, принадлежащих спилито-диабазовым сериям разреза океанической коры, тогда как мончегорские образуют тесную ассоциацию с породами фундамента океанического разреза. Очевидно, структурная дифференциация «базальтового» слоя платформы существовала уже на самых ранних этапах океанической стадии развития земной коры. Ее восточной части были свойственны относительно сокращенные мощности разрезов пород океанических серий, а западной, напротив,— мощные комплексы вулканогенно-осадочных пород. Границы элементов структуры с различными типами океанических разрезов совпадают с восточными ограничениями Карельской и Сарматской зон сжатия.

Оригинальные физические свойства пород детально изученных структурных зон позволяют распознавать места их предполагаемого положения и под чехлом Русской плиты. Они трассируются прежде всего по контурам распространения линейных магнитных аномалий, развитых на простирании чешуйчатых надвигов. Так, юго-восточнее зоны Кольских глубинных надвигов, вдоль окраины Тиманского массива, прослеживается Мезенско-Вычегодская зона, состоящая из кулисообразно расположенных полосовых магнитных аномалий. Протяженность этой зоны более 1000 *км*. На схеме строения фундамента Восточно-Европейской платформы Р. А. Гафарова (1963) отчетливо видно, что Мезенско-Вычегодская полоса магнитных аномалий прослеживается до зоны хр. Уралтау под надвиговыми структурами западного склона Урала.

На простирании структур западной части Карельской зоны сжатия расположены аномалии Ладожского озера, а еще далее, сначала на юго-восток, а затем на юго-запад — дугообразно изогнутая полоса аномалий Валдайской зоны. Кулисообразно по отношению к ней вдоль западной окраины гранитизированных пород и гранитоидов Новгородского массива

располагается Псковская зона аномалий. Так же как и Валдайская, дугообразно изогнутая на восток, она прослеживается далеко на запад-северо-запад в район Финского залива. Юго-западные окончания названных зон срезает полоса линейных отрицательных аномалий, с которой связывают Сухонскую, или Центрально-Русскую, зону глубинных разломов. Перечисленные зоны полосовых аномалий вместе выявляют характерный чешуйчатый рисунок, как бы повторяющий в плане особенности строения структур сжатия, наблюдаемых непосредственно в разрезах.

Параллельно Центрально-Русской зоне магнитных аномалий в основании платформы выделяется еще одна заметная система таких же аномалий, протягивающаяся через район г. Москвы на северо-восток на протяжении многих сотен километров. Она известна под названиями Московской, или Ивановской зон (Дедеев, 1970; Гафаров, 1963), с которой также связывают нарушения типа глубинных разломов. Почти под прямым углом к этой зоне простирается Рязанско-Саратовская линейная аномалия северо-западного простирания. С юго-востока к ней подходит субширотная зона Жигулевских аномалий, а с юго-запада — ряд аномалий субмеридионального простирания вдоль окраины Воронежского массива. Подробные описания пространственных закономерностей размещения магнитных и гравитационных аномалий содержатся в работах Э. Э. Фотиади (1958), А. А. Богданова (1964), Р. А. Гафарова (1970), Н. В. Неволина (1965, 1971), В. А. Дедеева (1970) и многих других авторов.

Представляется необходимым отметить, что непосредственная связь зон линейных аномалий с известными чешуйчатыми структурами, характерный дугообразный рисунок их простираний, подобный рисунку детально изученных сейсмических разрезов,— все эти особенности дают основание считать, что общепризнанные зоны глубинных разломов закрытых участков Русской плиты также принадлежат к категории крутых надвигов. Они разделяют массивы с мозаичным рисунком слабовыраженных аномалий, обусловленных обширными телами гранитоидов. Подтверждением тому служат данные бурения, раскрывающие локальные зоны сильно деформированных пород чешуйчатых форм.

Значительная часть наиболее крупных линейных магнитных аномалий тяготеет к выделенным выше зонам сжатия; они трассируют их продолжение под чехлом платформы.

Изучение особенностей размещения зон сжатия в пространстве выявляет определенную закономерность. Она заключается в том, что Сарматская и Карельская структуры расчленяют тело платформы на Свекофенский (западный) и Восточно-Русский (восточный) сегменты (рис. 45). Как было показано выше (см. главу IV), названные зоны сжатия ограничивают с запада область высокого стояния меланократового фундамента платформы, в пределах которого на поверхности были развиты высокометаморфизованные породы фундамента, а также маломощные досреднепротерозойские вулканогенно-осадочные отложения, принадлежащие верхней части разреза офиолитовых ассоциаций. Вдоль западной окраины этого Восточно-Русского «поднятия» накапливались мощные многокилометровые досреднепротерозойские толщи спилитов, диабазов, железисто-кремнистых пород и джеспилитов, сохранившихся в чешуйчатых структурах Сарматской и Карельской зон сжатия.

Восточно-Русский сегмент платформы с севера и с юга на значительном протяжении опоясывают Центрально-Кольская и Оренбургско-Куйбышевская зоны сжатия. В целом вырисовывается совершенно отчетливая чешуйчатая структура фундамента платформы, состоящая из линейных зон выходов на поверхность пород океанического разреза, разделяющих крупные сегменты — пластины, сложенные гранитоидными формациями.

Удивительно то, что по разные стороны от фронтальных надвиговых структур зон сжатия распространены гранитоиды неодинакового возраста.

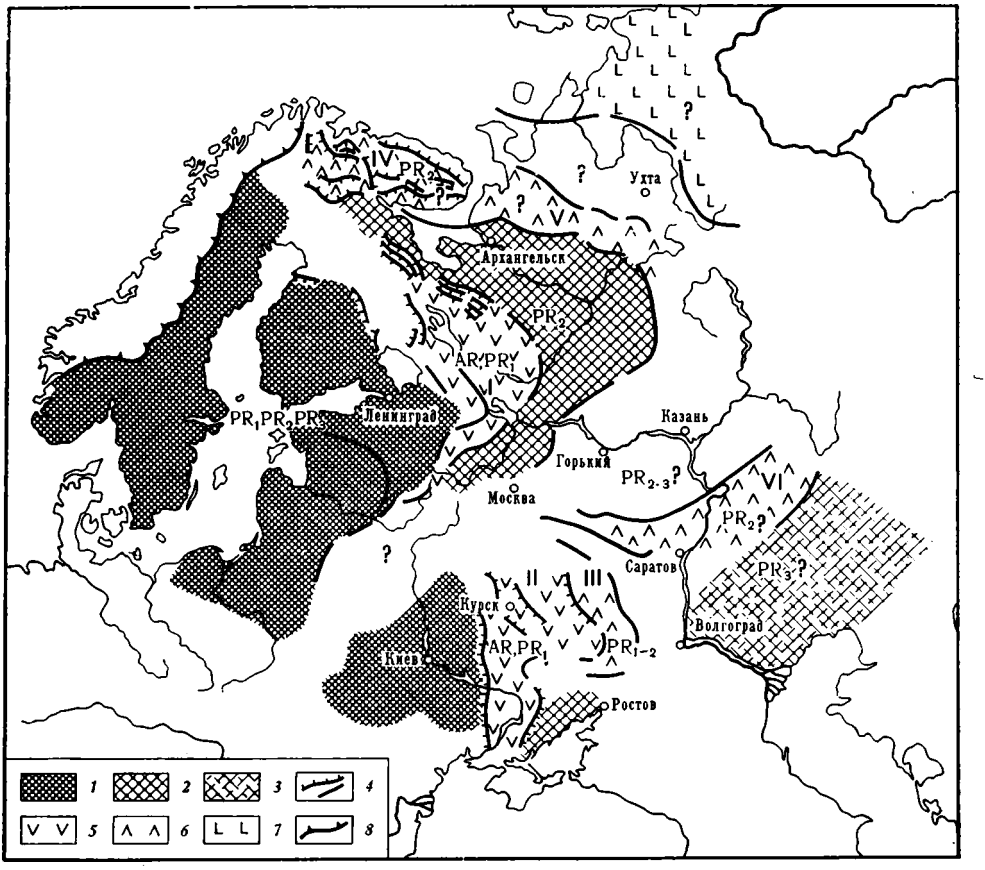


Рис. 45. Схема основных элементов тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы

Сегменты «гранитного» слоя земной коры (континентальная стадия развития).
Структурные формы гранитоидов существенно калиевого состава: *1* — средне-верхнепротерозойские (мощность «гранитного» слоя 20—22 *км*); *2* — средне-верхнепротерозойские (мощность «гранитного» слоя 10—15 *км*); *3* — верхнепротерозойские (?) («гранитный» слой местами отсутствует)
Зоны сжатия (океаническая и переходная стадии развития).
4 — чешуйчатые моноклинали (глубинные надвиги) офиолитовой ассоциации: Карельская (I), Сарматская (II), Воронежская (III), Центрально-Кольская (IV), Мезенско-Вычегодская (предполагаемая) (V), Оренбургско-Куйбышевская (VI). Купола, валы плагиогранитов—гранодиоритов: *5* — архей-нижнепротерозойские (мощность «гранитного» слоя 0,5—10 *км*; мощность «базальтового» слоя до 30 *км*); *6* — среднепротерозойские с реликтами пород более древней, метасоматически измененной офиолитовой ассоциации (гранулиты, чарнокиты) («гранитный» слой местами отсутствует; мощность «базальтового» слоя до 30 *км*)
Сегменты «базальтового» слоя земной коры (океаническая стадия развития).
7 — Печорский сегмент («гранитный» слой отсутствует); *8* — каледонский надвиг

Так, Восточно-Карельская зона рассланцевания и зона тектонитов Ветреного пояса с тыла ограничивают архей-нижнепротерозойские плагиомикроклиновые граниты, гранодиориты и мигматиты от среднепротерозойских пегматоидных и микроклиновых гранитов Беломорья, простирающихся перед фронтом глубинных линеаментов. Наиболее древние олигоклазовые гнейсо-граниты и мигматиты (3600—3500 млн. лет) Кольского полуострова отделены от значительно более молодых беломорских гранитоидов зоной Центрально-Кольского глубинного надвига. Криворожско-Кременчугский и Орехово-Павлоградский надвиги соответственно отделяют области среднепротерозойского гранитообразования от раннепротерозойско-архейского.

Совершенно очевидно, что гранитизация и ультраметаморфизм проявились неодновременно в разных структурах фундамента платформы, и особенно удивительно то, что границы распространения разновозрастных гранитоидов совпадают с зонами глубинных надвигов. В этом, по-видимому, состоит одна из важнейших особенностей структуры основания древних платформ. Тектоническая схема раскрывает рисунок пространственного размещения чешуйчатых структур и время массовой гранитизации и ультраметаморфизма в прилежащих к ним континентальных сегментах.

Структурные элементы карельских гранитоидов, распространенных в тылу от фронта надвигов, обнаруживают определенную зависимость от рисунка поверхностей скалывания. Куполовидные формы, вмещающие гранитоиды, вытянуты вдоль простирания чешуйчатых структур. Гнейсовидность и полосчатость гнейсо-диоритов, плагиогранитов, плагиомигматитов также ориентированы чаще всего согласно их простиранию.

Наиболее древние гранитоиды тяготеют к глубинным надвигам, сложенным древнейшими комплексами пород базит-гипербазитов. Эта зависимость ярко выявляется на примерах соотношений между чешуйчатыми моноклиналями и сопряженными с ними куполами плагиогнейсов Приднепровья. По-видимому, каждая из частных форм сжатия предшествует развитию сопряженной с ней гранито-гнейсовой структуры. Вслед за движениями вдоль линейных зон скалывания на прилежащих с тыла площадях начинаются проявления гранитоидного магматизма.

Иные соотношения образуют гранито-гнейсовые структуры, расположенные перед фронтальными частями раннекарельских чешуйчатых моноклиналей. Беломорские формы ориентированы в субширотном — северо-восточном направлении, поперек простирания Карельской зоны сжатия. Минеральная линейность позволяет выявлять в Беломорье сложные асимметричные и изоклинальные складки, местами лежачие и запрокинутые. Им сопутствуют многочисленные субширотные дизъюнктивные нарушения взбросо-надвигового типа, особенно частые в зонах контактов разнородных по составу пород, мигматиты, интрузии плагиомикроклиновых гранитов и пегматиты, тесно связанные с разрывными нарушениями (Стенарь, 1972). Время формирования беломорских гранитоидных формаций, определенное различными радиологическими методами, совпадает с интервалом 2100—1700 млн. лет. Возраст массового становления гранитоидов центральной Карелии, как уже отмечалось, падает на интервал 2800—2200 млн. лет. Аналогичные соотношения возрастов диоритизации, гранитизации и ультраметаморфизма выявляются, как было показано выше, в Приазовье, к востоку и западу от Орехово-Павлоградского линеамента.

Представляется весьма важным определить тип структурообразования этих сегментов до проявления гранитоидного магматизма. Данных для решения этого вопроса пока еще очень мало. Вместе с тем материалы некоторых исследований последних лет все чаще и чаще свидетельствуют о том, что в основании разрезов докембрия залегают базит-ультрабазитовые формации, сменяющиеся во времени сначала чарнокит-диоритовыми, а затем гранитоидными (Масленников, 1969; Каляев, 1965; Лапинская, Богданова, 1972).

В свете этих данных особый интерес представляет догранитоидная стадия развития беломорид. Как теперь широко известно, среднепротерозойский гранитоидный магматизм наложился на структуру северо-западного простирания, охватывающую регион западного Беломорья (Горлов, 1971; Бибикова, Тугаринов, 1972; Стенарь, 1972). Ее форма вырисовывается по контурам распространения различных по составу метаморфических комплексов.

На тектонических схемах разных авторов выявляется плоская обширная структура северо-западного простирания. Ее окраины сложены био-

титовыми, эпидото-биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и гранито-гнейсами, объединенными в керетскую толщу. В центральной части структуры развиты амфиболиты, чередующиеся с гранато-биотитовыми, кианитовыми и амфиболовыми гнейсами (хетоламбинская толща), а местами — с гранато-биотитовыми, кианито-гранато-биотитовыми гнейсами (чупинская толща).

Прямые данные о стратиграфических соотношениях между толщами отсутствуют, в связи с чем разные авторы неодинаково рисуют форму Западно-Беломорской структуры.

Вместе с тем весьма примечательно, что среди беломорских гнейсов и мигматитов широко распространены бескорневые тела друзитов, состоящих из ассоциации основных и ультраосновных пород: оливинитов, пироксенитов, перидотитов, габбро-норитов, габбро-лабрадоритов. Среди пород перечисленной ассоциации отмечаются эруптивные брекчии из обломков немигматизированных кристаллических сланцев и метаэффузивов (Шуркин, 1968). Соотношения такого рода раскрывают совершенно определенную последовательность образования различных комплексов. Очевидно, бескорневые друзиты оказались среди основных эффузивов и кристаллических сланцев задолго до того, как получили широкое развитие явления гранитизации и мигматизации, оказавшие воздействие на тела базит-гипербазитов. Иными словами, возраст последних древнее 2850 млн. лет (Бибикова, Тугаринов, 1972; Стенарь, Богатиков, 1974).

Исключительно важно то, что в разрезе беломорской серии большую роль играют амфиболиты. В юго-западной части побережья Онежской губы на долю ортоамфиболитов приходится половина мощности хетоламбинской толщи (2—3 *км*). Эти образования заметно развиты и в других толщах разреза беломорской серии.

А. В. Синицын (1974) выделяет ортоамфиболиты в самостоятельную формацию. Ее метабазиты представлены амфибол-полевошпатовыми и реже мономинеральными разностями с реликтами габбро-офитовой и бласто-габбровой структуры. Породы формации близки составу толеитовых базальтов. Их формирование происходило на обширной площади океанического бассейна, в котором вулканическая деятельность перемежалась с накоплением осадочных карбонатно-кремнистых и аркозовых толщ. Оригинальный состав пород беломорской серии дает основание предполагать, что источником высокоглиноземистых осадков служили продукты размыва меланократового фундамента.

Западно-Беломорская структура в архее, по-видимому, принадлежала ряду тектонических форм, заложившихся на безгранитном основании. Ее морфология пока не раскрыта, но совершенно очевидно, что накопление высокоглиноземистых осадков происходило в обширном бассейне в условиях осадочной дифференциации. Преобразовался ли раннеархейский бассейн седиментации в крыло обширной синклинорной зоны, как полагал А. А. Полканов, в структуру мегантиклинория, синклинория, или какую-нибудь еще неизвестную структурную форму — покажут будущие исследования.

Раннепротерозойские движения вдоль Восточно-Карельского глубинного надвига осложнили краевую часть Западно-Беломорской структуры. Перед фронтом надвига возникла полоса тектонитов из обломков и глыб древнейших пород беломорской серии, зажатых среди бластомилонитов чарнокитов. Гранитизация и ультраметаморфизм широко захватили Западно-Беломорскую структуру лишь в среднем протерозое, когда и возникли разнообразные формы гранитоидов, ориентированные в северо-восточном субширотном направлении.

Из сказанного выше следует, что на протяжении длительного времени в пределах Западно-Беломорского региона господствовали условия структурообразования, свойственные догранитоидному этапу развития земной коры, и только в поздне-нижне-среднепротерозойское время сформирова-

лись структуры, принадлежащие ее «гранитному» слою. Зона сочленения досреднепротерозойского Западно-Беломорского меланократового сегмента земной коры с прилежащим с запада континентальным сегментом совпадает с полосой тектонитов перед фронтом Восточно-Карельского надвига и структурой меланжа Ветреного пояса.

Таким образом, глубинные надвиги, выраженные в современном эрозионном срезе в виде зон сжатия, представляют собой структуры, возникшие на месте сочленения континентальных и океанических сегментов земной коры. Соотношения такого рода сохраняются на протяжении всей истории становления «гранитного» слоя земной коры. Любопытно заметить, что фронтальные части надвигов, как правило, направлены в сторону тех сегментов, которые представляли собой относительно поднятые элементы структуры земной коры.

Как видим, «гранитный» слой не сразу возник по всей площади основания платформы. Процесс гранитизации и ультраметаморфизма раньше всего проявился в тех местах, которые в современной структуре «базальтового» слоя представляют линейные валообразные поднятия или зоны скучивания. К этим асимметричным поднятиям тяготеют формации метабазит-гипербазитов, сохранившихся в виде реликтовых чешуйчатых моноклиналей среди поясов распространения чарнокитов, диоритов, плагиогранитов и других пород, принадлежащих нижним частям разреза континентальной коры.

Наиболее древние гранитоиды залегают среди образований кольской серии, где возраст олигоклазовых гранитов достигает 3,5 млрд. лет (Масленников, 1969). Выявленные ранее пространственные и временные соотношения между беломорскими и карельскими гранитоидами позволяют предполагать, что начало формирования древнейших гранитоидов Кольского полуострова происходило в тесной связи с развитием структурообразования вдоль системы Кольских глубинных надвигов, реликты которых сохранились в районе Чуна-Монче-Волчьих тундр. Чарнокиты, кварцевые диориты, плагиограниты и их мигматиты, а также пироксен-амфиболовые гнейсы Оренбургско-Куйбышевской зоны метагипербазитов, габброидов и ортоамфиболитов принадлежат нижнепротерозойским образованиям.

Архей-нижнепротерозойские мигматиты состава плагиогранитов, гранодиоритов, диоритов, плагиомикроклиновых гранитов и чарнокитов сопряжены с чешуйчатыми формами метабазитов Карельской зоны сжатия. Мигматиты плагиогранитов и гранодиоритов Сарматской зоны также принадлежат архей-нижнепротерозойским образованиям, близким по времени заложения чешуйчатым структурам Конкско-Белозерского типа.

За пределами зон сжатия обширные проявления гранитизации и ультраметаморфизма связаны с более поздним этапом развития. Свекофенские и Центрально-Украинские обширные тела микроклиновых гранитов, развитых к западу от Карельской и Сарматской зон сжатия, сформировались в среднем протерозое.

Восточнее названных зон, в основании Русской плиты, среднепротерозойское гранитообразование также было широко распространено. Судя по морфологии беломорских гранитоидов, восточной части основания платформы свойственны нуклеарные формы, осложненные многочисленными мелкими деформациями сложного рисунка.

Намечающиеся различия в морфологии среднепротерозойских форм, по-видимому, не случайны. Исследования Е. В. Павловского показывают, что нуклеарные структуры принадлежат наиболее ранним формам гранитообразования (Павловский, Марков, 1963). Этот весьма важный вывод является косвенным подтверждением высказанному нами ранее предположению о том, что досреднепротерозойская структура беломорид принадлежит ряду тектонических форм океанического или переходного типа, тогда как свекофенские пластовые тела микроклиновых гранитов, пере-

крывающие купольные структуры свиония, по-видимому, представляют собой более позднюю форму континентального гранитообразования.

Напрашивается вполне определенный вывод, что по разные стороны Карельской зоны сжатия, так же как и Сарматской, наблюдается неодинаковая формационная и структурная полнота разреза «гранитного» слоя. Эти различия выявляются не только для раннего и среднего докембрия, но также и для рифея. В Свекофенском сегменте в рифее широко распространился кислый вулканизм, сопровождавшийся образованием обширных пластовых тел гранитов рапакиви (Новикова, 1963) и наложенных впадин типа Даларнской, Сатакуны; в пределах Восточно-Русского — формации рапакиви в таком широком распространении не известны.

По иному рисуется и развитие тектонических форм чехла Восточно-Русского сегмента. Строение северной окраины плиты выявляется из анализа структуры Онежского полуострова, расположенного северо-восточнее Ветреного пояса.

Породы кристаллического фундамента в этой части плиты принадлежат беломорской серии. Они представлены здесь, согласно данным В. С. Смирновой и В. А. Бабошина, амфиболитами, кварц-амфиболитами и кварц-биотитовыми гнейсами, сланцами, кварцитами, а также пироксеновыми гнейсами кийостровской толщи.

На кристаллических образованиях беломорид залегают породы верхнего рифея, венда, кембрия. Анализ разрезов скважин Онежского полуострова (Синицын, 1974) показывает, что в основании осадочного чехла плиты здесь залегают красноцветные и пестроцветные олигомиктовые кварцито-песчаники, гравелиты и конгломераты ненокской свиты верхнего рифея, заполняющие Онежскую грабенообразную форму. Предполагаемая мощность пород свиты около 2—2,5 *км*. За пределами грабенообразных депрессий на кристаллических породах покоятся заметно менее мощные отложения гдовского и котлинского горизонтов венда, перекрываемые сначала кремнистыми, а затем каменноугольными образованиями палеозоя.

Таким образом, выясняется, что континентальная стадия развития северной части Восточно-Русского сегмента наступила значительно позже, по существу в конце рифея, тогда как в Карельской зоне сжатия гранитный слой уже сформировался к началу ятулия. Время вступления в континентальную стадию Карельского сегмента Балтийского щита разделяет интервал, равный примерно 1 млрд. лет.

Таким образом, и в позднепротерозойской структуре фундамента платформы, как и в досреднепротерозойской, Свекофенский и Восточно-Русский сегменты различаются временем завершения гранитообразования, формационной полнотой разрезов, морфологией тектонических форм. Эти сегменты отделены один от другого Сарматской и Карельской структурными зонами.

Неравномерный рост «гранитного» слоя в среднем и верхнем докембрии сопровождался разновременным развитием и наложенных структур, возникавших в связи с трещинными излияниями основных лав и явлениями проседаний вдоль их подводящих каналов. Вулканические борозды, желоба, наложенные впадины Карельского региона связаны со среднепротерозойским этапом развития, тогда как Серноводско-Абдулинский, Пачелмский, Казанско-Кировский и другие авлакогены, также принадлежащие ряду магматогенных форм, развивались в рифее (Новикова, 1959а, б; 1960, 1961, 1963, 1964).

Итак, мы рассмотрели основные черты структуры фундамента Восточно-Европейской платформы. В заключение необходимо заметить, что в целом вырисовывается чешуйчатая асимметричная структура, в общих чертах отражающаяся в двучленном делении структуры чехла, намеченном в работах А. Д. Архангельского.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ данных об условии залегания метаморфических комплексов зон метабазитов показывает, что чешуйчатые моноклинали, связанные с глубинными надвигами, образуют самостоятельный класс тектонических форм, определяющий структуру фундамента Восточно-Европейской платформы. Глубинные надвиги закладывались среди офиолитовых ассоциаций пород и предшествовали развитию гранитоидного магматизма. Они характерны для океанической стадии развития земной коры и в современной структуре фундамента сохранились в виде реликтовых форм, составляющих вместе с формациями гранитоидных пород и, собственно, гранитоидов, структуру ее континентальной оболочки.

В рассмотренной части основания Восточно-Европейской платформы чешуйчатые моноклинали группируются в несколько линейных зон, которые мы называем Центрально-Кольской, Оренбургско-Куйбышевской, Карельской и Сарматской зонами сжатия. В строении каждой из них участвуют структурные элементы двух типов. Один из них связан с формациями базит-гипербазитового ряда и развитием чешуйчатых моноклиналей, особенности проявления второго определяют процессы гранитизации и ультраметаморфизма, сопровождающие образование гнейсовых куполов, валов и других форм.

Названные зоны сжатия принадлежат структурам фундамента первого порядка. Их глубинное строение связано с «базальтовым» слоем увеличенной (около 30 *км*) по сравнению со смежными участками мощности. Характерна также незначительная мощность «гранитного» слоя (менее 10 *км*), а местами «гранитный» слой совсем отсутствует.

С зонами сжатия связаны наиболее древние формации гранито-гнейсового фундамента платформы, принадлежащие ранним стадиям развития гранитоидного магматизма: плагиогранито-гнейсовая, диорито-гнейсовая, с характерными проявлениями мигматизации, катаклаза и бластеза в соответствии с элементами простирания глубинных надвигов.

Асимметрия строения составляет характерную особенность зон сжатия. Намечаются «однокрылые чешуйчатые» зоны, ограниченные глубинными надвигами разного возраста, ориентированными в одном направлении, и «двукрылые», ограниченные глубинными надвигами разного возраста, ориентированными в противоположных направлениях. Протяженность прослеженных частей Центрально-Кольской, Оренбургско-Куйбышевской, Карельской и Сарматской зон сжатия измеряется многими сотнями километров, поперечные сечения не превышают 200—400 *км*.

Рассматриваемые тектонические зоны представляют собой линейные структуры сочленения между крупными сегментами основания, образованными гранитизированными породами и, собственно, гранитоидами. Эти структуры сочленения приурочены к зонам перехода от одного типа разреза «гранитного» слоя земной коры к другому. Карельская и Сарматская зоны отделяют части основания Балтийского и Украинского щитов с ши-

роко развитыми длительно формировавшимися (от архея до рифея) гранитоидными формациями от Беломорского и Ростовского сегментов фундамента с менее полным набором формаций и более молодым среднепротерозойским и рифейским возрастом гранитообразования. Центрально-Кольская зона отделяет древнейшие диорито-гнейсовые и гранито-гнейсовые образования кольской серии и гранито-батолитовые формации разнообразного состава от беломорских среднепротерозойских существенно микроклиновых и пегматоидных формаций.

Таким образом, выясняется, что восточная часть фундамента платформы приблизительно в границах Восточно-Русской впадины (по А. Д. Архангельскому) значительную часть докембрийского развития была связана с океанической стадией. Ее структурные формы сохранились на поверхности фундамента в северной части платформы и, судя по геофизическим данным, прослеживаются на юго-восток, в сторону распространения гипербазитовых массивов Полярного Урала. Различия западного и восточного сегментов фундамента проявились и в рифейское время. Наложенные структуры, свойственные среднепротерозойскому этапу развития центральной части Карельской зоны сжатия, на востоке платформы возникли в рифее, где они известны как структуры типа авлакогенов.

Проведенный анализ тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы не позволяет согласиться со сторонниками гипотезы о повсеместном распространении «гранитного» слоя в глубоком докембрии. Значительные площади на востоке платформы продолжали сохранять океанический тип разреза вплоть до среднего, а на юго-востоке, возможно, до позднего докембрия. Изучение морфологии и истории развития структуры фундамента Восточно-Европейской платформы свидетельствует, как и для фанерозойских геосинклинальных систем, о необратимом развитии процесса формирования континентальной коры на коре океанического типа.

Гнейсовые купола, валы, чешуйчатые моноклинали и другие формы являются специфическими структурами докембрийской истории развития Восточно-Европейской платформы. Они представляют собой особые типы структур, возникших в процессе становления ее «гранитного» слоя. Чешуйчатые зоны сжатия, несомненно, принадлежат древнейшей категории линейных структурных форм, свидетельствующих о большой роли горизонтальных движений уже на ранних этапах созидания структуры фундамента древней платформы.

Формированию гранитного слоя Восточно-Европейского континентального сегмента предшествовала дифференциация структуры ее базальтового слоя. Его расчленение началось с заложения зон сжатия, предопределивших разный путь развития Свекофенского и Восточно-Русского сегментов. Намечается два типа зон сжатия, принадлежащих разным стадиям развития базальтовой оболочки: Карельско-Сарматский и Центрально-Кольский (или Оренбургско-Куйбышевский).

В сложении структуры первого типа участвуют преимущественно породы тех рядов формаций, которые относятся к верхним членам разреза океанической коры; они метаморфизованы в фации зеленых сланцев до амфиболитовой. Второй тип зон сжатия составляют формационные комплексы пород, принадлежащих нижним членам разреза океанической коры, измененных до гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма.

В современной структуре зон сжатия первого типа чаще всего сохранились лишь корни глубинных надвигов, выраженные на поверхности в виде чешуйчатых моноклиналей. Гранитизация и ультраметаморфизм в этих зонах, как правило, заканчиваются на стадии, переходной от океанической к континентальной.

При дальнейших исследованиях представляется весьма интересным получить сравнительные данные об особенностях строения зон сжатия второго типа и стиле строения смежных с ними континентальных сегментов.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. 1922. К вопросу о геологическом строении местности в области Курской магнитной аномалии и о возможных причинах последней. М., Госиздат.

Архангельский А. Д., Розе Н. В., Колюбакин В. В., Орлов В. П., Падаревская А. И. 1937. Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по данным общей магнитной съемки СССР. — Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 2.

Белевцев Я. Н. 1957. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М., Госгеолтехиздат.

Белевцев Я. Н., Стрыгин А. И. 1960. Гранитизация пород железорудной формации и рудообразование (на примере железорудных месторождений Украины).— В кн.: Гранито-гнейсы (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 14). Киев, Изд-во АН УкрССР.

Бибикова Е. В., Тугаринов А. Н. 1972. Геохронология Беломорского блока — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука».

Богатиков О. А. 1974. Анортозиты СССР. Автореф. докт. дисс. М.

Богачев А. И., Куликов В. С., Пекуров А. В., Слюсарев В. Д. 1968. Новые данные по геологии и магнетизму синклинорной зоны Ветреного пояса.— В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск. Карельск. кн. изд-во.

Богданов А. А. 1948. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. В кн.: Тектоника СССР, т. I. М., Изд-во АН СССР.

Богданов А. А. 1964. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы).— Сов. геология, № 9.

Богданова С. В., Лапинская Т. А. 1970. О строении разреза докембрийского фундамента Туймазинской опорной скважины № 2000.— Докл. АН СССР, 194, № 5.

Богданова С. В., Лапинская Т. А., Подоба Н. В. 1971. Состав и структура фундамента Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., «Недра».

Борисов А. А. 1967. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра».

Варданянц Л. А. 1960. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы.— В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9). М., Изд-во АН СССР.

Виноградов А. П., Тугаринов А. И. 1964. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита по данным свинцово-урано-ториевого метода измерений абсолютного возраста.— В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.— Л., «Наука».

Войтович В. С. 1971. О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита.— Геотектоника, № 1.

Вяюрюнен Х. 1959. Кристаллический фундамент Финляндии. М., ИЛ.

Галдобина Л. П. 1958. Литологические особенности и условия образования иотнийских песчаников и кварцито-песчаников Карелии.— В кн.: Сборник статей молодых научных сотрудников ленинградских геологических учреждений АН СССР, вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР.

Гаррис М. А., Постников Д. В. 1973. Фундамент плиты Русской платформы. Волго-Уральская область.— В кн.: Геохронология СССР, т. I. Л., «Недра».

Гафаров Р. А. 1963. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.

Гафаров Р. А. 1970. Глубинная тектоника и типы магнитных полей древних платформ северных материков Земли.— Геотектоника, № 4.

Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы 1966. М-б. 1 : 2 500 000. Гл. ред. Л. А. Варданянц. М.— Л., ГУГК.

Герлинг Э. К., Глебова-Кульбах Г. О., Лобач-Жученко С. В., Афанасьева Л. И., Васильева С. Н. 1965. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии.— В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.— Л., «Наука».

Гилярова М. А. 1941. Спилиты Кончезерского района Карело-Финской ССР. Л., Изд-во ЛГУ.

Гилярова М. А. 1949. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии.— Изв. Карело-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР, № 2.

Гилярова М. А. 1955. К стратиграфии докембрия Косозерского района (Тунгуда) Карело-Финской ССР.— Вестн. ЛГУ, серия геол. наук., вып. 7, № 209.

Гилярова М. А. 1956. Стратиграфическое положение суйсарского вулканического комплекса.— Уч. зап. ЛГУ, вып. 7.

Гилярова М. А. 1971. Существуют ли конгломераты докарелия? — В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Наука».

Гилярова М. А. 1972. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л., Изд-во ЛГУ.

Голивкин Н. И., Леоненко И. Н., Полищук В. Д., Зайцев Ю. С., Павловский В. И. 1972. Строение и формационное расчленение докембрия Воронежского кристаллического массива. Тезисы Второго петрографического совещания по Европейской части СССР. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та.

Горбунов Г. И. 1968. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., «Недра».

Горбунов Г. И., Зайцев Ю. С., Чернышев Н. М. 1969. Основные черты стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива.— Сов. геология, № 10.

Горлов Н. В. 1971. Новые данные о положении беломорской серии в стратиграфическом разрезе докембрия Балтийского щита.— В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Наука».

Дедеев В. А. 1970. Сравнительный анализ тектоники фундамента молодых и древних платформ. Автореф. докт. дисс. М.

Доброхотов М. Н. 1958. Некоторые вопросы геологии докембрия КМА.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Центр. районов Европейской части СССР, вып. 1.

Доброхотов М. Н. 1969. О некоторых вопросах геологии докембрия Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Доброхотов М. Н., Куделя В. А. 1968. Геологическое строение ядра Криворожского синклинория.— Геология рудных месторождений, № 5.

Егоров А. С. 1955. О структуре толщи железистых кварцитов Коробковского месторождения КМА.— В кн.: Железистые кварциты и богатые железные руды Курской магнитной аномалии. М., Изд-во АН СССР.

Егоров А. С. 1961. Главнейшие типы дислокаций и рудоконтролирующих структур в железорудной формации КМА.— В кн.: Вопросы разработки месторождений Курской магнитной аномалии. М., Изд-во АН СССР.

Егоров А. С. 1966. Новые данные по тектонике и метаморфизму железорудной формации Курской магнитной аномалии.— Докл. АН СССР, **169**, № 6.

Жданов В. В. 1966. Гранитовые формации запада Кольского полуострова и их связь с формированием земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.

Зайцев Ю. С. 1964. Результаты геологического картирования докембрия Белгородского железорудного района КМА.— В кн.:— Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей. Воронеж. Изд-во Воронежск. ун-та.

Зайцев Ю. С. 1966. Михайловская серия Белгородского железорудного района и некоторые вопросы стратиграфии докембрия Воронежской антеклизы.— В кн.: Труды Третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та.

Казаков Г. А. 1963. Исследование пригодности глауконитов для определения абсолютного возраста осадочных пород. Автореф. канд. дисс. М.

Казьмин В. Г. К проблеме альпийского меланжа.— Геотектоника, № 2.

Кайряк А. И. 1960. Бесовецкая свита — новая осадочная толща в составе протерозоя Южной Карелии.— Труды Карельск. фил. АН СССР, вып. 26.

Кайряк А. И. 1969. К проблеме «иотния» западного Прионежья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Кайряк А. И. 1971. Схема стратиграфии средне- и верхнепротерозойских образований южной Карелии.— В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Наука».

Калинин И. П. 1966. Структура Михайловско-Новоялтинской синклинальной зоны КМА.— В кн.: Труды Третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронежского ун-та.

Каляев Г. И. 1965. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка».

Каляев Г. И., Бойчук М. Д., Глевасский Е. Б., Зарицкий А. И., Ласьков В. А., Полуновский Р. М., Пят-

ница П. С., Харакезов М. К. 1968. Стратиграфия вмещающих пород и структура Мариупольского железорудного месторождения.— Геология рудных месторождений, № 4.

Каляев Г. И., Крутиховська З. О., Жуков Г. В., Прусс А. К., Рябенко В. А., Комаров О. М. 1972. Тектоніка Українського щита. Киев, «Наукова Думка».

Книппер А. Л. 1969. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях.— В кн.: Проблема связи тектоники и магматизма. М., «Наука».

Книппер А. Л. 1970. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры.— Геотектоника, № 2.

Книппер А. Л. 1971. Серпентинитовый меланж Малого Кавказа.— Геотектоника, № 6.

Козловская А. Н., Гладкий В. Н. 1972. Украинский щит. Объяснительная записка к тектонической карте УССР и Молд. ССР. М-б. 1 : 1000 000. Киев.

Кратц К. О. 1958. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии.— Изв. Карельск. и Кольского фил. АН СССР, № 2.

Кратц К. О. 1961. Свекофенниды и карелиды.— В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, изд. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР.

Кратц К. О. 1963. Геология Карелид Карелии. М., Изд-во АН СССР.

Кратц К. О., Лазарев Ю. И. 1961. Основные черты тектонических структур ятулия Карелии.— В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск. изд. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР.

Кратц К. О., Шуркин К. А., Лобач-Жученко С. Б., Масленников В. А. 1971. Региональная схема стратиграфии докембрийских образований.— В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Наука».

Куделя В. А. 1965. Криворожско-Кременчугский глубинный разлом и сдвиговые движения вдоль него.— Докл. АН УССР, № 1.

Куликов В. С. 1969. Базальтовый комплекс кряжа Ветреный пояс. Автореф. канд. дисс. Свердловск.

Ладиева В. Д. 1965. Осадочно-вулканогенные формации Конкско-Белозерской зоны.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка».

Лазарев Ю. И. 1971. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения.— Труды Ин-та геолог. Карельск. фил. АН СССР, вып. 11.

Лапинская Т. А., Богданова С. В. 1972. Основные черты геологического строения и главнейшие метаморфические и магматические комплексы докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области.— В кн.: Тезисы Второго петрографического совещания по Европейской части СССР. Воронеж, Изд-во Воронежск ун-та.

Лапинская Т. А., Журавлев Е. Г. 1967. Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газонефтеносной провинции и ее геологическое значение.— Труды Моск. ин-та нефтехим. и газовой пром-ти, вып. 71.

Леоненко И. Н. 1966. Проблемы изучения Воронежской антеклизы и перспективы открытия новых месторождений минерального сырья.— В кн.: Труды Третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та.

Леоненко И. Н., Полищук В. Д., Зайцев Ю. С. 1967. Докембрий Воронежской антеклизы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 42, вып. 5.

Литвиненко И. В. 1968. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука».

Литвиненко И. В., Ленина И. С. 1968. Некоторые результаты изучения сейсморазведкой глубинного геологического строения района медно-никелевых месторождений Печенги.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита Л., «Наука».

Литвиненко И. В., Некрасова К. А. 1962. Особенности глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР, ч. I, М., Гостоптехиздат.

Литвиненко И. В., Платоненкова Л. Н., Сипарова Ю. А., Анкудинов С. А. 1968. Глубинный разрез Имандра-Варзугской синклинорной зоны.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука».

Лобач-Жученко С. Б. 1969. Общая характеристика тектонического строения.— В кн.: Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. Л., «Наука».

Лобач-Жученко С. Б. 1972. Очерки геохронологической изученности отдельных регионов СССР. Восточная часть Балтийского щита.— В кн. Геохронология СССР, т. I. Л., «Недра».

Лучицкий В. И. 1926. Петрографическое исследование кристаллических пород района Курской магнитной аномалии.— Труды Особой комиссии по исслед. Курск. магнит. аномалии, вып. 7, труды геол. отд.

Макарычев Г. И., Висьневский Я. С. 1973. Путеводитель к экскурсиям международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., «Наука».

Марков М. С., Соловьева И. А. 1972. Глубинное строение земной коры островных дуг и альпийской складчатой области.— Геотектоника, № 1.

Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д. 1967. Островные дуги и становление «гранитного» слоя земной коры.— Геотектоника, № 1.

Масленников В. А. 1969. Древнейший докембрий Кольского полуострова (геология и геохронология). Автореф. докт. дисс. М.

Михайлюк Е. М., Галдобина Л. П. 1966. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя западного Прионежья.— В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карельск. кн. изд-во.

Муратов М. В. 1966. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования.— Изв. вузов, геология и разведка, № 3.

Муратов М. В. 1970. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития.— Геотектоника, № 2.

Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. 1962. Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— Изв. вузов, геология и разведка, № 2.

Наливкина Э. Б. 1972. Офиолитовые формации докембрия и базальтовый слой континентов.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли, ч. 1. М., «Наука».

Неволин Н. В. 1965. Общие черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. М. «Недра».

Неволин Н. В. 1971. Тектоника дорифейских образований Фенно-Сарматского массива.— В кн.: Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., «Недра».

Негруца Т. Ф. 1961. Геологическое строение карелид юго-западного крыла Лехтинского синклинория.— Вестн. ЛГУ, № 18, геол., геогр., вып. 3.

Никольский А. П. 1964. О метаморфизме верхнеархейских пород юго-западной части Русской платформы.— В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.— Л., «Наука».

Никольский А. П., Ефимов А. Н. 1960. Геолого-металлогенический очерк восточной части Украинского щита.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 137.

Новикова А. С. 1959а. К вопросу о тектоническом положении рифейских вулканогенных пород на Русской платформе.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Новикова А. С. 1959б. О происхождении Казанско-Сергиевского прогиба.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.

Новикова А. С. 1960. Некоторые особенности тектонического развития Русской платформы на ранних этапах формирования ее чехла.— Докл. АН СССР, 131, № 2.

Новикова А. С. 1961. Особенности тектоники Большого Донбасса.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, вып. 4.

Новикова А. С. 1963. О тектоническом положении магматических образований Восточно-Европейской платформы.— Труды ГИН АН СССР, вып. 93.

Новикова А. С. 1964. О тектонике и и магматизме Восточно-Европейской платформы.— В кн. Деформация пород и тектоника (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). М., «Наука».

Новикова А. С. 1965. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое.— Геотектоника, № 1.

Новикова А. С. 1968. К вопросу о происхождении авлакогенов Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Вулканизм и тектоника (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 5). М., «Наука».

Новикова А. С. 1969а. Тектоника магматогенных структур Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука».

Новикова А. С. 1969б. Элементы тектоники глубокого докембрия основания Восточно-Европейской платформы.— Докл. АН СССР, 188, № 2.

Новикова А. С. 1970. О некоторых особенностях тектоники докембрия Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука».

Новикова А. С. 1971а. О тектонике докембрия Карелии.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».

Новикова А. С. 1971б. О тектонике карелид основания Восточно-Европейской платформы.— Геотектоника, № 6.

Новикова А. С. 1971в. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. Труды ГИН АН СССР, вып. 237.

Новикова А. С., Чахмахчев В. Г. 1967. К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций.— Геотектоника, № 4.

Новикова А. С., Чахмахчев В. Г. 1968. О происхождении деформаций Ватулминской структуры (центральная Карелия).— Докл. АН СССР, 131, № 4.

Павловский Е. В. 1962. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5.

Павловский Е. В., Марков М. С. 1963. Некоторые общие вопросы геотектоники.— В кн.: Структуры докембрия и связь магматизма с тектоникой. М., Изд-во АН СССР.

Павловский Е. В., Марков М. С. 1964. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов.— В кн.: Деформации пород и тектоника (Междунар. геол. конгресс.

XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема № 4). М., «Наука».
Палей И. П. 1971. Древнейшие образования платформенного типа в пределах Балтийского щита.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».
Панкратова А. П., Сувилова А. В., Фирсова Д. Б. 1964. Глубинное строение Северо-Каспийской синеклизы и структура зоны Хобдинского максимума.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука».
Пейве А. В. 1961. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
Пейве А. В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, № 4.
Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. А., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев Р. В. 1971. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, **196**, № 3.
Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Марков М. С., Суворов А. И. 1972. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, № 12.
Перевозчикова В. А. 1971. Стратиграфия и основные дискуссионные проблемы геохронологии допалеозоя восточной части Балтийского щита.— В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Наука».
Перевозчикова В. А., Синицин А. В. 1971. Связь тектоники и магматизма на примере карелид восточной части Балтийского кристаллического щита.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука».
Пинаева Н. И. 1966. Новые данные о геолого-литологическом строении высокометаморфизованного осадочно-вулканогенного комплекса пород района Парандово (центральная Карелия).— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., «Недра».
Плаксенко Н. А. 1957. К стратиграфии докембрия КМА.— В кн.: Труды межвузовского научного совещания по геологии и полезным ископаемым центрально-черноземных областей. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та.
Плаксенко Н. А. 1966. Главнейшие закономерности образования докембрийских железисто-кремнистых формаций (на примере КМА, Кривого Рога и других районов) и задачи их дальнейшего изучения.— В кн.: Труды Третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та.
Плаксенко Н. А., Тулупов В. А. 1964. К вопросу о стратиграфической границе между средней и верхней свитами Курской серии КМА.— В кн.: Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та.
Полищук В. Д. 1964. Основные черты геологического строения и история геологического формирования докембрия КМА.— В кн.: Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та.
Полищук В. Д., Полищук В. И. 1966. Основные и ультраосновные интрузивные породы Воронежской антеклизы и перспективы поисков связанных с ними полезных ископаемых.— В кн.: Труды Третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та.
Полканов А. А. 1956. Геология хогландия-иотния Балтийского щита.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 6.
Полканов А. А., Герлинг Э. К. 1961. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 12.
Половинкина Ю. Ир. 1953. Стратиграфия, магматизм и тектоника докембрия Украинской ССР.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 2.
Поляк Э. А. 1968. Геологическое строение Печенгской структуры.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука».
Поротова Г. А. 1966. Результаты геофизических работ по структурно-тектонической зоне Ветреный пояс и направление дальнейших исследований.— В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карельск. кн. изд-во.
Потрубович Л. П., Симон А. К. 1966. Стратиграфия прогиба Имандра—Варзуга—Сосновка (Кольский полуостров).— Вестник МГУ, № 3.
Прозоровский А. А. 1955. Состояние разведанности и геологические перспективы района КМА.— В кн.: Железистые кварциты и богатые железные руды Курской магнитной аномалии. М., Изд-во АН СССР.
Пушкарев Ю. Д., Шуркин К. А. 1967. Особенности строения зоны сочленения беломорид и карелид и морфологические типы бластомилонитов.— В кн.: Деформация и структура докембрийских толщ. Л., «Наука».
Рийконен О. А. 1960. К геологии протерозоя побережья Сегозера (центральная Карелия).— Труды Карельск. фил. АН СССР, вып. 26.
Робонен В. И. 1959. Геосинклинальные формации Шуезерского синклинория Восточной Карелии.— Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 4.

Робонен В. И. 1960. Стратиграфия протерозоя района Шомбозера.— Труды Карельск. фил. АН СССР, вып. 26.

Русинович И. А. 1959. Зона гипергенных изменений докембрийских пород и генезис железных руд КМА.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР. М., Госгеолтехиздат.

Рябенко В. А. 1970. Основные черты тектонического строения Украинского щита. Киев, «Наукова думка».

Светов А. П. 1968. Ятулийский вулканический комплекс центральной Карелии и его металлогеническая специализация. Автореф. канд. дисс. М.

Семененко Н. П. 1953. Докембрий Украинской ССР.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 2.

Семененко Н. П., Бордунов И. Н., Бойко В. Л., Макухина А. А., Ладиева В. Д. 1967. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита (центральная часть). Киев, «Наукова думка».

Серебряков Е. В. 1966. О геологических результатах геофизических работ в Михайловском железорудном районе КМА.— В кн.: Труды Третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та.

Симон А. К. 1967. Геологическое строение и история развития докембрийского прогиба Имандра—Варзуга—Сосновка (Кольский полуостров). Автореф. канд. дисс. М.

Симон А. К., Зеленщиков Г. В., Лебедько Г. И., Лихачев В. А. 1972. Основные черты строения и формационного расчленения докембрийского фундамента юго-востока Русской плиты.— В кн.: Тезисы Второго петрографического совещания по Европейской части СССР. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та.

Синицын А. В., Перевозчикова В. А., Поротова Г. А., Ермолаева Л. А., Гриб В. П., Станковский А. Д. 1971. Геологическое строение и перспективы никеленосности Ветреного пояса.— Геология рудных месторождений, № 1.

Синицын А. В. 1974. Юго-восточная часть Балтийского щита (проблемы строения и развития).— Автореф. докт. дисс. М.

Соколов В. А. 1963. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР.

Соколов В. А. 1964. Погребенные тектонические планы юго-востока Русской платформы.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука».

Соколов В. А. 1966. Вопросы геологии ятулия Карелии.— В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карельск. кн. изд-во.

Соколов В. А. 1970. Ятулий Карелии и смежных районов (геология, литология, палеогеография). Автореф. докт. дисс. М.

Соколов В. А., Светов А. П. 1968. Геология ятулийского вулканического комплекса.— В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск.

Соколов В. А., Светов А. П. 1969. Опыт палеовулканологических исследований ятулийских вулканических толщ Карелии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 3. М., «Недра».

Соколов В. А., Голдобина Л. П., Рылеев А. В., Сауук Ю. Н., Светов А. П., Хейсканен К. И. 1970. Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии. Петрозаводск, «Карелия».

Соллогуб В. Б. 1970. Структура земной коры Украины.— Геофизический сборник, вып. 38.

Соллогуб В. Б., Павленкова Н. И., Чекунов А. В., Хилинский Л. А. 1966. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море — Воронежский массив.— Геофизический сборник, вып. 15.

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Калюжная Л. Т. 1966. Глубинное строение земной коры Белозерского железорудного района по данным сейсмических исследований.— Геофизический сборник, вып. 18.

Стенарь М. М. 1972. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья).— Геотектоника, № 5.

Стрыгин А. Н. 1963. Гранитизация пород в Украинском щите.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР.

Стрыгин А. Н., Довгань М. Н. 1961. Гранитизация метабазитов и пород нижней свиты в Ингулецком районе Криворожья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Субботин С. И., Гуревич Б. Л., Кужелов Г. К., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Чирвинская М. В. 1965. Глубинное строение территории Украинской ССР по данным геофизических исследований.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2). М., «Недра».

Судовиков Н. Г. 1934. О метаморфических фациях ятулийских горных пород Шуезерско-Пебозерского района.— Труды Ленингр. об-ва естествоиспытат., 13 вып. 2.

Судовиков Н. Г. 1937. Докембрий Карельской АССР.— В кн.: Труды Международного конгресса. XVII сессия, т. 2. М., ОНТИ.

Тимофеев В. М. 1935. Петрография Карелии.— В кн.: Петрография СССР,

серия 1. Региональная петрография, вып. 5. М.—Л., Изд-во АН СССР.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. 1966. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра».

Фотиади Э. Э. 1958. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат.

Фролова Н. В. 1955. О методике изучения и стратиграфического расчленения архейских образований на примере архея Восточной Сибири.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР.

Харитонов Л. Я. 1949. Геология района. дер. Чебино — г. Медвежьегорск — рудник Воронов Бор.— Изв. Карело-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР, № 2.

Харитонов Л. Я. 1964. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное разделение.— В кн.: Гондвана (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9). М., «Наука».

Харитонов Л. Я. 1966. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра».

Хмарук Г. Г., Щербаков У. Б. 1965. Чернокіти західного Приазовья.— Геол. ж. АН УССР, 25, вып. 5.

Цирюльникова М. Я., Сокол Р. С. 1968. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука».

Цирюльникова М. Я., Чечель Э. К., Шустова Л. Е., Сокол Р. С. 1968. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука».

Чайкин С. И. 1964. Морфогенетические типы богатых железных руд КМА.— В кн.: Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та.

Чахмахчев В. Г. 1966. Тектоническое положение кварцито-песчаников Прионежья.— Геотектоника, № 1.

Чекунов А. В. 1966. Орехово-Павлоградский глубинный разлом и его продолжение на Русской платформе и в альпийском геосинклинальном поясе.— Геофизический сборник, вып. 6.

Чекунов А. В. 1967. Особенности строения земной коры юга Европейской части СССР.— Сов. геология, № 12.

Чернов В. М. 1964. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР.

Черновский М. Н. 1960. Структура з'єднання Західно-Ингулецькой синклинали з Тарапако-Лихманиевською антиклиналлю в Кривбаси.— Геол. ж. АН УССР, вып. 2.

Чернышев Н. М. 1971. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та.

Шатский Н. С. 1946. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Шатский Н. С. 1948. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ).— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Штрейс Н. А. 1960. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР.

Штрейс Н. А. 1964. О происхождении Гондваны.— В кн.: Гондвана (Международн. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9). М., «Наука».

Штрейс Н. А. 1967. Значение исследований Н. П. Хераскова в развитии учения о геологических формациях.— В кн.: Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука».

Штрейс Н. А. 1968. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем.— В кн.: Вулканизм и тектогенез (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2). М., «Наука».

Шуркин К. А. 1960. Главные черты геологического развития архея северо-западного Беломорья.— Труды. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9.

Шуркин К. А. 1968. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука».

Шуркин К. А. 1972. Магматизм нижнего докембрия Русской платформы (опыт корреляции на основе формационного анализа).— В кн.: Тезисы Второго петрографического совещания по Европейской части СССР. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та.

Шустова Л. Е. 1966. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований.— Сов. геология, № 5.

Эскола П. 1967. Докембрий Финляндии. М., «Мир».

Eckermann H. 1936. The Loos-Hamra region.— Geol. fören fören, i Stockholm, förhandl., 58.

Eskola P. 1927. Petrographische Charakteristik der Kristallische Gestein Finnlands.— Fortschr. Mineral., 2.

Eskola P. 1959. Svekofennidit ja karelidit.— Geologi, N 15.

Gaal G. 1964. Jatul und karelische Molasse im S-Koligebiet in Nordkarelien und ihre Beziehungen zum Gebirgsbau des präkambrischen Orogenes.— Bull. Com. geol. Finl., N 213.

Kahma A., Siikarla T., Veltheim V., Vaasjoki O., Heikkinen A. 1962. On the prospecting and geology of the Kemi chromite deposit, Finland.— Bull. Com. geol. Finl., N 194.

Karta över Sveriges berggrund, 1958. Stokholm.

Magnusson N. H. 1958. Karta över Sveriges berggrund.— Sver. geol. undersökn. Arsbok. Serie C, 16.

Magnusson N. H. 1960. The swedish Precambrian outside the Caledonian mountain chain.— In: Description to accompany the map of the Pre-Quarternaty rocks of Sweden. Stokholm.

Marmo V. 1949. Ein vulkanischer Komplex der früh yotnischen Zeit bei Shoju in Ost Karelien.— Ann. Akad. Sci., Fennicae. S. A. III, N 19.

Mikkola T. 1959. Suomen Peruskallion ikä.— Geology, N 3—4.

Moors E. M. 1969. Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece.— Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, N 118.

Nykänen O. 1968. Geological map of Finland (Tohmajärvi). Helsinki.

Passerini P. 1965. Rapporti fra le ofioliti et la formationi sedimentarie fra Pliacenza et il mare Tivieno.— Publ. de Centro di studi pev la Geologia dell Appenino, N 172.

Peltola E. 1960. On the black shists in the Outokumpu region in eastern Finland.— Bull. Com. geol. Finl., N 192.

Perttunen V. 1972. Geological map of Finland (Kemi). Helsinki.

Prequaterny rocks of Finland. 1971. Maanmittaushalituksen karttapaino. Suomen kartasts, 1960, kartta 3.

Sederholm J. J. 1899. Über eine archäische Sedimentformation im sudwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges.— Bull. Com. geol. Finl., N 6.

Sederholm J. J. 1932. On the geology of Fennoscandia.— Bull. Com. geol. Finl., N 98.

Simonen A. 1960. Pre-Cambrian stratigraphy of Finland.— Intern. Geol. Congr., XXI Session, Norden, Part 9.

Simonen A. 1971. Das finnische Grundgebirge.— Geol. Rundschau, B 60, 4.

Väyrynen H. 1938. Notes of Geology of Karelia and the Onega Region in the Summer of 1937.— Bull. Com. geol. Finl., N 123.

Wegmann C. E. 1928. Über die Tektonik der jungeren Faltung in Ostfinnland.— Finnia, 50, N 16.

Wetherill G. W., Kuovo O., Tilton G. R., Cast P. W. 1962. Age measurement on rocks from the Finnish Precambrian.— J. Geol., 70, N 1.

Wilkman W. 1923. Kuopio-traktens bergarter.— Geol. Komissionen i Finland, Geotek. Medd., 36.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Глава I. Элементы структуры раннедокембрийских метаморфических комплексов Карелии, Курской магнитной аномалии и Украинской железорудной провинции 8

Глава II. Соотношения надвигового структурообразования с явлениями гранитоидного магматизма 27

Глава III. Тектоника среднего докембрия Карелии и восточной Финляндии 34

Глава IV. Тектоническое положение Сарматской зоны сжатия в среднем докембрии 95

Глава V. Чешуйчатые моноклинали Кольского полуострова 109

Глава VI. Элементы структуры фундамента Восточно-Европейской платформы и закономерности размещения зон метабазитов 125

Заключение 141

Литература 143

CONTENTS

Introduction 5

Chapter I. Structural elements of early Precambrian metamorphic complexes of Karelia, of Kursk magnetic anomaly and of the Ukrainian iron ore province 8

Chapter II. Relationship between imbricate structures and processes of granitoid magmatism 27

Chapter III. Tectonic elements of the Middle Precambrian in Karelia and east Finland 34

Chapter IV. Tectonic position of Sarmatskaya compression zone in the Middle Precambrian 95

Chapter V. Imbricate monoclines of the Kola peninsula 109

Chapter VI. Structural elements of the basement of the East European platform and the distribution regularities of metabasite belts 125

Conclusion 141

Bibliography 143

Антонина Спиридоновна Новикова

Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы
Труды, вып. 265

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

Редактор *И. М. Ерофеева*. Технический редактор *Т. В. Полякова*.
Художественный редактор *В. Н. Тикунов*. Корректор *П. А. Пирязев*

Сдано в набор 3/VI 1974 г. Подписано к печати 17/X 1974 г. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2. Усл. печ. л. 14. Уч.-изд. л. 14,2. Т-13440. Тираж 700. Тип. зак. 760. Цена 1 р. 42 к.

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 р. 42 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •