



ISSN 0002-3272.

А. А. Савельев

УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ
ФОРМАЦИИ В СТРУКТУРЕ
ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ
И ИХ
СКЛАДЧАТОГО
ОБРАМЛЕНИЯ



• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А.А. Савельев

УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ
ФОРМАЦИИ В СТРУКТУРЕ
ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ
И ИХ СКЛАДЧАТОГО
ОБРАМЛЕНИЯ

Труды, вып. 452

Основаны в 1932 г.



МОСКВА
"НАУКА"
1990

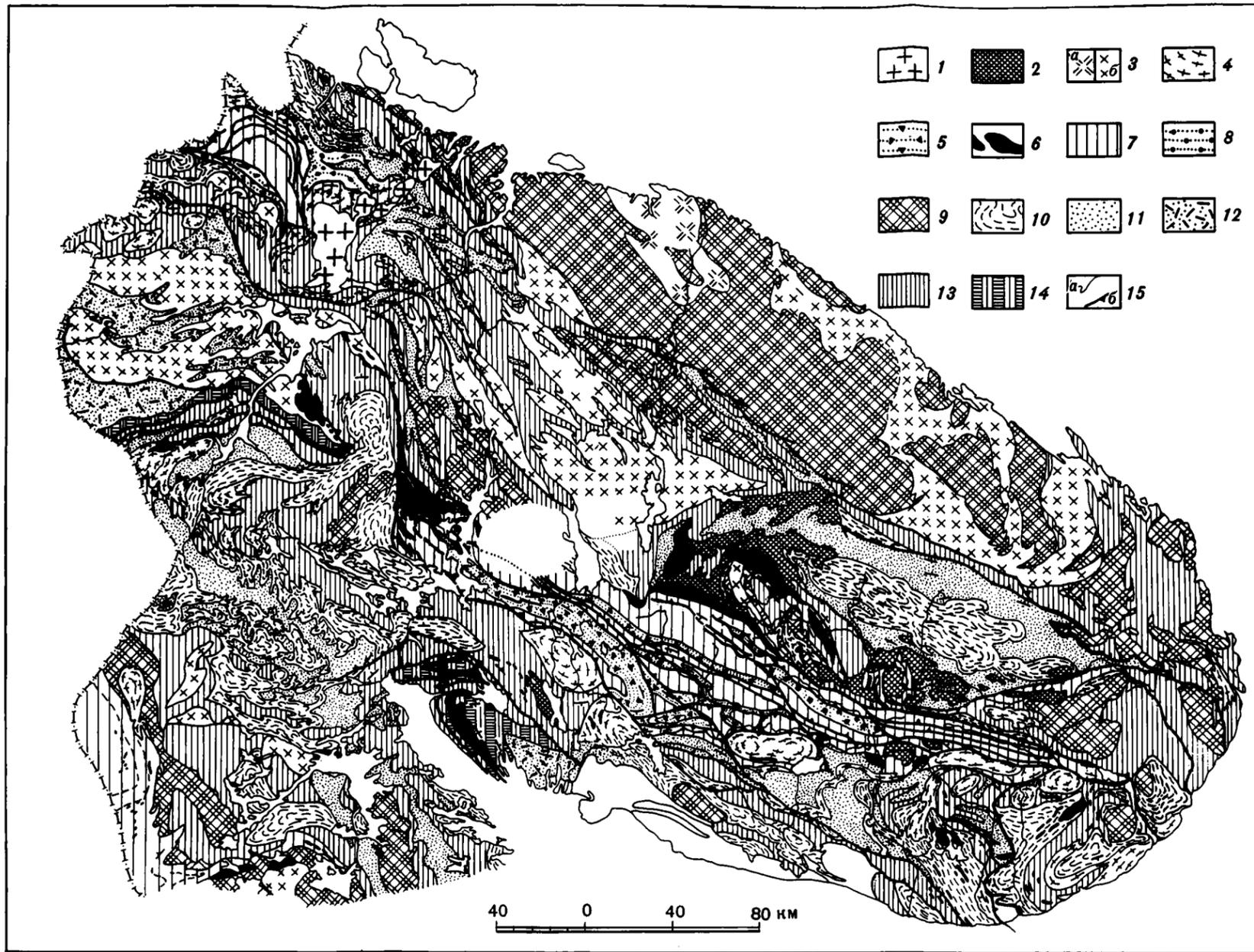


Рис. 12. Схема размещения дорифейских образований в современной структуре Кольского полуострова (на основе [Геологическая..., 1980] с изменениями и дополнениями)

1, 2 — раннепротерозойские формации: 1 — урагубские диориты, гранодиориты, граносиениты и граниты, 2 — кейские щелочные граниты и сиениты; 3—10 — архейско-раннепротерозойские формации: 3 — поздних стадий скучивания эндебиты, диориты, плагиограниты (а), диориты, эндебиты, чарнокиты (б); 4 — заключительных стадий скучивания, мигматит-граниты и гранодиориты, 5 — вулканогенно-осадочные толщи томингской серии, 6 — дифференцированные и расслоенные ультрабазит-

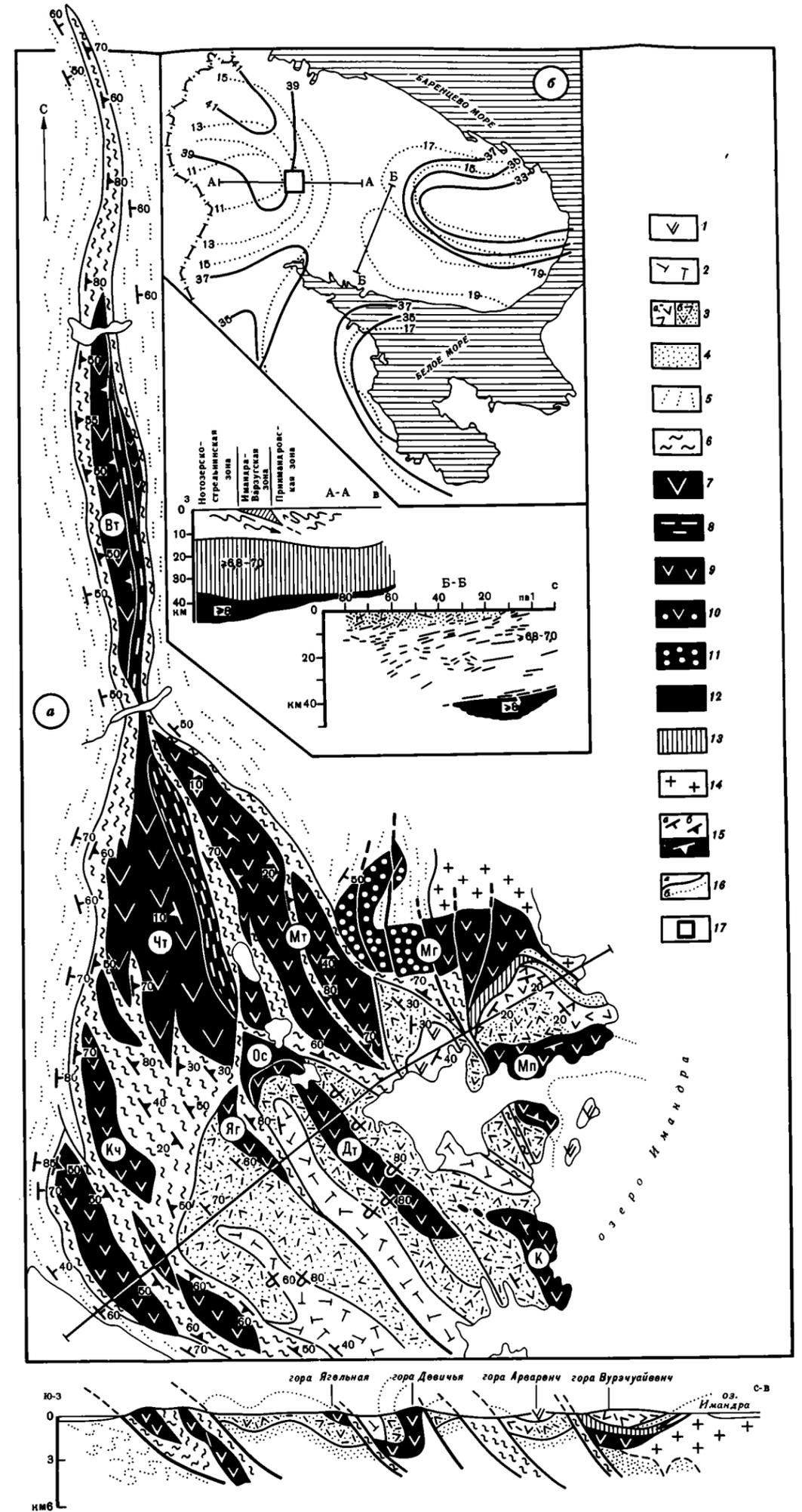
базитовые интрузивные массивы, 7 — вулканогенные толщи варзугской и печенгской серий, 8 — вулканогенно-осадочные толщи кислугубской серии, 9 — гнейсограниты, плагиограниты, гранодиориты ранних стадий скучивания; 10—14 — толщи кольско-беломорской серии: 10 — вулканогенно-сланцевые, 11 — терригенно-сланцевые с повышенной глиноземистостью, 12 — то же, в зонах гранулитового метаморфизма, 13 — вулканогенные, существенно базальтоидные, 14 — то же, в зонах гранулитового метаморфизма; 15 — геологические границы стратиграфические (а) и разрывные (б)

Рис. 19. Положение ультрабазит-базитовых массивов Главного хребта (схематическая геологическая карта (а), обзорная схема (б))

Имандра-Варзугская зона: 1—4 — метавулканиды и метаосадки: 1 — томингская серия, пикритбазальтовые подушечные лавы, умбинская (палисарская) свита, 2 — варзугская серия, дацит-базальтовые вулканиды витегубской свиты, 3 — базальт-андезит-риодацитовые вулканиды (а) и теффоиды, граувакки, мраморы (б) арваренчской свиты, 4 — граувакки кислугубской толщи; 5, 6 — кольско-беломорская серия; 5 — гнейсы по вулканидам и грауваккам, 6 — бластомилониты разрывных зон. Ультрабазит-базитовый комплекс: 7—12 расслоенная серия: 7 —

габбро мезо- и лейкократовое, 8 — габбро-анортозиты, 9 — габбро-нориты меланократовые, 10 — нориты, меланориты, 11 — ортопироксениты, 12 — гарцбургиты, дугиты; 13 — красная серия, диабазы, габбро-диабазы; 14 — тоналиты, диориты; 15 — ориентировка слоистости (а), полосчатости (б) парасланцев и парagneйсов, полосчатости ортопород (в); 16 — поверхности $v_p \leq 6,8-7,0$ км/сек (а) и $v_p \geq 8$ км/сек (б); 17 — район исследований.

Массивы: Вт — Волчьютундровский, Чт — Чунатундровский, Мт — Мончетундровский, Кч — Кэркчоррский, Яг — Ягельский, Ос — Островской, Дт — Девичьей тундры, К — мыса Каменного, Мп — Монче-полуострова, Мг — Мончегорский



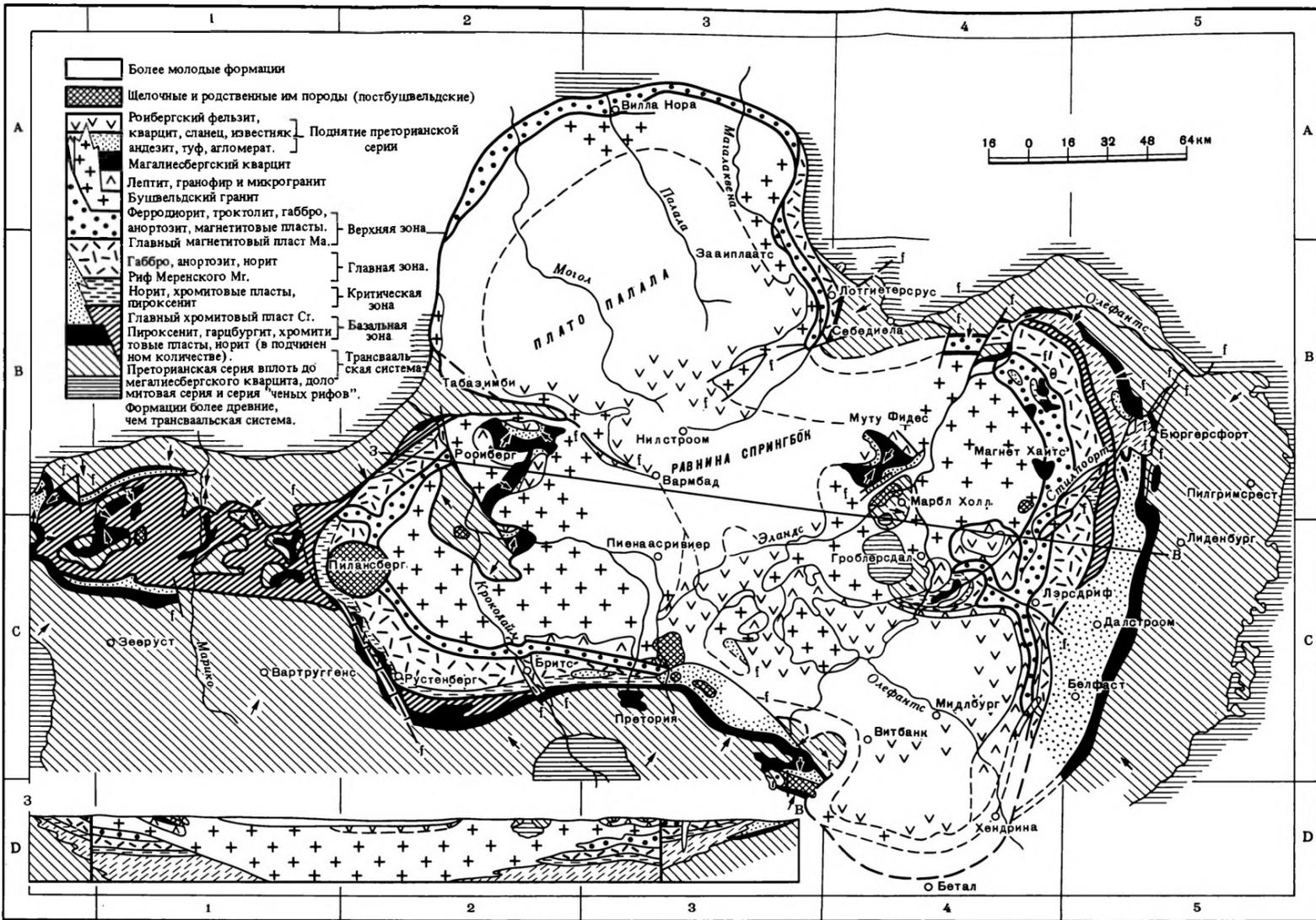
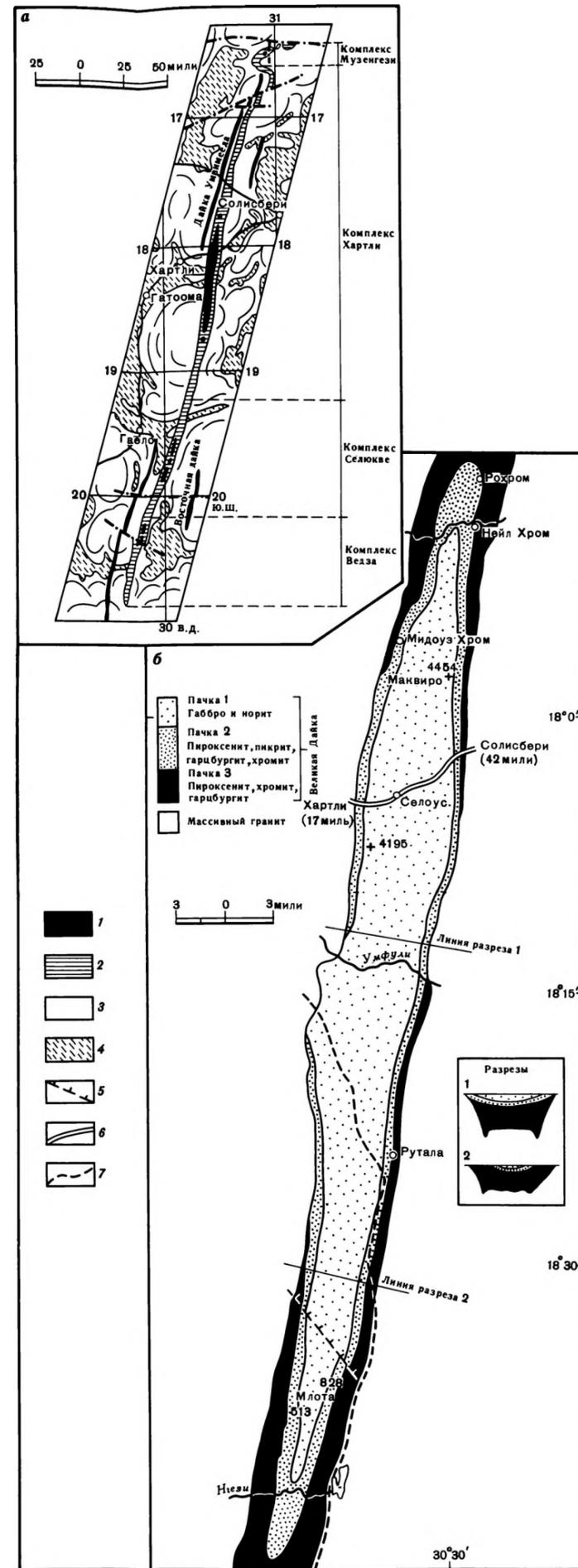


Рис. 31. Геологическая схема Бушвельдского массива [Магматические... 1973]



Провинция Зимбабве		Каапвальская провинция	
Время млн лет	Геологический разрез Селюкве	Время млн лет	Основные события
2460	Базальтовые и долеритовые дайки Комплекс Великой Дайки. кратонизация		
2570	Гранитоиды Чилиманзи;	2500 2600	кратонизация гранитоиды Мпагени, Мхлшени, Кветта;
2630 2660	тоналиты Сомабула-Сесомби; позднебулавайский зеленокаменный комплекс; туффитовые граувакки, с горизонтами полосчатых железистых силицитов и филлитов, силлы и дайки долеритов и базальтов, габбро-пироксенитов;		
2700	гнейсы Гвеноро-Родесдейл;	2870	Интрузивный комплекс Ушувана;
2910	тоналиты Машаба; раннебулавайский зеленокаменный комплекс: базальные конгломераты аркозы и граувакки слабо стратифицированные с обломками себаквийских пород;	2880	Далмейн-Солобери; супергруппа Понгола;
		2930	граниты Коп и Млиба;
		3000	граниты Лочилел;
		3130	сиениты Босманскоп;
		3220	лейкотоналиты;
		3310	граниты Каапвелли;
		3350	гранодиориты; анортозиты Мпононо группы Фиг Три и Мудис;
	граниты Монт-д-Ор;		
3450	граниты Мушандик; себаквийский зеленокаменный комплекс: туффитовые граувакки с оливковыми базальтами, лимбургитами, пластинами и линзами перидотитов с горизонтами хромитов, силицитов, силицитов железистых, редкие оолитовые доломиты; в основании аркозы, граувакки, редкие конгломераты;		
3500	гнейсы Токве-Шабани;	3540 3550	группа Онвервайт бимодальные гнейсы;

Рис. 32. Геологическая схема обзорная (а) и северной части (б) массива Великая Дайка, стратиграфическая схема вмещающих толщ (в) (по: [Tankard et al., 1982])
1-2 — Великая Дайка: 1 — габброиды, 2 — ультрабазиты; 3, 4 — вмещающий комплекс: 3 — гранитоиды, 4 — метаморфические породы; 5 — разрывы; 6, 7 — дороги: 6 — главные, 7 — прочие

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

A.A. Savelyev

ULTRABASITE-BASITE FORMATIONS
IN THE STRUCTURE OF ANCIENT PLATFORMS
AND THEIR FOLDED FRAMING

Transactions, vol. 452

Ультрабазит-базитовые формации в структуре древних платформ и их складчатого обрамления / А.А. Савельев. — М.: Наука, 1990.—196 с. (Тр. ГИН; Вып. 452). — ISBN 5-02-002091-5

В книге анализируются комплексы осадочных и ультрабазит-базитовых формаций, геологические условия их нахождения в структурах фундамента, чехла и складчатого обрамления Сибирской, Восточно-Европейской, Северо-Американской и Африканской платформ; обсуждаются тектонические условия их формирования. Подчеркивается важная роль комплексов этих формаций в отражении взаимодействий коры и верхней мантии.

Ил. 57. Библиог.: 265 назв.

Рецензенты: *В.Е. Хаин, А.С. Новикова*

Редактор *Е.В. Андреева*

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР *А.Л. Книппер* (главный редактор),

В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР *А.Л. Книппер*

Complexes of sedimentary and ultrabasic-basite formations, their geological positions in the basements, covers and folded framing of the Siberian, East-European, North-American and African platforms are analysed; tectonic environments of that formations are discussed. Such complexes are important as indicators of interactions of crust and upper mantle.

Reviewers: *V.E. Khain, A.S. Novikova*

Editor *E.V. Andreyeva*

Editorial Board:

Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR

A.L. Knipper (Editor-in-Chief),

V.G. Gerbova, V.A. Krashenninikov

Responsible Editor

Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR

A.L. Knipper

ВВЕДЕНИЕ

Горные породы ультрабазитового и базитового состава широко распространены в современных структурах континентов и океанов среди разновозрастных образований, которые характеризуют всю обозримую геологическую историю Земли. По установленным представлениям ультрабазит-базитовые породы являются продуктами дифференциации вещества верхней мантии и периодически выводятся в коровую оболочку в ходе сменяющихся эпизодов тектономагматической активности. Согласно таким представлениям, плутонические и вулканические формации ультрабазит-базитовых пород являются тем реальным геологическим звеном, которое связывает сопряженные области верхней мантии и коровой оболочки в функционально единую систему и позволяет проследить ее эволюцию в глубь геологической истории. Познание геологических явлений и объектов, характеризующих отдельные части всей системы, а также исследование взаимосвязей между ними приближает современную геотектонику к решению ее главной научной проблемы — раскрытию вещественно-структурных взаимодействий в эволюционирующей системе кора—верхняя мантия.

Характерными и информативными показателями таких взаимодействий является состав парагенных осадочных и вулканоплутонических ультрабазит-базитовых формаций, а также их сравнительное стратиграфическое и палеотектоническое положение, которое они занимают в структуре геологических провинций на сменяющихся этапах или стадиях их структурно-вещественной эволюции.

За последние годы литолого-формационное понятие офиолитовой ассоциации Г. Штеймана расширилось и стало использоваться многими исследователями после работ Р. Дитца, В.Е. Хаина, А.В. Пейве и др. как индикатор коры с океаническим типом разреза и как важный тектонический репер при решении многих задач сравнительной геологии.

Накопленный опыт изучения офиолитов показал, что, во-первых, состав и строение их разрезов заметно меняются от места к месту, и, во-вторых, в современном океане, его периферии, а также в их палеоаналогах офиолитовые формационные комплексы сменяются по латерали и вверх по разрезу формационными комплексами других тектонотипических обстановок. Формационные комплексы рассматриваются как естественные ассоциации формаций (в понимании Н.П. Хераскова), связанных парагенетическими отношениями, представляют структурно-формационные обстановки (океанское ложе, вулканические пояса, окраинные моря, пассивные окраины, области внутриконтинентального рифтинга и т.п.) и объединяются в составе формационных типов (океанического, окраинных, континентального, эпиконтинентального и т.п.). Формации, их комплексы, а также объединяющие их типы образуют латеральные и вертикальные ряды. В этих комплексах пространственно и во времени связаны парагенетическими отношениями специфические осадочные и ультрабазит-базитовые формации. Типизация последних опирается главным образом на материалы их петрологического

изучения. Это порождает трудности в решении многих геологических задач, поскольку породы, близкие по петрографическому и химическому составу, часто образуют близкие по составу формации как в структуре подвижных, так и стабилизированных областей.

Большинством исследователей сейчас признается, что формирование наибольшего объема континентальной коры произошло в раннедокембрийское время. Вызванные этим на рубеже протогей и неогей необратимые изменения условий обособления, гидродинамического поддержания и преобразования литосферного слоя, по-видимому, сопровождались сопряженными изменениями сравнительных условий становления ультрабазит-базитовых формаций, состава, структурного положения этих формаций и вмещающих парагенных ассоциаций пород. Содержащийся в настоящей работе анализ материалов по докембрийским—раннепалеозойским ультрабазит-базитовым и парагенным вмещающим формациям горных пород охватывает образования, формировавшиеся в интервале времени более 3 млрд лет. Это позволяет, с одной стороны, проследить устойчивость и эволюционные изменения во времени привлекаемых характеристик — формаций, с другой — сомкнуть результаты исследований менее изученных образований протогей с более изученными образованиями неогей.

В работе использованы материалы исследований автора по научной программе Геологического института АН СССР по проблемам "Формирование континентальной коры материков" и "Офиолиты", проводившимися под научным руководством В.А. Пейве и Н.А. Штрейса. Многие положения работы обсуждались с В.И. Виноградовым, Л.В. Дмитриевым, Н.Л. Добрецовым, Г.С. Закардзе, А.Л. Книппером, Г.А. Кейльманом, А.М. Лейтесом, М.С. Марковым, Ф.П. Митрофановым, А.А. Моссаковским, А.С. Новиковой, А.В. Павленко, А.С. Перфильевым, Л.Л. Перчуком, С.В. Руженцевым, Г.Н. Савельевой, С.Г. Самыгиным, И.Д. Соболевым, В.Ф. Феодоровским, А.Я. Шараськиным, Д.С. Штейнбергом. Полевые исследования проводились в разное время совместно с Г.Л. Горощенко, В.Н. Гессе, А.Э. Граудиным, И.Б. Грановичем, С.П. Кориковским, Г.Б. Риле, Г.Н. Савельевой, В.С. Федоровским. Автор приносит глубокую благодарность всем коллегам из институтов АН СССР и Министерства геологии СССР, принимавшим участие в обсуждении материалов данной работы.

УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ В ДОРИФЕЙСКИХ СТРУКТУРАХ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

В дорифейских структурах древних платформ Земли находятся крупнейшие по размерам массивы ультрабазит-базитовых формаций, с которыми связана значительная часть мировых запасов широкого спектра полезных ископаемых.

В нашей стране такие объекты представлены наиболее полно на южной периферии Сибирской платформы и на Кольском полуострове. Материалы по этим районам использованы как основные для обсуждения затрагиваемых вопросов, в качестве сравнительных использованы данные по Южной Африке и Северной Америке.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

БАЙКАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ

Длительными и систематическими исследованиями, которые ведут свое начало с работ В.А. Обручева, показано к настоящему времени существование в фундаменте наиболее обнаженной южной периферии Сибирской платформы двух крупных структурно-формационных комплексов. Формирование одного из них связывается с раннеархейским временем, другого — с позднеархейским—раннепротерозойским, рифейская часть разреза слагает основание чехла на этом фундаменте [Семихатов, Серебряков, 1983].

Стратиграфия и корреляция разрезов, относимых к раннеархейским образованиям [Фрумкин и др., 1981], разработаны в недостаточной мере для их надежного использования. Отсутствуют геологические данные по стратиграфическим границам, в большинстве случаев ненадежно выделена раннеархейская структура толщ и существуют только единичные авторитетные радиологические датировки раннеархейских гранитоидов. Следовательно, практической основой для картирования раннеархейских образований часто является по существу петрологический критерий (выделение высокометаморфизованных комплексов), необходимый, но явно недостаточный, а зачастую и путающий признак принадлежности толщ к раннеархейским образованиям; данные по стратиграфии образований, датироваемых раннеархейским возрастом, остаются во многом неопределенными, не могут быть признаны надежными и не позволяют уверенно обсуждать геодинамические обстановки формирования и становления ультрабазит-базитовых комплексов на юге Сибири в раннеархейский этап вещественно-структурной эволюции.

Позднеархейский—раннепротерозойский этап геологической эволюции охарактеризован в многочисленных публикациях по геологическому строению южной периферии Сибирской платформы. Наиболее полными обобщениями этих материалов явились работы Л.И. Салопа [1964, 1967] и В.С. Федоровского [1972, 1985], С.П. Кориковского, В.С. Федоровского [1971, 1980]. В работах этих авторов в интерпретации геологической эволюции провинции на позднеархейском—

протерозойском этапе (по стратиграфической принадлежности и корреляции толщ, их структурно-формационной характеристике и пространственному распределению) существуют значительные расхождения [Кориковский, Федоровский, 1980, стр. 215].

Так, в отношении рассматриваемой провинции юга Сибири принципиальной основой представления ее геологической эволюции на позднеархейском—протерозойском этапе [Салоп, 1967] является: постулирование принадлежности и широкого пространственного развития в пределах Прибайкалья, Олекмо-Витимской горной страны, Патомского нагорья, Забайкалья и Восточно-Саянской горной области архейско-раннепротерозойских и средне-позднепротерозойских (рифейско-вендских) геосинклинальных образований; признание платформенного этапа развития этой части Сибири начиная с кембрийского времени. Детальными исследованиями последних лет (находками палеозойской скелетной фауны, авторитетными радиологическими датировками и детальным геологическим картированием) в упомянутых районах показано, что принадлежность многих образований на значительных площадях к геосинклинальному является спорным или ошибочным. Многие новые данные существенно меняют представление Л. И. Салопа о стиле, масштабах, распространенности, соотношениях и свойствах структурообразующих движений на юге Сибири в течение позднего архея, протерозоя и раннего палеозоя.

Значительным вкладом в развитие представлений об эволюции южносибирского региона на позднеархейском-раннепротерозойском этапе явились работы В. С. Федоровского [1985], сопровождавшиеся фундаментальными петрологическими исследованиями метаморфизма толщ С. П. Кориковского [1979]. Они показали, что начало этого этапа развития — формирование системы рифтогенных трогов с зеленокаменным выполнением в крае области с раннеархейской стабилизацией, продолжение — накопление миеосинклинальных карбонатно-терригенных серий, завершение — формирование позднеорогенной вулканоплутонической ассоциации (2—1,65 млрд лет) и пестроцветной верхней молассы. Последнему событию предшествовали региональный зональный метаморфизм кианит и(или) ставролит-силиманитового типов и формирование синкинематических автохтонных и аллохтонных гранитоидов (2,1—1,9 млрд лет). Последующая геологическая эволюция этой провинции начинается с формирования первого чехольного комплекса рифейско-юдомских толщ байкальской серии в Западном Прибайкалье, патомской серии в Патомском нагорье и Олекмо-Витимской горной стране. Опираясь на это представление, обратимся к более подробной характеристике наиболее важных, или ключевых, участков.

СРЕДНЕВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА

В позднеархейской—раннепротерозойской структуре фундамента южной периферии Сибирской платформы рифтогенные трог с осадочно-вулканогенным выполнением были впервые выделены В. С. Федоровским и охарактеризованы им совместно с соавторами как в отношении общей структурно-формационной характеристики [Лейтес, Федоровский, 1968; Лейтес, Муратов, Федоровский, 1970], так и в отношении некоторых общих характеристик вулканитов, встречающихся в этих структурах [Грачев, Федоровский, 1970, 1980]. Описание этих структур приводится в работах многих авторов, опубликованных в специальном сборнике [Докембрийские..., 1983]. Разного размера и различно переработанные наложенными процессами рифтогенные структуры либо частично вскрыты на современном эрозионном срезе, либо частично перекрыты протерозойскими и фанерозойскими образованиями и прослеживаются только в геофизических полях. Выявленные к настоящему времени структуры этого типа образуют сложный, но закономерно построенный рисунок, который образован, по-видимому, в тече-

ние довольно продолжительного отрезка времени. Некоторые структуры этой системы (особенно в пределах Олекмо-Витимской горной страны) утратили многие черты начального рифтового этапа эволюции в ходе последующих наложенных процессов: значительный метаморфизм формаций, выполняющих эти структуры, и глубокий эрозионный срез зачастую не позволяют достаточно ясно определить, какая представлена часть вертикального разреза такой структуры.

Существуют между тем в Байкальской горной области значительные по протяженности участки разнотипных рифтогенных структур, среди которых можно видеть малоизмененные стратифицированные и вулканоплутонические комплексы. Хорошо представлены участки такого рода в Средневитимском, Западно-Прибайкальском и Олоkitском районах.

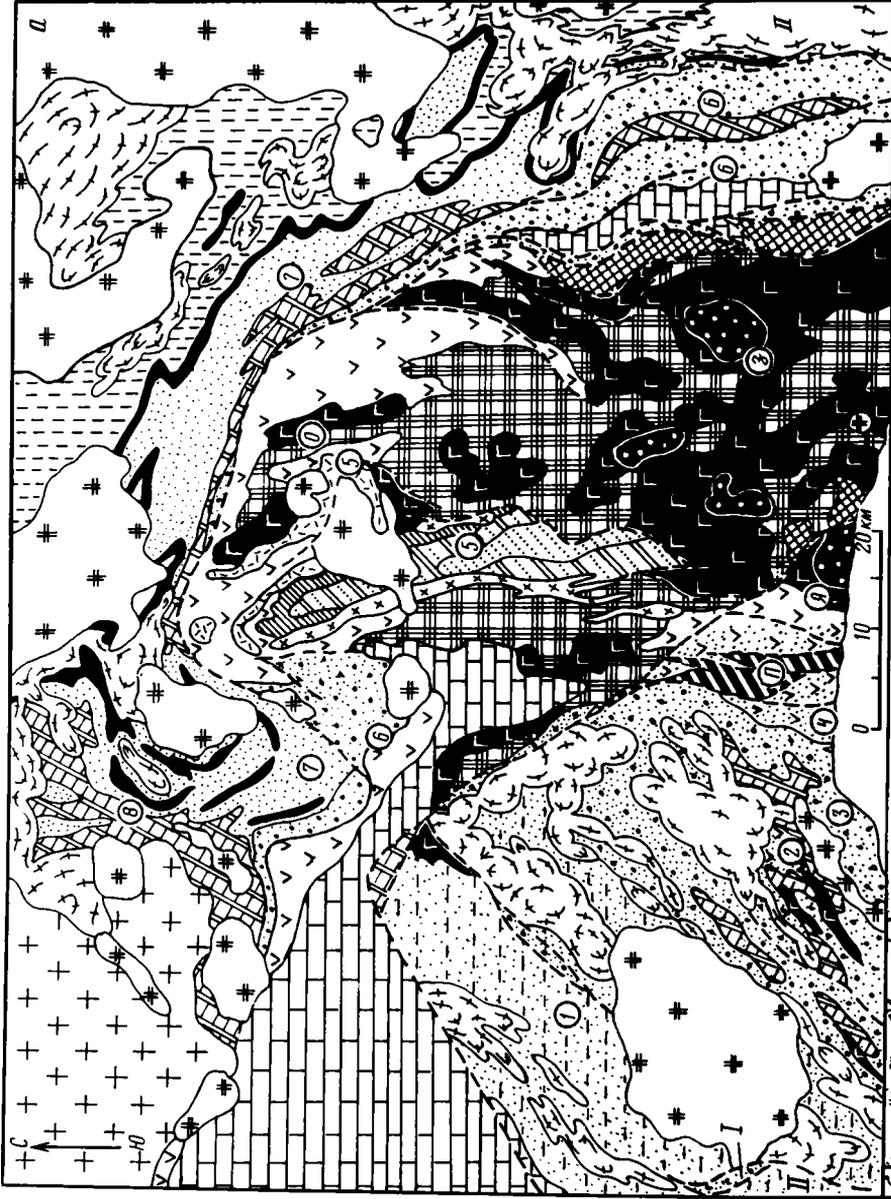
Средневитимский район расположен по р. Витим, между устьями рек Самокут и Верхний Урях, где в условиях хорошей обнаженности вскрывается практически полностью все его сечение. К югу от Парамского порога образования сегмента перекрыты кайнозойскими толщами Муйской впадины, в Южно-Муйском хребте такие же или близкие образования отсутствуют, что указывает на выклинивание структуры в южном направлении. На северо-западном фланге, в бассейнах рек Большой и Малый Гукит, структура резко сужается до 2—5 км. Это сужение является естественным разграничением Средневитимского и Среднемамаканского сегментов Байкало-Витимской рифтогенной структуры.

Вопросы геологии района рассматривались в публикациях многих исследователей, наиболее полно они анализировались в сводках Л.И. Салопа [1964, 1967]. По его представлению геологические образования района являются частично архейскими и главным образом принадлежат геосинклинальной области, развивавшейся в протерозое и раннем кембрии.

Последующими детальными геологическими исследованиями, в которых принимал участие и автор, были получены данные, которые позволили уточнить представления Л.И. Салопа [Добржинская, 1981; Добржинская и др., 1983; Савельев, 1983; Федоровский, 1985]. Главное уточнение сводится к тому, что распространенные в пределах района докембрийские образования характеризуют позднеархейско-раннепротерозойский этап эволюции структуры, а не байкальский, как считалось ранее. Другие уточнения удобно рассмотреть при непосредственной характеристике структуры.

Геологическое строение территории Делюн-Уранского и Северо-Муйского хребтов. В среднем течении р. Витим структура характеризуется сложным рисунком размещения достаточно пространственно-изменчивых структурно-вещественных комплексов пород (рис. 1). Большинство исследователей выделяют в пределах района три области, каждая из которых заметно индивидуализирована по структурно-фациальным характеристикам (рис. 1, б, 2). По традиционно сложившимся названиям было предложено [Федоровский, 1985] выделять области: центральную, Каралонскую, примыкающую с севера и северо-востока Делюн-Уранскую и с юго-запада — Северо-Муйскую.

Структура Средневитимского сегмента имеет вид субизометричной мульды, едва вытянутой в меридиональном направлении. Ее внутренний рисунок организован так, что центральная, Каралонская, и окаймляющие Делюн-Уранская и Северо-Муйская зоны имеют линейные очертания. Центральная зона выполнена вулканоплутоническими формациями гранитоидного и базитового состава, а окаймляющие зоны — преимущественно карбонатными и обломочными с подчиненным количеством магматитов.



Эта зона представляет приосевую часть рифтогенного трога и в современной структуре имеет ширину до 45 км. В северной части зоны преобладают стратифицированные осадочные и вулканогенные формации, в южной — плутонические. Стратифицированные образования в работах Л. И. Салоп и до настоящего времени всеми исследователями включаются в состав двух серий: верхней — падринской, вулканогенно-терригенной, — и нижней — муйской, вулканогенной [Салоп, 1964]. В. С. Федоровским [1985] предложено вулканогенные образования выделять в составе каралонской серии, а название "муйский" присвоить комплексу коррелируемых вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, которые развиты в пределах всех трех структурно-фациальных зон Средневитимского сегмента трога. Образования падринской и каралонской серий разделены стратиграфическим разрывом (рис. 3), вместе с тем толщи каралонской серии подвержены одноактному зональному метаморфизму от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, а отложения падринской серии практически неметаморфизованы.

В разрезах каралонской серии (см. рис. 3) осадки присутствуют в виде изолированных и маломощных пропластков тефроидов, известковистых тефротурбидитов, фтанитов и мраморизованных доломитов—известняков с тефроидным детритом. Основной объем разреза мощностью 1,5—2 км практически целиком сложен многоярусными покровами лав с пропластками тефры и агглютинатов. В нижней части разреза преобладают толентовые базальты (не менее 90%) с пропластками риолитов, в верхней части разреза преобладают кислые вулканы. Базальты представлены афиритами, пироксеновыми, пироксен-плагноклазовыми, редко плагноклазовыми микропорфиритами с массивной, миндалекамен-



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Средневитимского сегмента Байкало-Витимского рифтогенного трога (а), кинематическая схема условий формирования основных элементов его структуры (б) (по: [Добржинская и др., 1983]) с изменениями

На карте (а): 1 — кайнозойские отложения; 2—4 — рифейско(?)-нижнепалеозойские образования: 2 — гранитоиды нижнепалеозойского баргузинского комплекса, 3 — рифейско(?)-нижнекембрийские отложения, 4 — альпийотипные ультрабазиты; 5—15 — позднеархейско-нижнепротерозойские образования: 5 — субинтрузии гранофировых и микропорфировых гранитов, 6 — петроцветные отложения орогенной падринской серии (конгломераты, песчаники, гравелиты и вулканы малопадринской свиты (а), песчаники, базальты, риолиты большепадоринской свиты (б), тефтроиды и туффиты риолитов, андезито-базальтов левопадоринской свиты (в)), 7 — гранитоиды синметаморфического мамско-оронского (а) и постметаморфического тельмамского (б) комплексов, 8—12 — образования муйского комплекса: 8 — каралонская серия центральной (Каралонской) зоны (базальты, риолиты, известняки, фтаниты (а), кислые вулканы (б)), 9—10 — серии прибортовых зон: 9 — мраморы, известковистые сланцы с подчиненными риолитами и базальтами устьуряхской и булундинской свит, 10 — терригенные и вулканогенно-терригенные турбидиты, тефро-турбидиты, кварциты с пачками и линзами карбонатов, фтанитов, углеродистых сланцев, лахар, базальтов и риолитов самокутской, нижнекилянской, верхнекилянской свит (а) и уряхского горизонта (б), карбонатно-сланцевые толщи с пачками силицитов и базальтов люнкутской и иленерской свит (а), 11 — кварциты, сланцы с гранатом, кванитом, хлоритомом, ставролитом и пачками metabазальтов даннинской свиты, 12 — гнейсы, сланцы, амфиболиты, мигматиты, джаспероиды тунгус-дабанской свиты, 13 — габброидные массивы: недифференцированные габбро-диабазы, габбро-диориты, габбро даек, жил и кварцевых серий из оболочек дифференцированных интрузий (а); габбро-нориты, пироксениты, алливалиты расслоенных серий из центральных частей дифференцированных интрузий (б), 14 — тоналито-гнейсы, тоналит-мигматиты и плагнограниты, 15 — metabазитовые blastомилониты; 16 — нормальные интрузивные и стратиграфические (а) и тектонические (б) контакты; 17 — положение характерных разрезов. Массивы: П — Парамский, Я — Якутский, З — Заоблачный, О — Островной

На схеме (б) ориентировка и относительное положение основных элементов структуры отражают ее формирование при латеральных дифференциальных движениях (18) в условиях левого сдвига, которые вызвали сближение бортов трога (19), а также вертикальные движения (20): поднятия (а) или опускания (б) в разных частях структуры. Структурно-фациальные зоны: СМ — Северо-Муйская с люнкутской (л) и самокутской (с) подзонами, К — Каралонская с кильянской (к) и шумнинско-талланской (шт) подзонами, ДУ — Делюн-Уранская с гукитско-уряхской (гу) и чааигроской (ч) подзонами

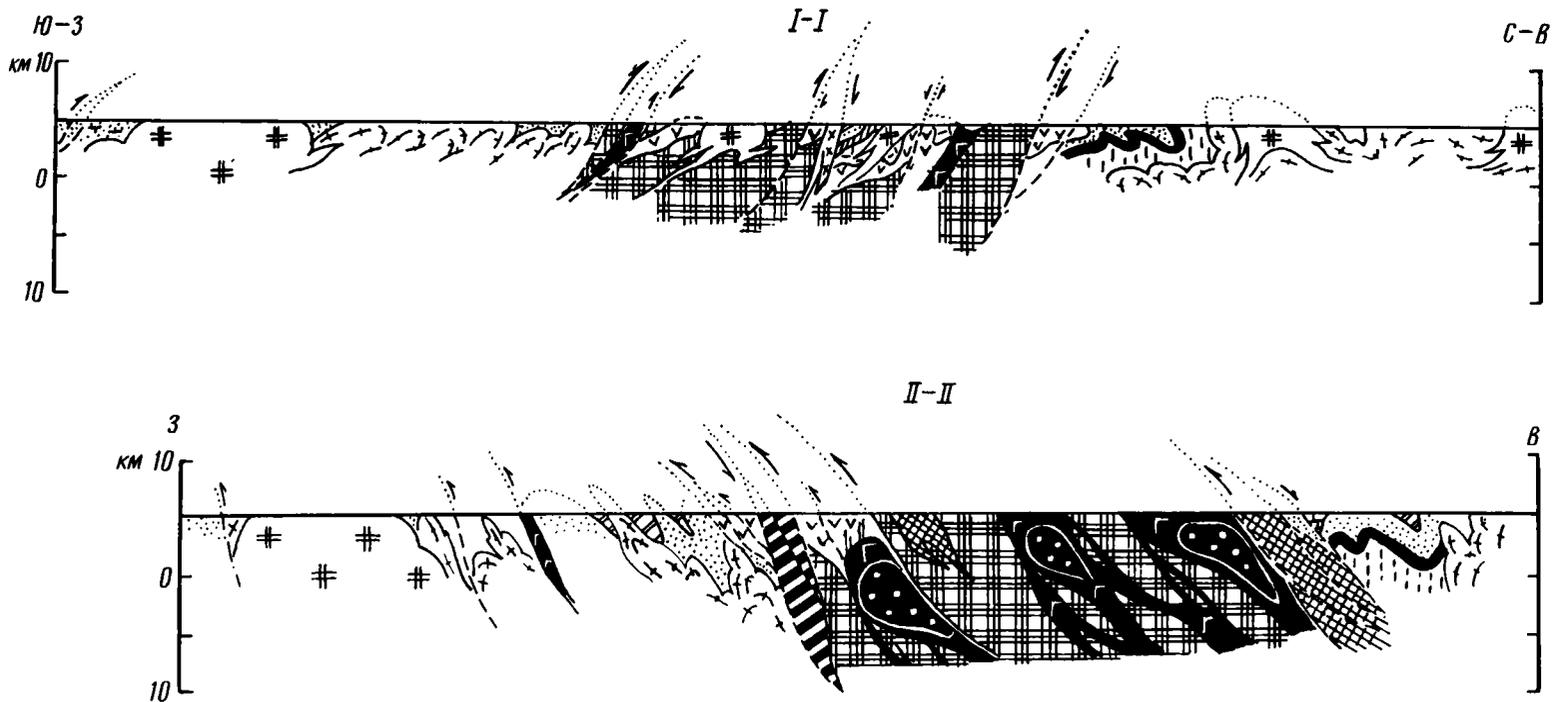


Рис. 2. Геологические разрезы к рис. 1.
Условные обозначения см. на рис. 1

ной (мелкопузырчатой) или лавобрекчиевой текстурами и местами с мелкоподошечной отдельностью. Среди кислых вулканитов встречены кварцевые и плагиоклазовые альбитофиры с массивной или лавобрекчиевой текстурой.

Стратифицированные толщи пронизаны жилами и дайками (местами роями перемежающихся даек) — подводными каналами вулканитов, некоторые из которых непосредственно связаны через неки с интрузивными телами плагиогранитов и габброидов. Простирание даек и других интрузивных тел имеет север-северо-западное простирание, близкое к простиранию всей Каралонской зоны.

Восточнее Парамского порога на р. Витим, в правом борту долины притока (р. Якутский Каменный), можно видеть следующее. Снизу вверх по склону габбро-нориты внутренней части интрузии сменяются афиритами и габбро-порфиритами краевой группы, переходящими вверх по склону в систему даек и жил нескольких поколений и близкого состава. Выше по склону их сменяют базальтовые ксено- и туфолавы, переслаивающиеся с метамандельштейнами, метапорфиритами, тефроидами и агглютинатами, а также линзами мраморизованных известняков. На водоразделе разрез венчается толщей риолитовых порфиров и агглютинатов. В направлении к Парамскому порогу толща вулканитов быстро обедняется грубой пирокластикой и обогащается пачками углеродистых сланцев, фтанитов, пестрых кремней и мраморизованных карбонатов. К югу и западу от Парамского порога, в обрывах левого берега р. Витим, хорошо видно, как эта толща обедняется базальтами и сменяется разрезами верхнекилянской свиты — чередованием метатефроидов, тефротурбидитов грауваккового и олигомиктового состава, а также пропластков мраморизованных карбонатов, мощность и количество которых нарастает в южном и западном направлениях (см. рис. 3).

Приводимые наблюдения иллюстрируют постепенные фациальные переходы между всеми единицами разреза и отражают их близкоодновременное формирование; взаимосвязь интрузии габброидов с палеовулканическим аппаратом, а его, в свою очередь, с прилегающим осадочным бассейном; постепенный фациальный переход в районе Парамского порога от существенно вулканогенного состава разреза каралонской серии центральной части зоны к вулканогенно-осадочным разрезам ее западной периферии — киянской серии (подсерии по: [Салоп, 1964]).

В разрезах падринской серии (рис. 4), выделенной Л.И. Салопом [1964] и обсуждавшейся в публикациях В.Т. Григорова, В.С. Косинова, Г.Л. Митрофанова, Н.П. Михно, И.А. Охотникова, В.Л. Тихонова, И.А. Томбазова и других исследователей, выделяются три свиты общей мощностью около 2,5 км. Все эти свиты выполняют мульдообразную структуру, приуроченную к приосевой части Каралонской зоны, и сложены петроцветными молассондами с подчиненным количеством вулканитов контрастной (базальт-риолитовой) серии. Базальные горизонты серии залегают с размывом и метаморфическим несогласием на вулканитах каралонской серии, на габброидах, тоналитах, плагиогранитах и включают эти породы в виде обломков. В псефитовом и псаммитовом материале падринской серии перидотитовый и серпентинитовый детрит не известен. В базальных конгломератах рифейско(?)-нижнекембрийских отложений присутствуют породы и падринской, и каралонской серии, и детрит ультрабазитов.

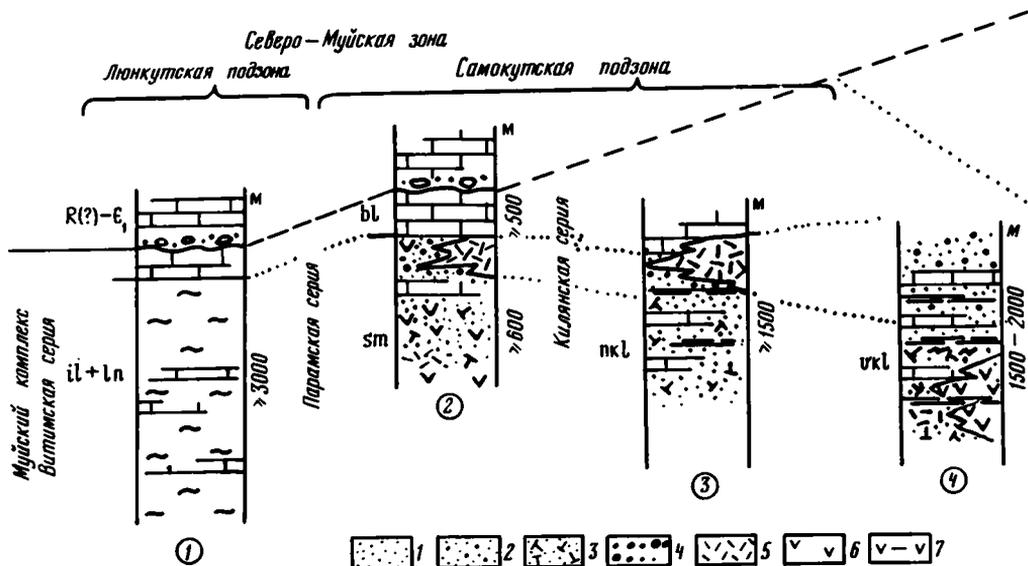
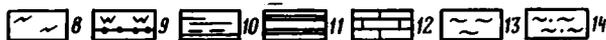
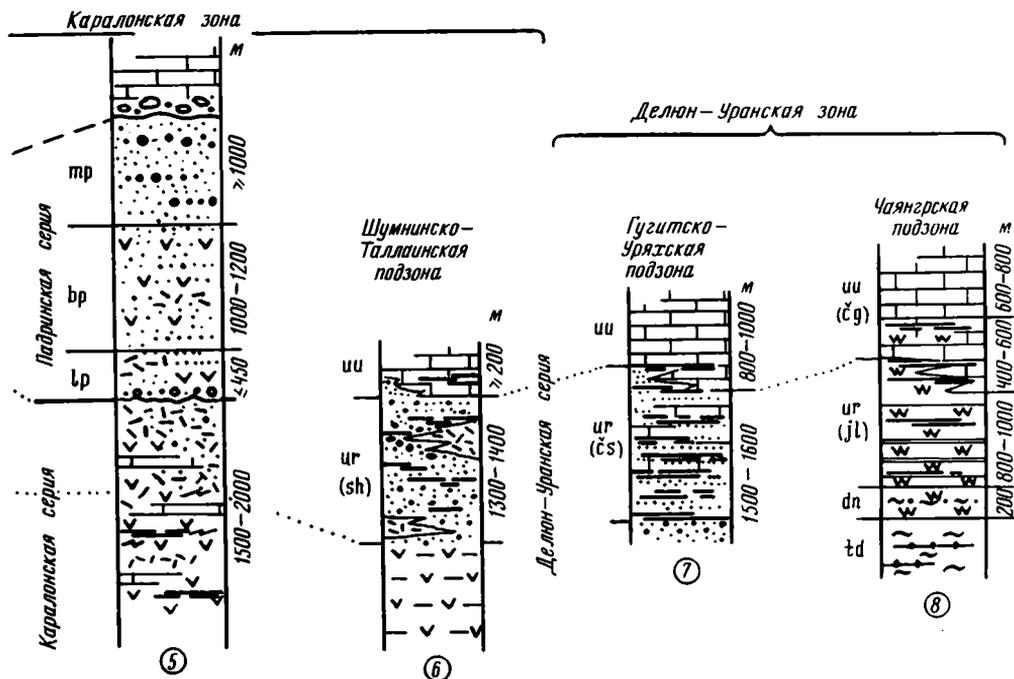


Рис. 3. Схема корреляции разрезов нижнепротерозойских стратифицированных толщ Северо-Муйской, Каралонской и Делюн-Уранской структурно-фациальных зон (по: [Салоп, 1964; Добжиницкая и др., 1983; Еникеев, 1983; и др.] с изменениями)

1—2 — песчаники: 1 — граувакковые, 2 — олигомиктовые, существенно кварцевые (2); 3 — тефронды; 4 — гравелиты, конгломераты; 5—6 — лавы, лавобрекчии, агглютинаты, туфолавы: кислого (5) и основного (6) состава; 7 — биотит-плагноклаз-актинолитовые, плагноклаз-актинолитовые, гранат-актинолитовые сланцы по тефроидам, тефро-турбидитам, частично по лавам базальтового и андезитового состава; 8 — фаниты, пестроокрашенные кремни; 9 — кварциты и джасперонды; 10 — углистые

Северо-Муйская зона

Эта зона располагается к западу от Каралонской. В посленижнекембрийской структуре района эта область ограничена системой крутопадающих взбросо-сдвигов и является естественным разграничением Средневитимского, Средне-мамаканского и Килианского секторов Байкало-Витимской рифтовой системы. Имея в поперечнике протяженность около 60—70 км, она характеризуется в целом преобладанием в разрезах осадочных образований, широким развитием гранито-гнейсовых куполов и связанных с ними зональных метаморфических ореолов, структурным рисунком, в котором центральная часть характеризуется северо-восточными простираниями, а периферические — конформностью простираний структурных элементов примыкающих зон, в частности Каралонской (см. рис. 1, 2). Перечисленные свойства использованы Л.И. Салопом [1964] для выделения этой области в качестве докембрийской Северо-Муйской глыбы, в которой зонально метаморфизованные и гранитизированные образования центральной части были отнесены к архейским, а периферические, менее метаморфизованные и обнаруживающие фациальную сближенность с образованиями Каралонской зоны — к раннепротерозойским (в составе муйской серии). Последующие исследования показали, что полиметаморфические комплексы, характерные по составу для разрезов, относимых к раннему архею, в близко расположенных областях



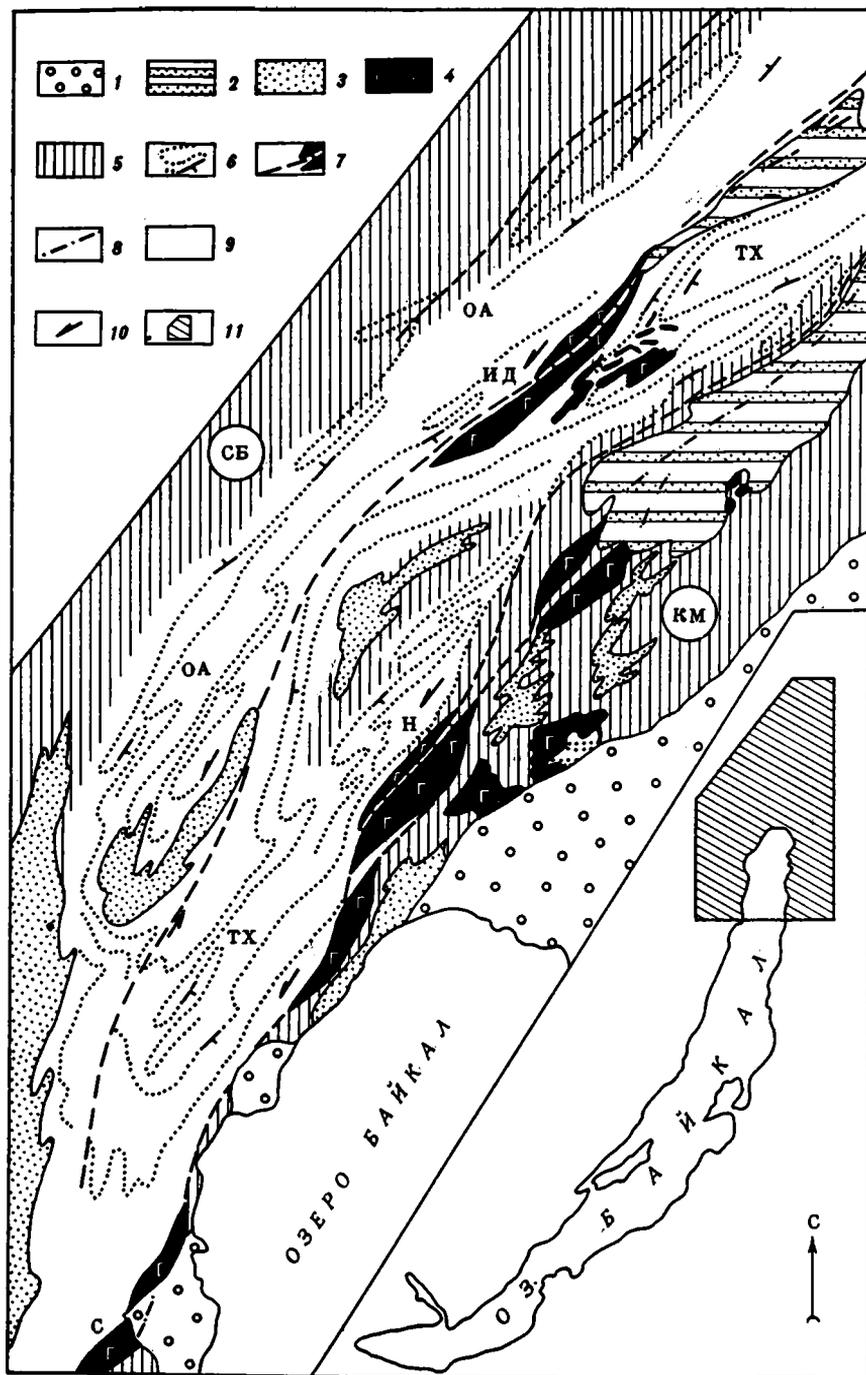
и углеродистые сланцы; 11 — сланцы кварцево-сланцевые; 12 — известняки, доломиты, мраморизованные известняки, мраморы; 13 — парагнейсы, парасланцы, мигматиты; 14 — сланцы с хлоритомом, гранатом, кьянитом, ставролитом. Индексы: il+ln — илеирская и люнкютская свиты, объединенные, bl — булундинская, sm — самокутская, nkl — нижнекилянская, vkl — верхнекилянская, tr — малопадоринская, br — большепадоринская, lr — левопадоринская, шп — усть-урьянская (в бассейне р. Чаянгра—джелагун-чаянградская, шг) — урхский горизонт со свитами: sh — шуминской, шс — черносланцевой, шл — джелагунской, шн — даннинская и шд — тунгусдабанская

Номера колонок соответствуют номерам точек на рис. 1.

здесь не известны и не могут быть выделены [Добржинецкая и др., 1983; Федоровский, 1985]; относимые Л.И. Салопом [1964] к базальным конгломератам образования на р. Самокут, разделяющие его архейские и раннепротерозойские образования, являются на самом деле развальцованными обломками будинированных жил гранитоидов, которые тут же неподалеку прорывают отложения муйской серии; разрезы, относимые Л.И. Салопом к архейским и раннепротерозойским образованиям, обнаруживают формационную общность и фациальную сближенность; наложенный на эти образования метаморфизм является зональным, одноактным, силлиманит-кианитового типа и характерным для толщ, относимых на прилегающих территориях для раннепротерозойских образований [Кориковский, 1979].

Действительно, от района Парамского порога к Витим-Булундинскому междуречью и далее к бассейну р. Самокут хорошо видно в разрезах (см. рис. 1, 2, 3), как толщи лав Каралонской зоны постепенно замещаются разрезами с все более тонкой пирокластикой, обогащаются тефротурбидитами, фтаниитами, пачками карбонатов, углистых (углеродистых) сланцев (это отражено и в наблюдениях Л.И. Салопа [1964]).

На левобережье р. Витим, к югу от Парамского порога, толща, относимая к верхнекилянской свите, содержит изолированные пачки метабазальтов и сложена



в основном переслаиванием метаграувак и метатеффридов с пропластками углистых сланцев, фтанитов и карбонатов. В направлении к Булунда-Витимскому междуречью, гипсометрически, структурно и стратиграфически выше по разрезу, эта толща постепенно обогащается пропластками альбитофиров, кварцевых альбитофиров и их туфов, а граувакки сменяются олигомиктовыми или существенно кварцевыми песчаниками (см. рис. 3).

В среднем течении рек Булунда и Самокут близкие по составу разрезы выделяются в качестве нижекилянской свиты. Основные поля ее развития представлены толщами метаграувак и метатеффридов, прослоенных углистыми (углеродистыми) сланцами и карбонатными толщами булундинской свиты, разрезы нижекилянской свиты обогащаются линзами кислых вулканитов, продуктов их переотложения, а также лахаровыми и обычными конгломератами, сопровождающими потоки кислых лав (см. рис. 3). Сходная картина наблюдается и в верхнем течении р. Самокут, где кислые вулканиты, продукты их переотложения и конгломераты насыщают разрез самокутской свиты вблизи контакта с карбонатами булундинской. В отличие от нижекилянской свиты самокутская содержит повышенные количества базальтовых лав, метатеффридов. По составу и количественным соотношениям слагающих ее пород она близка к разрезам верхнекилянской свиты (см. рис. 3). Как видно, разрезы самокутской, нижекилянской и верхнекилянской свит, являясь по составу вулканогенно-обломочными, характеризуются явно выраженной пространственной поляризованностью составов: одна часть разреза содержит преимущественно основные вулканиты и продукты их перемыва (пространственно более удаленные от карбонатных толщ булундинской свиты), другая часть обогащена кислыми вулканитами и продуктами их перемыва. Эти части разреза пространственно сближены с выходами карбонатов булундинской свиты. Здесь же располагаются спорадические линзы полимиктовых гравелитов и конгломератов, в которых присутствуют обломки основных и кислых вулканитов, ассоциирующих с ними обломочных и карбонатных пород. Основываясь на этих данных, можно думать, что помещение над разрезом булундинской свиты разреза нижекилянской, а выше — верхнекилянской свит [Салоп, 1964; Добржинская и др., 1983] является усложнением представлений о строении стратиграфического разреза; альтернативой служит версия корреляции, приведенная на рис. 3, которая удовлетворительно описывает все особенности строения разрезов этой территории.



Рис. 4. Структурно-геологическая схема Олоkitского сегмента в Байкало-Витимской системе рифтогенных трогов (по: [Балханов, 1971; Мануйлов, Зарубин, 1981; Риле, 1979; Салоп, 1964; Щобогоров, 1971])

1 — кайнозойские отложения; 2 — чехольные венд-нижекембрийские отложения; 3—9 — раннепротерозойские образования: 3 — гранито-гнейсы и гнейсо-граниты, 4 — дифференцированные ультрабазит-базитовые интрузии (ИД — Йоко-Довыренская, Н — Нюрундуханская, С — Слюдинская) на сателлиты, дайки, жилы, 5 — области распространения раннепротерозойских стратифицированных образований, подвергшихся синкinemатическому региональному метаморфизму от гранатовой до кнанист-ставролитовой фации, 6 — простираение слоистости в стратифицированных толщах, 7 — зоны кони и постседиментационных (по Г.В. Риле) наиболее высокоградиентных дифференциальных движений в структуре внутренней части Олоkitского прогиба, 8 — то же, под чехольными толщами, 9 — раннепротерозойские осадочные и вулканогенные образования; 10 — направление движения масс во время раннепротерозойской складчатости, метаморфизма и гранитизации; 11 — участок исследований.

Кристаллические массивы: СБ — Северо-Байкальский, КМ — Кичеро-Мамский, обрамляющие Олоkitский прогиб со структурно-фаціальными подзонами: ОА — Ондокско-Абчадской; IX — Тыйско-Холоднинской

Эта зона окаймляет с севера и востока Каралонскую и объединяет полосу стратифицированных толщ шириной 10—30 км, которая обнажена между существенно вулканогенными разрезами Каралонской зоны и поясом гранито-гнейсов, составляющим естественную границу между Средневитимским сектором Байкало-Витимского рифтогенного пояса и расположенными севернее и восточнее Патомской и Кодаро-Удоканской структурно-фациальными зонами перикратонной области.

Толщи, обнаженные в пределах Делюн-Уранской зоны, Л.И. Салоп [1964] включал в состав ниже- и верхнепротерозойских образований. Материалы исследований геологии этой зоны рассматривались в работах В.Т. Григорьева, А.П. Косинова, И.А. Охотникова, Ю.К. Варзалова, Г.К. Еникеева, Г.А. Кондратьева, Б.В. Шергина, А.Н. Протороченок, Б.И. Дорожкова, Г.Л. Митрофанова, И.А. Томбасова, В.С. Федоровского, Н.Н. Лаврович и др. Обобщение этих материалов на основе полевых наблюдательных данных показало, что разрезы стратифицированных образований из разных частей зоны уверенно коррелируются между собой путем прямого прослеживания маркирующих толщ; в связи с этим слагающие ее образования являются близкоодновременными и характеризуют единый структурно-формационный комплекс отложений.

Восточнее Каралонской зоны (верхнее—среднее течение р. Таллая и до междуречья Таллаи, Куды Малой), а также севернее ее (верховья р. Гукит, ручей Шумный) в полосе выходов, непосредственно примыкающих к каралонским разрезам вулканитов, разрезы в нижней своей части сложены плагиоклаз-хлоритовыми или плагиоклаз-актинолитовыми (часто с биотитом и(или) гранатом) сланцами по базальтовым вулканитам, аналогичным распространенным в Каралонской зоне. Толщи такого состава надстраиваются вверх зеленоцветными метатерригенными и метатеффридными сланцами плагиоклаз-кварцевого или существенно кварцевого состава с пропластками кварцитов, карбонатов, углеродистых сланцев и редкими пачками метариолитов. Последние, как правило, сопровождаются линзами полимиктовых грубосортированных конгломератов. На междуречье Падры, Гукита и Дагалдына эта толща, известная как шумнинская свита и представляющая собой кислые теффонды и продукты их перемыва, непосредственно наращивает к западу и северо-западу поля кислых вулканитов верхней части каралонской серии и, являясь их латеральным продолжением, представляет их фациальный аналог. Здесь, как и в Северо-Муйской зоне, пачки кислых вулканитов также вместе с конгломератами располагаются в верхней части разрезов, вблизи контакта с карбонатной толщей усть-уряхской (чаянградской) свиты (см. рис. 3).

На северо-западном фланге Делюн-Уранской зоны (междуречье Гукита и Джелагуна) и в ее центральной части (нижнее течение р. Урях) карбонатные толщи усть-уряхской (чаянградской) свиты подстилаются толщей с флишоидным переслаиванием существенно кварцевых и кварцитовидных песчаников, углеродистых сланцев и карбонатов, прослоенных пачками кислых метатеффридов и продуктов их перемыва (см. рис. 3). В верховьях р. Гукит эти образования известны как черносланцевая свита [Салоп, 1964], а на правобережье р. Витим — как уряхская [Федоровский, 1985; Добржинская и др., 1983].

В бассейне рек Куикты и Чаянро карбонатные толщи усть-уряхской (чаянградской) свиты подстилаются таким же разрезом с пропластками кварцево-углеродистых и углеродистых сланцев (джелагунская свита по: [Еникеев, 1983]). Этот разрез, в свою очередь, подстилается кварцитами с глиноземистыми сланцами даннинской свиты (по: [Федоровский, 1985] — аналогу пурпольской свиты — маркера в размерах нижнего протерозоя Патомского нагорья (см. рис. 3).

Как видно на рис. 3, различающиеся типы разрезов Делюн-Уранской зоны

достаточно уверенно коррелируют между собой по нескольким элементам: общей для всех типов разрезов верхней карбонатной усть-уряхской свите, которая связана с подстилающими отложениями постепенными переходами во всех частях Делюн-Уранской зоны; в подстилающем уряхском горизонте — по углеродистым сланцам, кварцитам, а также кислым вулканитам и(или) продуктам их переотложения; по характерной даннинской свите высокоглиноземистых пород, подстилающей отложения уряхского горизонта в гукитско-уряхских и в куиктинско-чаянгринских разрезах. Двучленным строением разрезов обладают также толщи каралонской свиты уряхского горизонта в шумнинских и таллаинских разрезах (см. рис. 3).

Обладея общими коррелирующими компонентами, разрезы Делюн-Уранской зоны заметно различаются. Для шумнинско-таллаинских разрезов, непосредственно примыкающих к разрезам Каралонской зоны, характерен туфогенно-темносланцевый состав. На удалении от области наибольшей вулканической активности (каралонской зоны) шумнинско-таллаинские разрезы сменяются турбидитно-флишоидными со значительной примесью сланцево-карбонатных пачек и существенно кварцевых аренитов (гукитско-уряхские разрезы). Наиболее удаленные от вулканической области чаянгринские разрезы обогащены кварцевыми аренитами.

Принятая система корреляции разрезов Северо-Муйской, Каралонской и Делюн-Уранской зон отражает палеотектоническую зональность размещения структурно-формационных зон. По обе стороны от области с наибольшей магматической активностью (каралонская зона) и непосредственно примыкая к ней, располагаются области карбонатно-сланцево-турбидитного осадконакопления. С севера и востока вся эта зона окаймляется областью накопления пляжевых аренитов (Чаянгринская подзона). К западу от Северо-Муйской зоны с туфогенно-сланцевым наполнением располагается Киянская зона, в которой проявилась повышенная магматическая активность, подобно Каралонской [Салоп, 1964]. Западный борт Киянской зоны почти полностью размыт раннепалеозойскими гранитоидами таннуольско-баргузинского комплекса.

Особенности структуры выражены тем, что наибольшее количество магматитов сосредоточено в ее прибортовых частях, а в центральной части Северо-Муйской зоны располагалась область наибольшего прогибания и накопления вулканогенно-сланцево-карбонатных разрезов витимской серии.

Парагенезы осадочных и ультрабазит-базитовых формаций и их структурное положение

В районе обособливаются две такие ассоциации. Одна из них включает довольно широкую гамму габброидов и ультрабазитов, слагающих дифференцированные интрузивные массивы среди толщ муйского комплекса Каралонской зоны. Отдельные и небольшие по размерам дайки и жилы габброидов этой ассоциации прорывают покровы базальтов в переслаивании с вулканогенно-терригенными и карбонатно-терригенными формациями Северо-Муйской и Делюн-Уранской зон и подвержены вместе с ними одноактному зональному метаморфизму. Другая ассоциация — дунит-гарцбургитовая — слагает тектонические блоки вдоль разрывных нарушений, где часто преобразована в серпентиниты и талькиты.

Дифференцированные интрузии

Из рис. 1, 2 видно, что от северной части Каралонской зоны к южной стратифицированные образования муйской серии с изолированными и небольшими телами гранитоидов и габброидов сменяются широкими полями гнейсированных и магматизированных метавулканитов, тоналит-мигматитов, тоналитов и габброидов. В южной части они сменяются резко преобладающими полями габброидов.

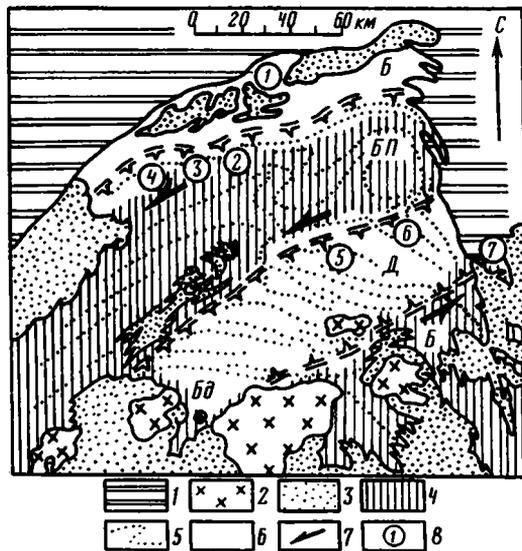


Рис. 5. Структурно-геологическая схема раннепротерозойского Патомского прогиба (по: [Кориковский, В.С. Федоровский, 1980]).

1 — рифейско-фанерозойский чехольный комплекс осадков; 2 — палеозойские(?) гранитоиды тельмамского и конкудеро-мамаканского комплекса (объединенные); 3—6 — позднеархейско-раннепротерозойские образования; 3 — синкинематические гранитоиды и гранито-гнейсы Патомского комплекса, 4 — области синкинематического регионального метаморфизма от гранатовой до кианит-ставролитовой фаций, 5 — оси складок Г₁, 6 — стратифицированные толщи; 7 — направление движения масс во время раннепротерозойского метаморфизма и гранитизации; 8 — положение характерных разрезов

Части прогиба: Б — борта прогиба; БП — бортовое плечо; Д — присосевая часть прогиба; Бд — г. Бодайбо

В этой последовательности размещения различных комплексов пород отражается переход ко все более глубоким горизонтам основания Каралонской зоны. Общий рисунок соединяющихся габброидных тел, простирающихся их удлинений, а также форма провисов кровли, разделяющих эти интрузии, — все отчетливо показывает, что в южном, наиболее глубоком из доступных наблюдению срезов основания Каралонской зоны ее структура представляет собой систему блоков гнейсированных и мигматизированных метабазитов (аповулканитовых?), разделенных системой (сеткой) габброидных интрузий (см. рис. 2), в которые явления магматизации не продолжают.

Связанные с зонами мигматизации плагиограниты встречаются в районе в двух структурных обстановках: среди вулканитов северной части зоны как фидерные жилы или центральные части экструзий риолитов и риолит-порфиритов и в тесной пространственной связи с телами габброидов в Каралонской зоне, особенно в ее средней и южной частях, где или слагают жилы, штокверки и штоки среди габброидов краевой фации, или образуют прерывистые обособления на границе габброидов краевой и внутренней групп, или в виде гранофирового интеркумулюсного материала обогащают некоторые участки габброидов внутренней группы вблизи с габброидами внешней краевой оболочки. Образования всех трех видов связаны непосредственно между собой и с фидерными жилами или экструзиями.

В структуре фундамента на юге Каралонской зоны разобщенные тела габброидных интрузий формируют рисунок сетки, разделяющей блоки гнейсированных и мигматизированных метабазитовых сланцев и бластомилонитов. Преобладающим является северо-западное простираение обнаженных контактов габбро-

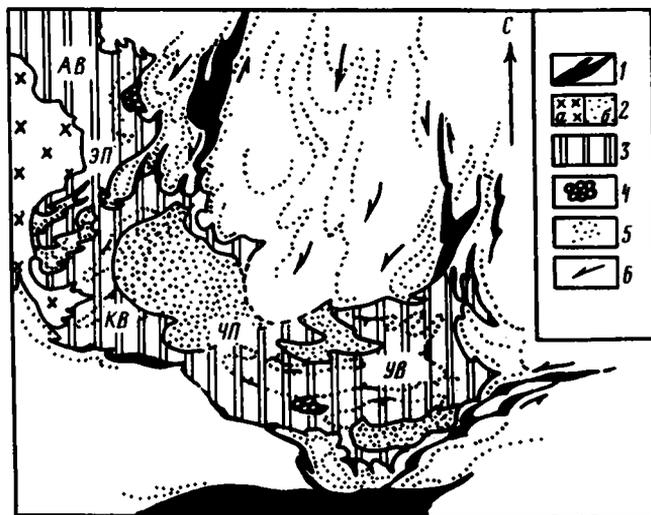


Рис. 6. Структурно-геологическая схема раннепротерозойского Кодаро-Удоканского прогиба (по: [Федоровский, 1972]).

1 — структуры с осадочным и вулканоплутоническим выполнением трогового комплекса; 2 — палеозойские (?) диориты, сиениты, нефелиновые сиениты (а) и раннепротерозойские граниты, гранодиориты Чуйско-Кодарского комплекса (б); 3 — Кодаро-Удоканский прогиб в современных контурах; 4 — ультрабазит-базитовые дифференцированные интрузии; 5 — простирание слоистости и метаморфической полосчатости пород; 6 — направление движения масс в период раннепротерозойской синклизматической гранитизации и метаморфизма

Впадины: АВ — Амалыкская, КВ — Кодарская, УВ — Удоканская. Поднятия: ЭП — Эльгерское, ЧП — Чарское

идных интрузий, согласно с простиранием оси Каралонской зоны, подчиненным — северо-восточное. В разрезах левого берега р. Витим, ниже устья р. Каралон, рои перемежающихся даек диабазов и порфиритов, переходящих в покровы подушечных лав из нижней части разреза каралонской серии, имеют северо-западное простирание и крутые падения. Коленчатая или четковидная формы даек и жил имеют рисунок, характерный для раскрытия стенок в условиях левого сдвига.

Севернее, в русле р. Витим, выше устья р. Верхний Урах, среди поля основных и кислых метавулканитов с хорошо сохранившейся первичной структурой выделяется зона альбит-хлорит-актинолитовых полосчатых blastsомилонитов. Полосчатость очерчивает асимметричные складки течения с вертикальными шарнирами, осевые плоскости которых имеют здесь субширотное простирание. Рисунок складок также отражает их формирование в условиях левого сдвига. Сланцы, смятые таким образом, прорваны крутопадающим субмеридиональным телом массивных габброидов (массив Островной, см. рис. 1), структурами флазер-габбро в эндоконтактах и конформно вытянутыми шлирами апопироксенитовых горнблендитов в центральной части. Южный контакт тела габброидов рассекается дайкой диабазовых афиритов, а та, в свою очередь, жилой мусковитового плаггиогранит-порфира, форма которой также характеризует формирование в условиях левого сдвига.

В южной части Каралонской зоны, на ручье Акутский Каменный, массивные и однородные афиритовые диабазы краевой фации габброидного массива Якутский (см. рис. 1) гипсометрически выше переходят в рой даек и жил афиритов, порфиритов нескольких поколений и еще выше по склону — в разрез прижеловых фаций вулканитов.

Из перечисленных наблюдений складывается представление о динамике становления габброидных интрузий в Каралонской зоне: внедрение интрузии габброидов и накопление вулканитов — явления синхронные; раскрытие магмопродводящих и магмовмещающих полостей происходило в условиях сдвигов — дифференцированных латеральных движений коровой оболочки.

Петрохимические особенности валового состава магматических пород каралонской серии отражены на рис. 5, 6. Они показывают четкую поляризованность состава магматитов, принадлежащих к контрастной серии выплавок [Савельев, 1983].

Из сказанного и данных о формировании структуры региона в кинематической системе сдвига следует: в период рифтообразования и накопления у поверхности толентовых выплавок в виде массивов дифференцированных интрузий, даек и лав подошва коры располагалась не глубже 20—25 км; в период рифтообразования активные и "быстрые" дифференцированные движения имели латеральную направленность и охватывали коровую оболочку и прилегающий слой верхней мантии.

Протрузии ультрабазитов

Эти протрузии слагают массив, обнаженный на Парамском пороге р. Витим (массив Парамский на рис. 1, 2), длиной около 20 км и шириной до 5 км. Массив структурно приурочен к зоне субмеридиональных крутопадающих сбросо-сдвигов и сложен аподунитовыми и главным образом апогарцбургитовыми серпентинитами [Грудинин, 1979; Добржинская, 1981]. По данным наземных съемок и гравиметрических измерений, массив является бескорневым телом (20×5×2 км) клиновидной формы, обращенным острием к северу. Западное и восточное ограничения круто наклонены к востоку, а тыловая часть клина — к югу. Серией разрывов, параллельных оси, массив рассечен на несколько пластин, расклиненных блоками вмещающих пород. Наиболее западная из этих пластин более всего смещена к северу, а самая восточная — к югу. По периферии и вдоль пересекающих разрывов массив сложен черными гамма-хризотиловыми серпентинитовыми и тальк-серпентинитовыми blastsомилонитами. Вдоль западного контакта массива известны небольшие тела нефрита в контакте серпентинитов с вмещающими metabазальтами. В центральной части массив сложен тальк-антигоритовыми апогарцбургитовыми породами (регенерированный оливин+антигорит+тальк-баститовые псевдоморфозы по энстатиту+реликтовый хромшпинелид с магнетитовой оторочкой) и регенерированными дунитами (оливин+антигорит+хромшпинелид). По отношению к минеральным парагенезисам этих пород гамма-хризотиловая серпентинизация с магнетитом является наложенной.

Тальк-баститовые псевдоморфозы по энстатиту образуют в породе полосчатые или согласные с ними линзовидные скопления мощностью до 20 см. С полосами сгущения псевдоморфоз по энстатиту чередуются полосы, обедненные ими и соответствующие по составу дуниту или энстатитовому дуниту. Ориентировка полосчатости субширотная с крутыми (60—80°) южными падениями.

Некоторые обособления дунита круто пересекают реликтовую полосчатость гарцбургитов и имеют субмеридиональные простирания и субвертикальные падения. Таким же образом ориентированы кливажные трещины, вдоль которых развиваются агрегаты антигорита. По минеральным ассоциациям с антигоритом вдоль трещин, разрывных зон внутри массива и в его периферии развита гамма-хризотиловая серпентинизация с магнетитом, тальк-серпентинитовые, тальк-карбонатные и тальк-карбонат-хлорит-актинолитовые породы. Система разрывов, вмещающих сам массив и сопровождающие его фрагменты, рассекает толщу переслаивающихся metabазальтов, базальтовых метатейффоидов и тефротурбидитов с пропластками фтанитов, пестрых кремней и карбонатов верхнекилянской

свиты в области ее фациального перехода к вулканогенной толще каралонской серии. Толщи метаморфизованы до уровня биотит-гранатовой зоны зеленосланцевой фации. Наблюдаемое тектоническое совмещение пород такого состава послужило основанием для отнесения их к офиолитовой ассоциации [Добржинская, 1981; Добрецов, 1982], что с точки зрения современного понимания этого термина [Колман, 1970; Савельев, 1983] не является бесспорным.

Детрит альпийских ультрабазитов не известен в отложениях падринской серии нижнего протерозоя, но обильно представлен в базальных конгломератах рифейско(?)-нижнекембрийских чехольных отложений. Это дает основание думать, что в зону эрозии эти породы были выведены в послераннепротерозойское время.

Итак, в качестве основных данных, касающихся условий становления дифференцированных ультрабазит-габброидных интрузий в Средневитимском секторе, следует выделить следующие: появление в структуре верхней коры дифференцированных габброидных интрузий и сопряженных с ними базальтоидных вулканических серий тесно связано с погружением поверхности осадконакопления под уровень моря и с образованием впадины; образование впадины, внедрение в кору базальтоидных расплавов тесно связано с развитием комагматических и конседиментационных сдвиговых деформаций, характеризующих условия сдвиговых дифференцированных латеральных движений; принадлежность магматитов к толентовой группе расплавов и невысокая степень их фракционированности отражают высокое положение мантии, активизированной в отношении магмогенерации, и быструю эвакуацию магматических расплавов из области магмогенерации; множественность поколений лавоподводящих фидеров и сетчатая форма внедрения габброидов в фундаменте Каралонской зоны характеризуют такую динамическую ситуацию, при которой магмоподводящие каналы в условиях сдвиговых движений довольно быстро возникали и вырождались, сменяясь новыми.

Протрузивное тело альпийских серпентинитов Парамского массива представляет собой тектонический фрагмент верхнемантийных периодитовых тектонитов, испытавших, по-видимому, достаточно высокую степень обеднения (деплеции) базальтоидным веществом. Появлению его на уровне преднижнекембрийского разрыва предшествовал коровый метаморфизм с преобразованием безводной ортопироксен-оливиновой минеральной ассоциации в ассоциацию тальк-бастит-ангигорит-оливинового состава, изофаціальную по уровню метаморфизма метаморфическим преобразованиям вмещающих вулканитов Каралонской и клянкой серий. Поскольку метаморфизм такого рода в истории района проявился только на раннепротерозойском этапе эволюции, наиболее обоснованным будет представление о том, что на этом этапе гарцбургиты верхней мантии в каком-то объеме уже были вовлечены в структуру земной коры района и, стало быть, могли являться частью разреза офиолитовой ассоциации. Вместе с тем отсутствие в массиве каких-либо других членов этой ассоциации, появление массива в структуре на рифейском (послепадринском) этапе ее эволюции — все это заставляет сомневаться в принадлежности гипербазитов массива к офиолитам и допускать в качестве альтернативы его принадлежности к рифейско-раннепалеозойским (салаирским?) протрузиям.

ЗАПАДНО-ПРИБАЙКАЛЬСКИЙ РАЙОН

Этот сегмент характеризует западный фланг Байкало-Витимской рифтогенной системы и вскрывается в разрезах Приморского и Байкальского хребтов.

В Приморском и Байкальском хребтах стратифицированные образования сарминской серии располагаются в структуре между блоками реоморфизованных гранулитовых кристаллосланцев, относимых к архею (Приморский хребет и мыс Калтыгей на озере Байкал), прорваны микроклин-плагноклазовыми и амфиболо-

выми-пироксеновыми гранитоидами с возрастом соответственно 1910 ± 30 [Бибикова и др., 1981] и 2030 ± 60 млн лет [Срывцев и др., 1980] и, как показано В.Д. Мацем и А.А. Бухаровым, а также С.П. Кориковским, В.С. Федоровским и А.И. Сезько, перекрываются со стратиграфическим и метаморфическим несогласием толщами акитканской серии с возрастом 1630 ± 40 — 1700 ± 100 млн лет [Федоровский, 1985].

По этим данным, разрез сарминской серии сложен вулканогенно-терригенными толщами, разделенными по составу на две свиты: иликтинскую (нижнюю) и анайскую (верхнюю). Обе свиты связаны постепенными переходами. Иликтинская свита объединяет толщи метагравелитов, метапесчаников и сланцев с переменными количествами покровов метадиабазов и метадацитов. Стратиграфически верхняя граница свиты проводится по маркирующему пласту мраморов. Разрез анайской свиты начинается с толщи кварцевых, реже кварц-полевошпатовых песчаников, прослоенных серицит-хлоритовыми сланцами, покровами метабазальтов, метадацитов и линзами кварцитов. Выше ее сменяет толща хлоритоид-серицит-пироксилитовых, хлоритоид-серицитовых, часто углеродистых сланцев с прослоями кварцитов и метадиабазов. Завершается разрез свиты толщей существенно кварцитового состава с покровами метадиабазов. Мощность свиты предполагается 1800—2000 м.

По фациальному составу и формационному набору пород толщи сарминской серии этого района близки к таковым в гукитско-джелагунских разрезах делюнуранской серии Средневитимского сегмента (см. рис. 3). В структуре Западно-Прибайкальского сегмента толщи сарминской серии характеризуют наиболее северные, периферические разрезы Байкало-Витимской рифтогенной системы и, по-видимому, соответствуют ее прибортовой части. Толщи сарминской серии смяты в систему линейных эшелонированных складок с северо-западной вергентностью и сформированы в системе левого сдвига. Деформированные таким образом толщи прорваны преакитканскими гранитами (см. выше) и охвачены единым ореолом зонального метаморфизма силлиманит-кианитового типа.

ОЛОКИТСКИЙ РАЙОН

В Байкало-Витимской рифтогенной системе трогов Олоkitский сегмент расположен между Западно-Прибайкальским и Средневитимским.

В рассматриваемой западной части (см. рис. 4) сегмент в течение продолжительного времени изучается многими геологами, данные которых обобщались в сводках Л.И. Салопа, П.Б. Дедюхина и Ф.Г. Райфа, В.В. Болханова и др., наиболее полная сводка принадлежит М.М. Мануйловой и В.В. Зарубину [1981], после которой материалы по Олоkitскому сегменту публиковались рядом авторов.

В структуре Олоkitского сегмента выделяются три основные зоны. Центральная — Олоkitский прогиб, который ограничен с северо-запада Абчадской, а с юго-востока Чуя-Холоднинской зонами разломов и выполнен слабо метаморфизованными стратифицированными толщами. Прогиб ограничен с северо-запада Северо-Байкальским (Байкало-Витимским, Чуйским, Кутимским), а с юго-востока Кичеро-Мамским (Байкало-Мамским, Кичерским) поднятиями (зонами), где вскрываются вулканогенные и осадочные образования, метаморфизованные в высокоградиентных зональных ареалах кианит-силлиманитового типа.

В разрезе Олоkitского сегмента традиционно выделяются два структурно-формационных комплекса. Верхний, чехольный, холоднинский сложен породами терригенно-карбонатного состава с базальными конгломератами в основании и имеет вендско-нижнекембрийский возраст отложений, не испытавших метаморфических преобразований. Нижний, подстилающий, представлен осадочными и вулканогенными образованиями различной степени метаморфизма — от амфиболитовой до зеленосланцевой включительно. Возраст нижнего, подхолоднинского

комплекса образований рассматривается многими исследователями как полихронный — архейско-протерозойский. Вместе с тем единогодущия в более точном определении возраста толщ не существует. Так, в Северо-Байкальском поднятии, по данным Т.В. Кольцовой (ИГГД АН СССР), К—Аг-метод датирует амфиболиты из низов подхолоднинского комплекса (чуйская или укучиктинская свита) по плагноклазу возрастом 3170 ± 100 , по амфиболу и биотиту соответственно 1010 ± 40 и 1200 ± 30 млн лет, а по амфиболу из гранито-гнейсов того же метаморфического ореола — 3460 ± 70 и 3020 ± 100 млн лет. По данным В.М. Терентьева с соавторами [1973], Рb—Рb-метод датирует бластмилониты из того же поднятия по $\text{Rb}^{207/206}$ — 2360 ± 1000 , по $\text{Rb}^{206/238}$ — 2660 ± 160 , по $\text{Rb}^{207/235}$ — 2030 ± 180 и по $\text{Rb}^{208/235}$ — 5000 млн лет. Постметаморфические амфиболовые и пироксеновые граниты, аналогичные гранитам татарниковского, а также граниты распространенного здесь ирельского комплексов по Рb—U-методу [Срывцев и др., 1980] имеют соответственно возраст 2030 ± 60 и 1700 ± 100 млн лет, а возраст пегматитов, связанных с синкинематическими зональными ореолами метаморфизма в соседнем Мамском районе и на его продолжении в Северо-Байкальском поднятии составляет 1800 — 1900 млн лет [Соколов и др., 1983]. Гранитоиды в зоне Абчадского шва Рb—U-методом датируются 1560 ± 80 млн лет [Мануйлова, Зарубин, 1981].

Л.И. Салоп [1964, 1967], М.М. Мануйлова, В.В. Зарубин [1981] и В.С. Федоровский [1985] обращают внимание на близость формационного состава толщ делюн-уранской серии Средневитимского сегмента и тех, что выполняют Олоkitский прогиб. В.С. Федоровский [1985], анализируя данные М.М. Мануйловой, В.В. Зарубина, а также Г.В. Риле [1980, 1982], указывает на то, что толща высокоглиноземистых пород и кварцитов, слагающих среднюю часть разреза Олоkitского прогиба (олоkitская серия) прямым картированием прослеживается от северного борта прогиба через мамский район (в виде чукчинской свиты) в Патомское нагорье, где соединяется напрямую с пурпольской свитой низов позднеархейско-раннепротерозойского разреза. Этими и многими другими исследователями постоянно подчеркивается, что зональные ореолы метаморфизма, проявленного в поднятиях по обе стороны от Олоkitского прогиба, простираются и в глубь его, пересекая своими изоградами границы стратифицированных толщ. Возраст мусковитовой изограды, определенный М.М. Мануйловой и В.В. Зарубиным [1981] К—Аг-методом в северо-западном крыле прогиба составляет 450 ± 25 , а в юго-восточном — 600 ± 50 млн лет. Среди образований Олоkitского прогиба возраст верхов разреза (сыннырская и асектомурская свиты) определяется соответственно К—Аг-методом 730 — 789 млн лет [Геохронология..., 1968]. Вместе с тем возраст гранитоидов, прорывающих среднюю часть разреза Олоkitского прогиба (олоkitская серия), составляет, по данным изохронных определений, около 1902 млн лет [Соколов и др., 1983]. Следовательно, синкинематический метаморфиз толщ в Олоkitском сегменте наиболее мощно проявился в виде обширных, зональных ореолов на рубеже нижнего—верхнего протерозоя. Судя по изотопным данным, другие слабо проявленные вспышки термально-тектонической активности приходятся на рифейский и вендскораннепалеозойский интервалы структурного развития сегмента. Из этих же данных следует и то, что возраст подхолоднинских толщ, выполняющих Олоkitский прогиб, является не моложе чем раннепротерозойский, т.е. такой, каким и считал его Л.И. Салоп [1964].

В разрезе докембрийских отложений Олоkitского сегмента всеми исследователями выделяются две части. Нижняя часть, вулканогенная, вскрыта в пределах Северо-Байкальского и Кичеро-Мамского поднятий, где выделяется соответственно в качестве укучиктинской и нюрундуканской свит [Мануйлова, Зарубин, 1981]. Она представлена гнейсовыми толщами метавулканитов (лав, теф-

фroidов) основного и кислого состава, переотложенных вулканомиктовых метапесчаников с пачками карбонатов. Вскрытая мощность этой части разреза по разным оценкам варьирует в пределах 1—3 км.

Верхняя часть разреза, выполняющая собственно Олоkitский прогиб, сложена в основном терригенными отложениями с подчиненным количеством базальтовых вулканитов. Терригенные отложения представлены в основном (углеродистосланцевыми и кварцево-слюдистыми аренитовыми фациями с пачками доломитов и известняков (иногда водорослевых), часто с хорошо выраженным флишоидным переслаиванием. Базальтоидные вулканиты располагаются среди терригенных пород на двух уровнях. Верхний из них (сыннырская или иняптукская свита с мощностью более 1 км) завершает разрез докембрийских отложений Олоkitского прогиба и перекрывается базальными конгломератами холоднинской свиты. В его составе преобладают многоярусные покровы базальтовых лав, лавобрекчий, шлаков с обильными миндалинами, а также присутствует в переменном количестве пирокластита. Нижний уровень вулканитов — тыйская свита (с мощностью 1—2,5 км) располагается ближе к низам терригенной части разреза. Среди вулканитов преобладают метадиабазы и плагиоклазовые метапорфириты, их теффраиды с пачками карбонатов и силицитов. Местами с ними ассоциируют риолиты с пачками кварцевых гравелитов и конгломератов. Существенной чертой этой части разреза, важной для его корреляции с разрезами других районов, является характерная ассоциация вулканитов с терригенными толщами повышенной глиноземистости: глиноземистыми аренитами (до 15% Al_2O_3), углеродистыми и глинистыми сиаллитами (до 13—16% Al_2O_3) с кианитом, силлиманитом, хлоритоидом и гранатом. Общая мощность верхней части разреза, выполняющей собственно Олоkitский прогиб, 8—9 км. Как видно по фациальному набору отложений, эта часть разреза Олоkitского прогиба хорошо сопоставляется с джелагунскими и таллаинскими разрезами делюн-уранской серии Средневитимского сегмента, что подчеркивается в сводках Л.И. Салопа [1964, 1967] и В.С. Федоровского [1985].

Структурные особенности Олоkitского сегмента. Характеризуются двумя группами наблюдений. Первая включает наблюдения по пространственному размещению фаций в верхней части разреза Олоkitского прогиба. Все исследователи района отмечают, что фациальный состав толщ, расположенных по обе стороны от оси прогиба, маркируемой Йоко-Довыренским массивом, заметно различается. Различие вызвано тем, что в юго-восточной (Тыйско-Холоднинской) части прогиба разрез обогащен углеродистыми сланцами и карбонатными пачками сравнительно с северо-западной (Ондоксско-Абчадской). Вулканиты верхнего сыннырского уровня распространены только в первой и отсутствуют во второй. Г.В. Риле [1979] подчеркивает это обстоятельство и указывает, что в разрезах приосевой части прогиба, разделяющей его Ондоксско-Абчадскую и Тыйско-Холоднинскую части, терригенные отложения содержат частые пачки пуддингов с кварцевой галькой и гравием. Очевидно, что такое различие вызвано существованием конседиментационного шва в фундаменте, влиявшего на условия осадконакопления по обе стороны от него и над ним. Отчетливо этот шов маркируется Йоко-Довыренским массивом и приразломной мульдой холоднинских отложений, перекрывающих с размывом этот массив.

Вдоль юго-восточного борта прогиба, по границе его с Кичеро-Мамским поднятием, располагается группа ультрабазит-базитовых массивов (Кивелевский, Слюдинский, Душкачанский, Ньюнудуканский, Яршинская группа, Чайский). Они маркируют зону разрывов, к которой приурочена и приразломная мульда холоднинских отложений, перекрывающих нижележащие со стратиграфическим несогласием и базальными конгломератами. Помимо ультрабазит-базитовых массивов, с обоими швами пространственно ассоциируются в разрезе Олоkit-

ского прогиба наибольшие мощности и площади распространения основных вулканитов.

Другая группа наблюдений относится к структурному рисунку докембрийский образований Олокинского сегмента. Отчетливо выраженное структурное и метаморфические несогласия между нижнепротерозойской и кембрийской частями его разреза позволяют оценивать кинематические особенности формирования докембрийской структуры Олокинского сегмента, заключающиеся в следующем: развитие системы разломов связано с левым сдвигом; Слюдинский, Душкочанский, Ньюрундуканский, Яршинские, а также Йоко-Довыренский и сопровождающие его мелкие массивы-сателлиты ультрабазит-базитового состава образуют системы, расположенные в левом эшелоне один относительно другого; таким же расположением характеризуются складки с субгоризонтальными шарнирами, в которые смяты раннепротерозойские отложения, и рисунки тел гранитоидов и гранито-гнейсов в этих отложениях; все эти образования взаимосвязаны и входят в единый конформный рисунок деформаций систем левого сдвига (60—70°) северо-западной вергентностью.

Положение массивов ультрабазит-базитового состава в структуре Олокинского сегмента. Из приведенных выше данных является результатом соскладчатого или постскладчатого внедрения. Действительно, на примере Йоко-Довыренского массива и его сателлитов видно, что они прорывают толщи почти всего разреза, выполняющего Олокинский прогиб. Исключение, однако, составляют вулканиты верхнего (сыннырского) уровня, для полей которых характерно отсутствие прорывающих тел габброидов и наличие многих участков развития прижерловых вулканических фаций [Мануйлова, Зарубин, 1981]. Всеми исследователями отмечается также, что между прикровлевой частью этого массива (юго-восточный контакт) и полями развития сыннырских базальтовых покровов располагаются поля, насыщенные силлами, дайками и жилами габброидов, проникающими в сыннырские вулканиты не далее низов их разреза. Эти и другие наблюдения приводят к выводу о прямой связи между внедрением Йоко-Довыренского массива и излияниями вулканитов сыннырской свиты.

Базальтоиды нижнего (тыйского) и верхнего (сыннырского) уровней магматизма характеризуются примерно одинаковым исходным составом (т.е. близкими по глубине залегания очагами магмогенерации), но заметно различной степенью фракционирования расплавов: большей у тыйских и меньшей у сыннырских. Из того, что к моменту излияния сыннырских базальтоидов и внедрению Йоко-Довыренского массива фундамент Олокинского прогиба дополнительно погрузился не менее чем на 10 км, следует вывод о существенном сближении на этот период очагов магмогенерации и подошвы верхнеархейско-нижнепротерозойских отложений Олокинского прогиба (утонение фундамента коры).

Дифференциация фациального состава разреза в разных частях прогиба показывает, что такое сближение выразилось на конседиментационном этапе как вертикальными смещениями подошвы осадочной толщи, так и латеральными сдвигами. Последние обусловили проникновение к поверхности базальтовых расплавов и эшелонированное расположение массивов вдоль зон проницаемости.

То, что эшелонированное расположение доскладчатых интрузий, рисунок складчатости и конфигурация полей синкинематической гранитизации образованы в условиях левого сдвига, означает не только сохранение во времени и вертикальном разрезе коры единой направленности движения ее масс, но и принадлежность всех перечисленных явлений к единой последовательности событий.

ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ И ОЛЕКМО-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА

Многочисленные и различные геологические исследования этих структур обобщены в ряде сводок, из которых в первую очередь необходимо назвать работы Л.И. Сапола [1964, 1967], а также работы В.С. Федоровского [1972, 1985], и С.П. Кориковского, В.С. Федоровского [1980]. Работы В.С. Федоровского и С.П. Кориковского показали принадлежность обеих структур к позднеархейско-раннепротерозойским образованиям, перекрываемым рифейско-фанерозойским платформенным чехольным комплексом осадков патомской серии.

Патомское нагорье

Примыкает с северо-востока к Олоkitскому нагорью. Доверхнерифейская структура района организована таким образом (см. рис. 5, 6), что центральную часть занимает Патомский прогиб, который с северо-запада ограничен Тонодским, а с юго-востока — Лонгдорским, Верхнежуинским поднятиями, а также поднятиями в районе междуречья Левая Мама—Мамакан. Наиболее погруженные Бодайбинская и Чепикет-Жуинская части Патомского прогиба находятся непосредственно на простирании Олоkitского прогиба. С юго-востока эта наиболее погруженная часть прогиба соприкасается с системой поднятий юго-восточного ограничения (соответствующих Кичеро-Мамскому поднятию в Олоkitском сегменте) через Левомамско-Жуинскую шовную зону, которая напрямую надстраивает Чуя-Холоднинскую. С северо-запада наиболее погруженная часть прогиба ограничивается внутренними поднятиями Кропоткина, Чумаркойским и Чипикетским. Эти поднятия представляют в структуре прогиба внешний уступ Хайвергинского бортового плеча, тыловая, наиболее погруженная часть которого приурочена к склону Тонодского поднятия.

Юго-восточный склон внутренних поднятий прослеживается через Мамский район в Абчадскую зону разломов, а все Хайвергинское бортовое плечо по простиранию надстраивается Северо-Байкальским (Чуйским) поднятием. Нахождение в пределах Чуйского и Лонгдорского поднятий глубоко метаморфизированных кристаллосланцев, характерных для архейских комплексов, предполагает наличие среди них фрагментов фундамента, на котором закладывался позднеархейско-раннепротерозойский Патомский прогиб.

Стратифицированная толща, выполняющая Патомский прогиб. Рассматривается [Федоровский, 1985] в составе единой тонодско-бодайбинской серии верхнеархейско-нижнепротерозойских отложений главным образом терригенного состава и общей мощностью до 10—12 км. Описание разреза показывает, что по набору литофаций в его составе обособливаются три части.

Нижняя часть разреза (рис. 7) включает толщи ходоканской, пурпольской, медвежьей, хайвергинской, бугарихтинской и бодайбинской свит, в которых представлена большей частью кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчано-сланцевыми аренидами с прослоями многоярусных покровов базальтовых метавулканитов (в северо-западной, тыловой части Хайвергинского бортового плеча) и местами протяженными линзами углеродистых сланцев. В низах этой части разреза располагается региональная маркирующая толща пурпольской свиты, обогащенная осадочными метасиллидами с кианитом, ставролитом, хлоритоидом и гранатом. Для всей части разреза характерно ритмичное строение с чередованием метапсаммитовых и метапелитовых единиц и ассоциированность в разрезе вулканитов с метапелитовыми частями ритмов.

Средняя часть в составе божуихтинской, угаханской, хомолхинской, имнянской, аунакитской и вачской свит представлена ритмичным трехчленным чередованием песчано-сланцевых аренитов, карбонатов и, часто, углеродистых сланцев. Вулканиты в этой части разреза отсутствуют. В.С. Федоровский [1985] отме-

часть, что в разрезах Чипикет-Жуинской подзоны в этой части разреза снизу вверх и с северо-запада на юго-восток постепенно нарастает присутствие полимиктовых песчаников. Это и появление карбонатных единиц в ритмах осадконакопления отражает явное увеличение контрастности движений в прогибе и ограничивающих его поднятиях.

Верхняя часть разреза представлена анангрской свитой существенно полимиктовых и переотложенных кварцевых песчаников и характеризует последние из наблюдаемых стадий заполнения вырождающегося прогиба обломочным материалом с прилегающих поднятий. Как видно из разреза Лонгдорского поднятия (см. рис. 5), в его пределах сохранилась только нижняя и значительно сокращенная по объему часть низов разреза всей серии, тогда как вышележащие отложения эродированы. По составу и строению этот разрез очень близок к чаангринским разрезам Делюн-Уранской зоны в северном ограничении Средневитимского сегмента (см. рис. 3). В патомском и олокитском разрезах аналогичными являются литофации из нижней части разреза первого и, по существу, всего разреза второго.

Деформации позднеархейского—раннепротерозойского этапа в толщах Патомского прогиба. Надежно обособляются срезанием шарниров складок границами тел раннепротерозойских аллохтонных гранитоидов и конформностью структурам в зонах автохтонной синметаморфической гранитизации с раннепротерозойскими радиологическими датировками. С.П. Кориковский и В.С. Федоровский [1980] обращают вместе с тем внимание на то, что "площади с проявлением равномерного слабого метаморфизма... совпадают с территориями, для которых характерны простые линейные структуры, возникшие в результате одноактной деформации; вместе с тем площади с контрастно выраженным зональным метаморфизмом (биотитовая—силлиманитовая зоны. — А.С.) совпадают с территориями, на которых складчатая структура возникла в результате неоднократного наложения деформации" (с. 283).

Работами А.С. Флаасса, Л.Ф. Добржинецкой, А.Н. Неелова, С.Д. Шера, проводившимися в Патомском и соседнем Северо-Байкальском нагорьях, показано, что в зонах повышения метаморфизма увеличение многоактности деформаций сопровождалось переориентировкой простираний субгоризонтальных шарниров ранних поколений складок и появлением наложенных поколений складок с субвертикальными и наклонными шарнирами (см. рис. 5). Там же видно, что линии наиболее резкого изменения простираний шарниров: очерчивают внутреннюю и внешние границы Чипикет-Жуинской и Хайвергинской зон, имеют рисунок, характерный для левого сдвига, реализованного вдоль направления субпараллельного ограничению Патомского прогиба. Естественно полагать в связи с этим, что, как и в Олокитском, ритмичность седиментации в Патомском прогибе и консидиментационные излияния базальтоидов, требующие раскрытия магмоподводящих каналов, задавались дифференцированными латеральными движениями юго-западного направления, отраженными в ориентировке Патомского прогиба.

Кодаро-Удоканские хребты

Располагаются восточнее Средневитимского и протягиваются субпараллельно ему. От Средневитимского хребта Кодарский отгорожен Оронско-Таллаинской зоной позднеархейско-раннепротерозойской синкинематической системой гранитоидных куполов мамско-оронского комплекса, прорванных интрузиями диорит-сиенит-монцитового и лейкогранит-алюситового состава, палеозойского (?) возраста.

Центральная часть сегмента — Кодаро-Удоканский прогиб — имеет северо-западное простирание (см. рис. 6) и через узкую Амалыкскую впадину, разделяющую Верхнежуинское и Лонгдорское поднятия, соединяется под прямым

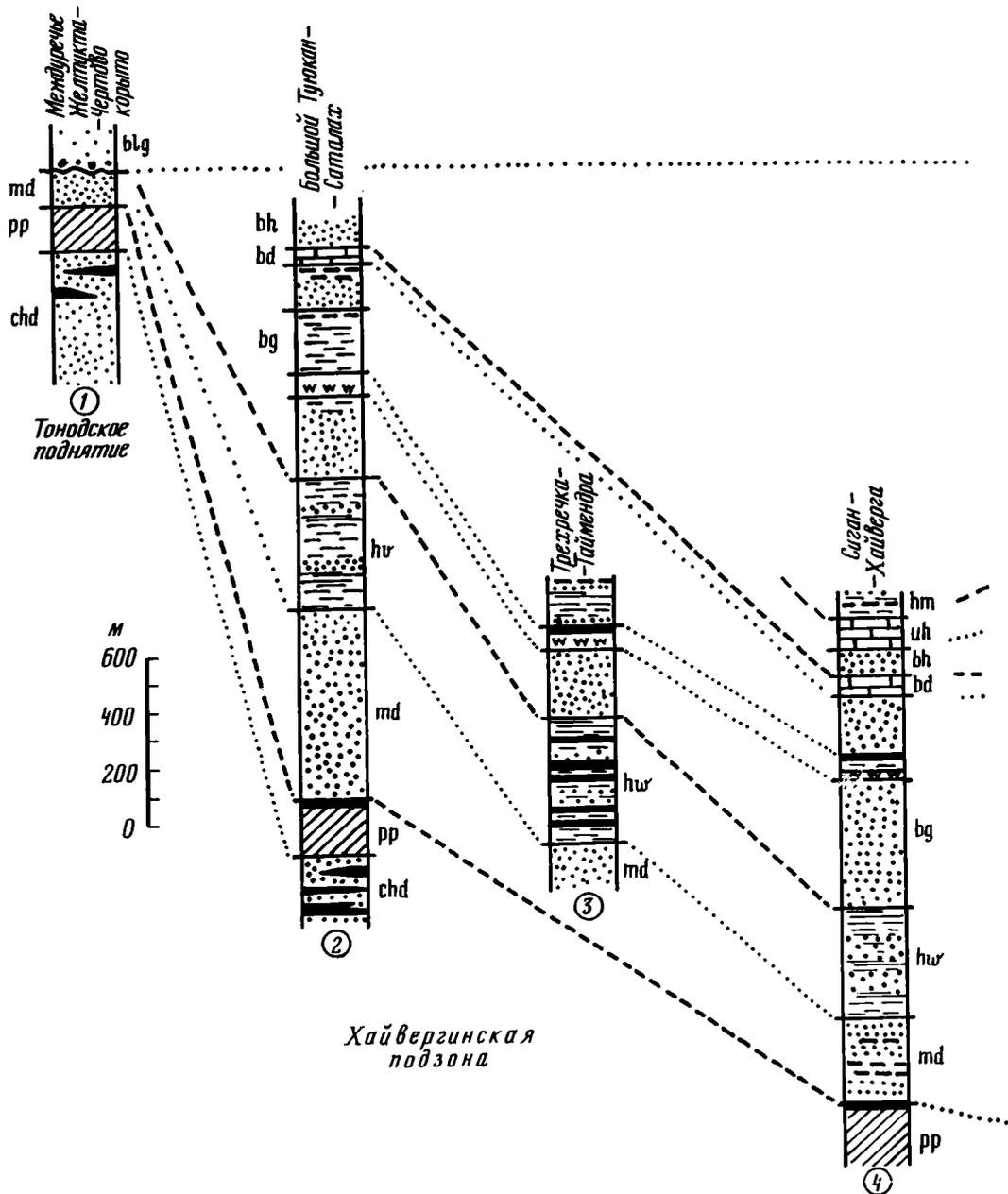
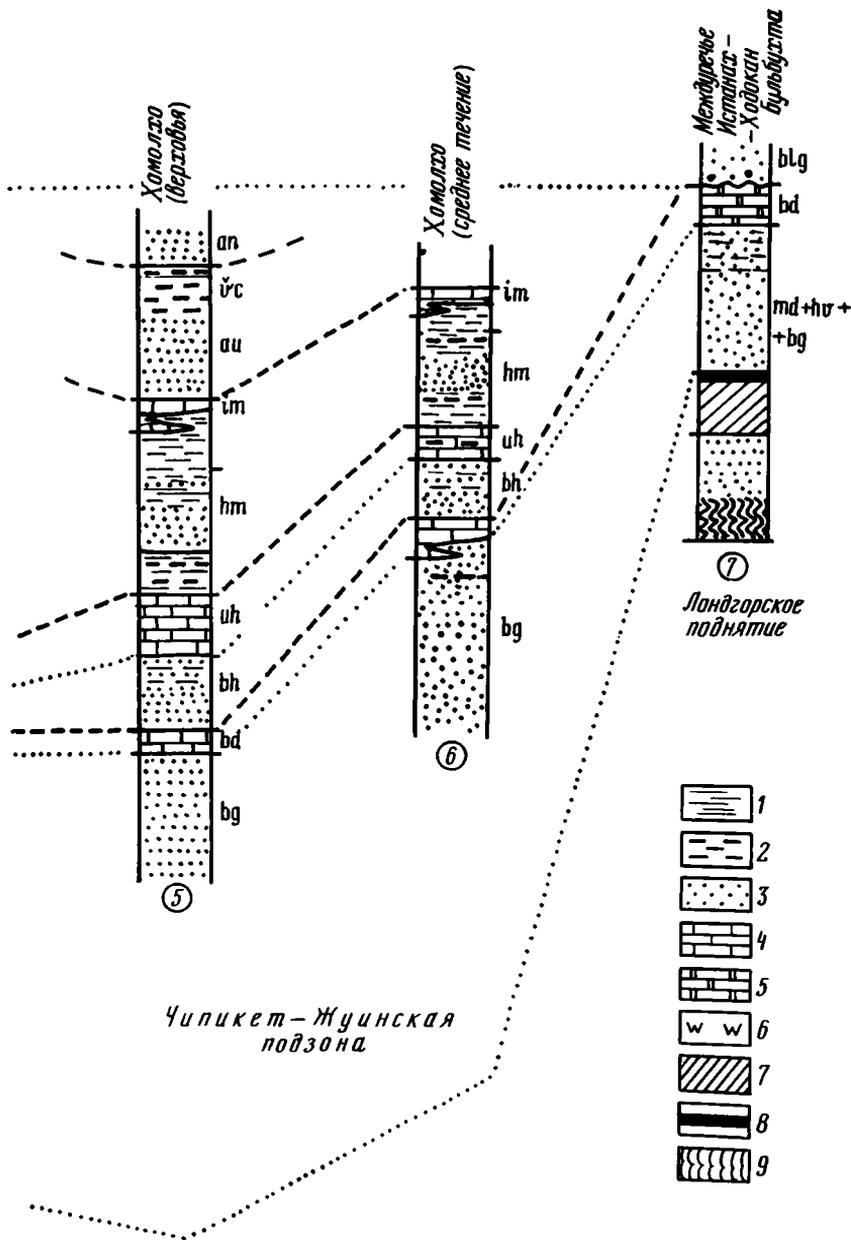


Рис. 7. Состав и корреляция разрезов позднеархейско-раннепротерозойских отложений Патомского нагорья (по: [Федоровский, 1985])

1 — метаалевролиты, сланцы слюдястые; 2 — то же, с графитом; 3 — метапесчаники, метагравелиты, местами метакоягломераты; 4 — мраморы кальцитовые; 5 — то же, доломитовые; 6 — кварциты; 7 — кварцевые конгломераты, гравелиты, кварциты с прослоями глиноземистых сланцев (хлоритондных, кианит-хлоритондных, ставролит-кианит-хлоритондных); 8 — метавулканы основного состава (метадиабазы, амфиболиты, хлорит-магнетитовые сланцы); 9 — породы гранулитовой—амфиболитовой фаций метаморфизма

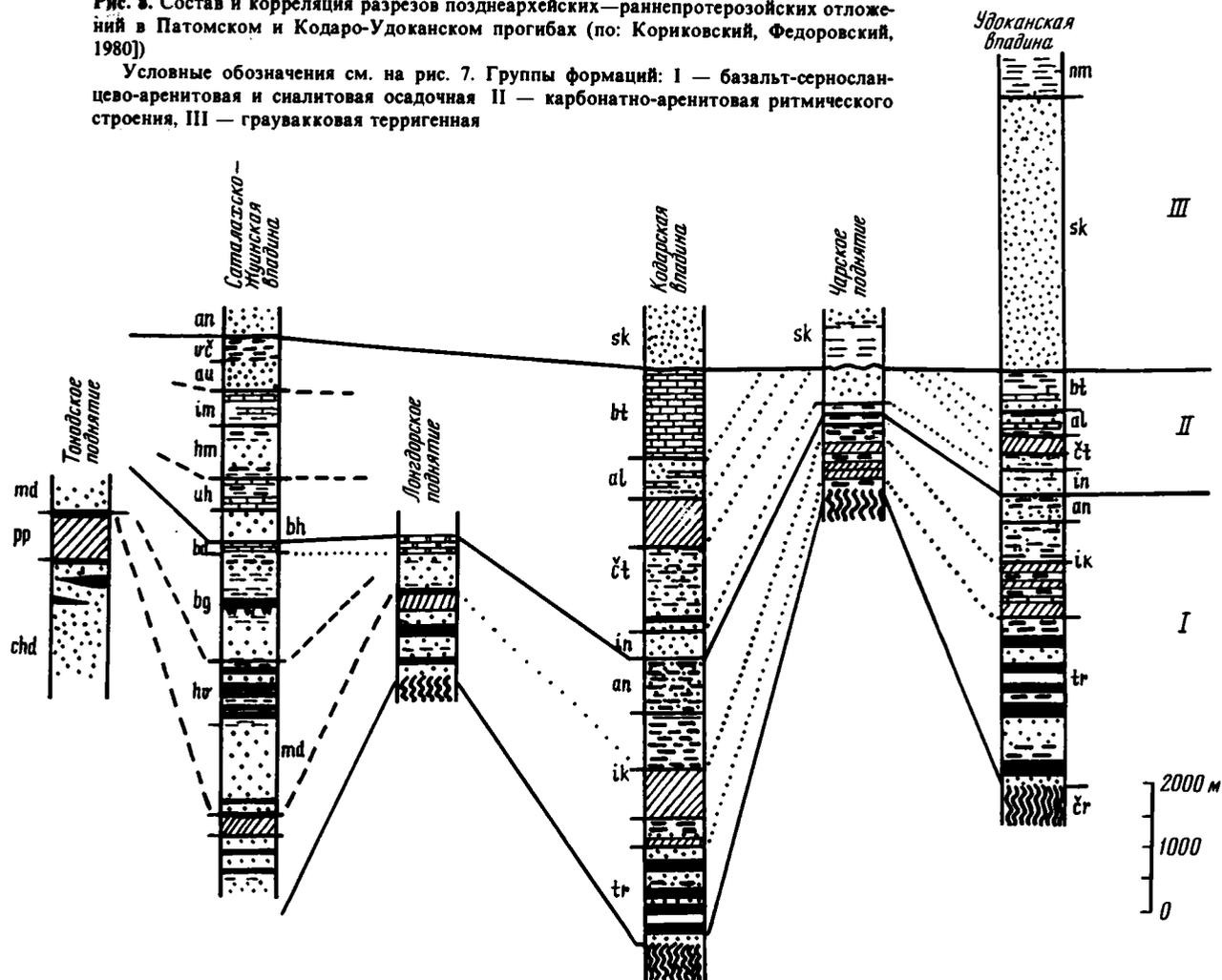


Индексы: blg — баллаганакская подсерия патомской серии верхнего протерозоя; свиты тоноско-бодайбинской серии позднего архея—нижнего протерозоя; an — ангарская, vč — вачская, au — аунакитская, im — имняхская, hm — хомолхинская, uh — угаханская, bh — божухтинская, bd — бодайбинская, bg — бугарихтинская, hv — хайвергинская, md — медвежьевская, pp — пурпольская, chd — ходоканская; свиты удоканской серии нижнего протерозоя: пп — намингская, sk — сакуханская, bt — бутунская, al — александровская, çt — чаткандинская, in — иннырская, an — аянская, ik — икабийская, tr — троговый комплекс (олондинская серия); çг — чарская серия архея

Номера колонок соответствуют номерам точек на рис. 5

Рис. 8. Состав и корреляция разрезов позднеархейских—раннепротерозойских отложений в Патомском и Кодаро-Удоканском прогибах (по: Кориковский, Федоровский, 1980)

Условные обозначения см. на рис. 7. Группы формаций: I — базальт-серносланцево-аренитовая и силитовая осадочная II — карбонатно-аренитовая ритмического строения, III — граувакковая терригенная



углом с Патомской впадиной. В современной структуре северо-восточным ограничением этой системы впадин являются выходы на поверхность фундамента архейских гранулитовых кристаллосланцев, реоморфизованных в зональном раннепротерозойском ореоле андалузитсиллиманитового типа, который тянется до Лонгдорского поднятия [Кориковский, 1967; Кориковский, Федоровский, 1980].

Стратифицированные толщи разреза. Наиболее полно рассмотрены и коррелированы с таковыми в Патомском сегменте в сводках В.С. Федоровского [1972, 1985] и С.П. Кориковского, В.С. Федоровского [1980]. На рис. 8, воспроизводящем схему стратиграфии и корреляции этих районов, видно, что, как и в Патомской впадине, здесь разрез позднеархейско-раннепротерозойских отложений, объединяемых в составе удоканской серии, имеет также трехчленное строение.

Нижняя часть разреза объединяет толщи трогового комплекса, икабийской и аянской свит. В их составе сложно чередуются кварцевые и полевошпат-кварцевые метасаммиты и метапеллиты, углеродистые сланцы, а также многоярусные покровы metabазальтов с ассоциированными железистыми силицитами и углеродистыми силицитами (метафтанитами). Наиболее насыщен базальтоидами троговый комплекс, выше которого располагается региональная маркирующая толща икабийской свиты с осадочными метасиллиманитами.

Средняя часть объединяет отложения иннырской, чаткандинской, александровской и бутунской свит, сложенных ритмичным или неаритмичным чередованием кварцевых, полевошпат-кварцевых метасаммитов, метапеллитов и карбонатов; последние явно тяготеют к верхам средней части разреза. Верхняя часть разреза в составе сакуканской и намингской свит сложена полимиктовыми метапесчаниками и сланцами со следами отложения в мелководье.

Посветные карты мощностей [Федоровский, 1972, с. 44—63] показывают, что от центра Кодарской и Удоканской впадин к их бортам мощность выполняющих отложений сокращалась; те же явления отмечаются в пределах Чарского и Лонгдорского поднятий (см. рис. 7): области накопления осадков снизу вверх по разрезу постепенно сокращались и стягивались к центру впадин. В этом находят отражение предбутунское погружение подошвы впадин, некоторое нарастание темпа их заполнения в период отложения полимиктовых песчаников сакуканской свиты и последующий спад темпа поднятий при накоплении намингской свиты, который предшествовал внедрению чинейской группы ультрабазит-базитовых интрузий. Таким образом, на конседиментационном этапе формирования системы Кодаро-Удоканских впадин фиксируются два эпизода активных дифференциальных движений: ранний, выраженный накоплением нижней (трогово-аянской) части разреза удоканской серии и поздний — накопления сакуканской свиты. Та же последовательность событий, как видно из рис. 7, устанавливается в Патомском прогибе. В Кодаро-Удоканской системе впадин отчетливо выражена еще одна черта структурной эволюции рифтогенных впадин Байкало-Витимской системы: сокращение области погружений (размеров впадины) от начального к конечному этапу структурной эволюции и увеличение области поднятий.

Деформации. В ходе эволюции позднеархейско-раннепротерозойской структуры Кодаро-Удоканского сегмента проявлялись неоднократно. Конседиментационные деформации фундамента удоканской серии фиксируются шовными структурами с осадочно-базальтоидным выполнением (троговой комплекс). Конфигурация каждой структуры имеет чередование раздувов и пережимов, организованных в рисунке левого эшелона. В равной мере это касается троговых структур субмеридионального и субширотного простираний (см. рис. 6). Допуская некоторое их искажение последующими деформациями, можно видеть вместе с тем, что дифференцированные латеральные движения этого времени образовали сетку зон растяжения в системе левого сдвига.

Из сравнения ритмичного осадконакопления двух нижних частей разреза

в Патомском прогибе и довольно однородного осадконакопления в сравнимой части Кодаро-Удоканского разреза следует явно выраженное различие между геодинамическими режимами образования двух сопряженных впадин: для Патомской на двух ранних этапах осадконакопления был характерен пульсирующий режим прогибания, отражающий чередование нарастаний и спадов напряженности силового поля, которое задавало общее погружение; для Кодаро-Удоканской определяется существование однородного и постепенно ослабевающего прогибания на этих же этапах.

Такие изменения по пространству режима движений могли достигаться альтернативными ситуациями, в которых область формирования Кодаро-Удоканской впадины являлась ареной проявления наиболее мощных (и потому однородных) движений, а область формирования Патомской впадины — периферической зоной, в которой относительно Кодаро-Удоканской области силовое поле было несколько ослаблено (отсюда периодичность); наоборот, в Патомской впадине движения обладали наибольшими скоростями и(или) их градиентами, а в Кодаро-Удоканской — наименьшими. Предпочтительным представляется первый вариант, потому что, во-первых, именно в Кодаро-Удоканской впадине осадконакопление верхней толщи завершалось повторными внедрениями базальтоидов (Чинейского комплекса) и, во-вторых, на складчатом этапе синкинематический метаморфизм в Патомском районе сформировал ореол барического (кианит-силлиманитового) типа, а в Кодаро-Удоканском — проявился и барическим и термальным (андалузит-силлиманитовым) типом. Оба явления определенно характеризуют сравнительно большую термотектоническую активность коры и подстилающей мантии в этом районе, чем в Патомском.

Раннепротерозойские деформации стратифицированных толщ удоканской серии ясно обособливаются тем, что шарниры их складок пересекаются интрузиями чуйско-кодарского комплекса гранитоидов возрастом 1700—2000 млн лет и конформны складчатости в зональных синкинематических ореолах метаморфизма и гранитизации куандинского (древнестанового) комплекса возрастом 1700—2400 млн лет [Федоровский, 1972]. Как и для Патомского района, для Кодаро-Удоканского характерно увеличение интенсивности и количества поколений складок от участков слабого метаморфизма (догранатовая зона) к участкам максимального его проявления (андалузит-силлиманитовая зона).

Образование наблюдаемой конфигурации Кодаро-Удоканской прогиба — явление дугообразного изгиба с выпуклостью, обращенной к юго-западу, образование характерных конфигураций складок внутри прогиба и по его обрамлению — естественно связывать с движениями, которые, по-видимому, были ориентированы с северо-востока на юго-запад (в современной пространственной ориентировке). Характерное расположение складок в левом эшелоне и сигмоидных контуров с левым вращением отражает преобладающую роль в формировании наблюдаемой структуры дифференциальных латеральных движений в системе левого сдвига, явно унаследованной с конседиментационного этапа и конформной направлению движений в Патомском сегменте.

Положение массивов в структурной эволюции Патомского и Кодаро-Удоканского сегментов. Первое конседиментационное появление базитовых и ультрабазитовых формаций в структуре этих сегментов связано с ранними этапами их заложения и выражено насыщением нижней части их разреза покровами лав трогового, а также силлов и интрузивных тел тапраканского комплексов (см. рис. 5, 6). Их появление в низах разреза удоканской серии связано с накоплением тонкообломочных (сланцевых и черносланцевых) толщ, тогда как с перерывами извержений — накоплением псаммитов.

Повторное появление в структуре района ультрабазит-базитовых формаций произошло после накопления не менее 11 км преимущественно обломочных толщ в виде интрузий Витимконской и Чинейской групп. В Удоканской впадине

массивы Чинейской группы прорывают отложения бутунской, сакуканской и намингской свит — самых верхов разреза удоканской серии — и, в свою очередь, прорваны гранитами чуйско-коддарского комплекса. Повышение тектонической активности здесь заметно начиная с накопления карбонатов бутунской свиты, сопровождавшегося отложением значительных масс кальцирудитов. Сакуканская свита в южной половине Удоканского прогиба со стратиграфическим разрывом и местами явно выраженным структурным несогласием перекрывает разные стратиграфические уровни бутунской, а также границу бутунской и александровской свит. В этой части прогиба сакуканская свита представлена псаммитовыми и пудинговыми фациями. В северной части Удоканского прогиба низы этой части разреза сложены окатанными псефитами. Они прослеживаются широтной полосой из Удоканского в южную часть Коддарского прогиба, где бутунская свита представлена почти целиком кальцирудитами.

После накопления верхней сланцевой намингской свиты завершилось формирование антиклинальной складки с субгоризонтальным шарниром широтного простирания. Последующая ее эволюция привела к изгибу субгоризонтального шарнира в складку с вертикальным шарниром, рисунок раннего шарнира приобрел в результате форму левой сигмоиды. Чинейская группа массивов расположена в пределах раннего шарнира, а границы собственно Чинейского массива пересекают шарниры обоих поколений складок.

Таким образом, внедрение массива было подготовлено последовательным развитием зоны дифференцированных движений: конседиментационное относительное поднятие (накопление намингской и сакуканской свит), относительное погружение (накопление намингской свиты), деформация осадочного чехла и фундамента с подготовкой зоны проникновения расплава в системе левого сдвига и одновременной активизацией подстилающей мантии в отношении магмогенерации.

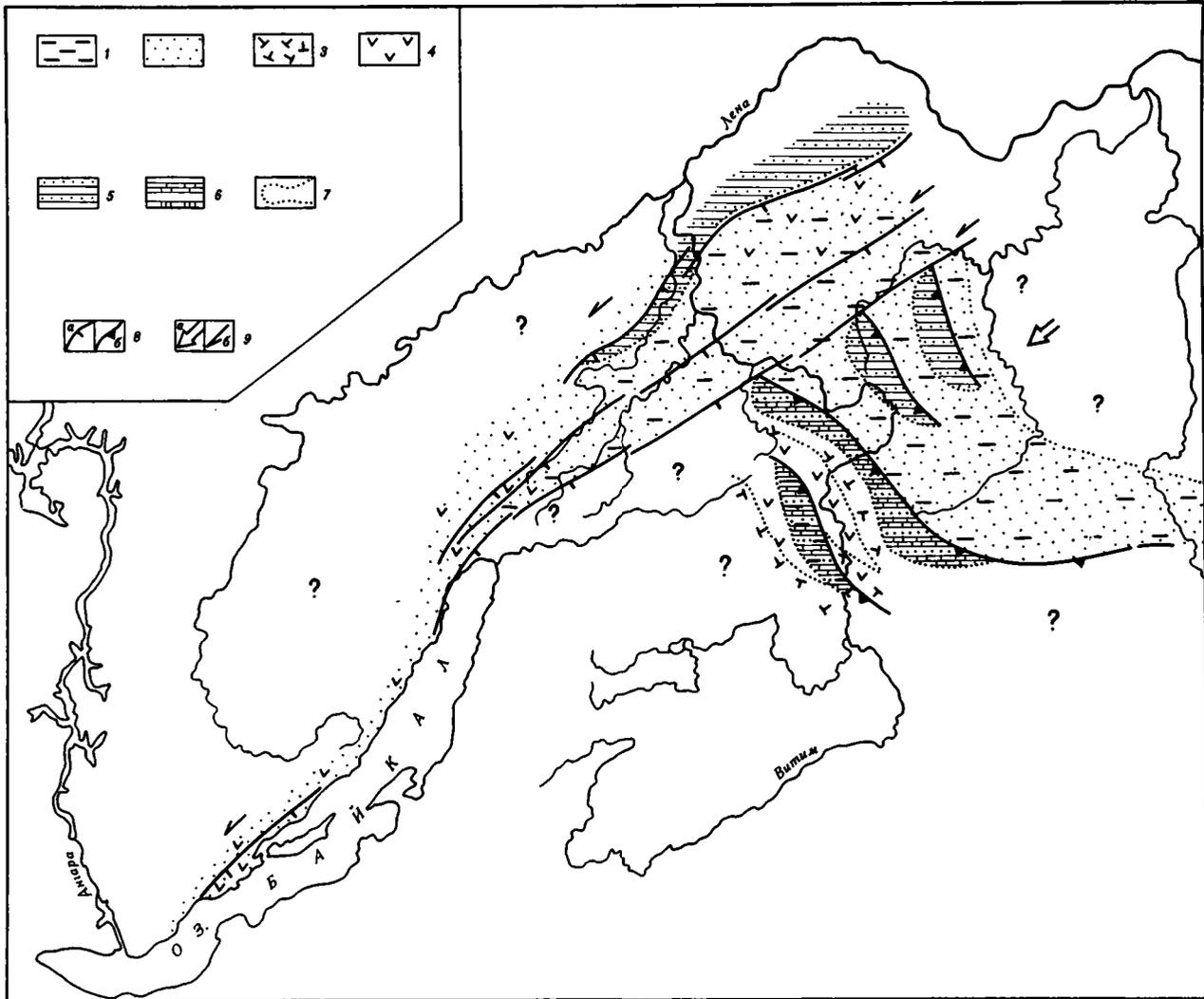
Важной сравнительной чертой появления базальтовых расплавов в структуре Коддаро-Удоканского сегмента на раннем и позднем этапах является значительное сокращение по пространству области их внедрения: обширные площади внедрения на раннем этапе и узкая приразломная — на позднем. Аналогичные ситуации проявлены в пределах всех рассмотренных сегментов. Отсюда следует, что для всей рассмотренной области смена рассеянного инъецирования на ранних этапах эволюции структуры концентрированным на конечных является общей и характерной чертой.

КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И УСЛОВИЯ СТАНОВЛЕНИЯ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

При относительно большом количестве радиологических датировок позднеархейско-раннепротерозойских образований в Байкало-Витимском и Витимо-Удоканском регионах их возрастная характеристика по своей полноте значительно уступает фанерозойским. Поэтому корреляция разрезов и геологических событий для этого времени могут рассматриваться только как приближенные.

Основой корреляции в таких обстоятельствах могут служить некоторые относительные реперы. Здесь несомненно существуют два репера. Верхним является время формирования синкинематического ореола метаморфизма, который испытали в регионе все стратифицированные и вулканоплутонические ультрабазит-базитовые формации. Этот рубеж радиологически датирован 1900 ± 100 млн лет.

Нижним, недатированным репером является стратиграфический уровень формирования метасиллитов, который присутствует в нижней части разрезов практически всех рассмотренных сегментов Байкало-Витимской системы рифтогенных трогов. Это икабийская свита в Коддаро-Удоканском сегменте, пурпольская в Патомском, даннинская в Средне-Витимском, чукотская в Мамском, авкитская



1 2 3 4

5 6 7

8 9

Амурская

О

Б

А

И

К

А

Л

Лена

Бурея

в Олоkitском, анайская в Западном Прибайкалье. Этот стратиграфический уровень метасиллиитов (будем называть его в дальнейшем для удобства пурпольским) не является, вероятно, строго синхронным пластом, который можно рассматривать как закрепленную в разрезе маркирующую стратиграфическую зону и как специфический геологический рубеж [Федоровский, 1985].

Предпурпольское время. Характеризуется накоплением в северной периферии региона преимущественно терригенных сланцево-песчаных и гравелитовых осадков аренитового или олигомиктового состава в условиях морского мелководья (рис. 9). Эти образования представлены в разрезах илектинской и низов анайской свит сарминской серии в Западном Прибайкалье, а также в разрезах ходоканской свиты в северной и восточной периферии внутренней зоны Патомского нагорья. Здесь представлены маломощные покровы метадиабазов, метариолитов и пропластки их тефroidов, которые локализованы в узких линейных зонах.

Южнее, в Кодаро-Удоканском сегменте подпурпольские (подикабийские) разрезы трогового комплекса представлены подводно-морскими сланцево-песчаной полевошпат-кварцевой, сланцево-углеродистой и силицит-метадиабазовой формациями, среди которых вулканиты составляют около половины объема отложений.

В Олоkitском и Средневитимском сегментах предпурпольский уровень представлен в разрезах укучуктинской, нюрундуканской, тунгус-дабанской свит, а также витимской, каралонской и киланской серий базальтовыми и риолитовыми метавулканитами подводных извержений, прослоенных тефroidами, тефротурбидитами, силицитами (метафтанитами) и пачками карбонатов. Прослеживание палеофациальных обстановок далее к югу на этом стратиграфическом уровне не обеспечено надежными наблюдениями. Из этих данных следует, что вся область в предпурпольское время испытала погружение под уровень моря на весьма обширной площади, которое сопровождалось рассеянным базальтовым магматизмом, слабо проявленным по ее периферии и все более интенсивно в южном направлении. Отсутствие данных по южному ограничению не позволяет охарактеризовать всю структуру в целом — является ли она интер- или интракратонной впадиной. Присутствие в основании северных подпурпольских разрезов толщ, которые идентифицируются с реликтами архейской кратонизированной коры, а также составы перекрывающих терригенных осадков указывают на эпиматериковую природу северной, сохранившейся части впадины. Рассеянный базитовый магматизм на ранних стадиях эволюции и появление в ее структуре на последующих этапах истории крупных тектонических отторженцев мантийных ультраосновных тектонитов дунит-гарцбургитового состава склоняют к представлению, что уже в самом начале развития южная часть впадины обладала суб- или океаническим типом разреза коры. Обсуждение динамической обстановки этого времени является достаточно затруднительным. Ясно, что рассеянные излияния и интрузии базальтовых расплавов требовали существования обстановки общего растяжения на обширной площади. Реализоваться такая ситуация могла только над выступом верхней мантии, активизированной в отношении магмогенерации и, стало быть, достаточно подвижной. Судя по химическим составам базаль-



Рис.9. Палеотектоническая схема размещения (в современных координатах) позднеархейских—раннепротерозойских вулканогенных и осадочных формаций ранней (первой) группы (см. рис. 8) в Байкальской горной области

1—6 — формации: 1 — черносланцевая, 2 — аренитовая, 3 — туфогенная, 4 — базальтоидная, 5 — сланцево-терригенные, 6 — карбонатные; 7 — граниты районов с разным ассоциациями формаций; 8 — главные типы разрывных зон: сдвигов (а) и надвигов (б); 9 — главное направление движений в подвижной (а) и стабилизированной (б) областях

товых выделов, богатых кремнекислотой и бедных щелочами, титаном, магмогенерация осуществлялась в малоглубинных очагах — даже по современным геотермическому и геобарическому градиентам не глубже 20—25 км. Сравнение вертикальной протяженности интервала магмогенерации с латеральной приводит к представлению об обширном и высоком проникновении верхней мантии в литосферу, которое сопровождалось в кровле поднятия (на его фронте) латеральными дифференцированными движениями. Локальная кинематическая характеристика этих движений в предпурпольское время определено устанавливается в Каралонском трое Средневитимского сегмента (по структуре полей интрузии и роев даек) — латеральные дифференциальные движения в системе левого сдвига, ориентированные поперек простирания полосы мелководных терригенных фаций в северной части структуры (Северо-Байкальское и Патомское нагорье).

Вопросы размещения и геологической характеристики структур, выполненных троговым комплексом, в Байкало-Амурском регионе рассматривались на специальном геологическом совещании в 1983 г. в г. Новосибирске [Докембрийские..., 1983]. Обсуждение накопленных наблюдений показало, что все участники совещания рассматривают эти структуры как наложенные образования, которые формировались в линейных зонах дифференциальных движений между блоками архейской стабилизированной коры. Вместе с тем было намечено два подхода в оценке пространственного рисунка размещения троговых структур. С одной стороны, обращалось внимание на их пространственную связь с ядрами повышенного метаморфизма и гранитизации и на концентрически зональное положение трогов относительно этих ядер [Докембрийские..., 1983, с. 6—8, 29—30]. Показано, что такие ядра развиваются длительно (архей—протерозой), имеют в плане изометричную многопорядковую (с размерами 100—400 и 600—1500 км) конфигурацию, а их формирование связано с дифференциацией мантийного вещества [Докембрийские..., 1983, с. 34—37].

Другой подход обращает внимание на суб- и ортогональные рисунки сочленения троговых структур в некоторых общих конфигурациях системы. Представляется, что оба подхода являются непротиворечивыми в оценке наблюдений и отражают разные стороны общего положения, для которого, как видно, является характерным существование изометричных или субизометричных структур в коровой оболочке и подстилающей мантии, дробление в их пределах коровой оболочки дифференцированными движениями на систему блоков, образование вдоль зон таких движений конседиментационных троговых впадин и извержение вдоль них мантийных выделов, представленных ультрабазит-базитовыми вулканоплутоническими формациями.

Пурпольский уровень осадочных сиаалитов (см. рис. 8). Уровень разделяет существенно неразличимые типы осадконакопления: и до и после него в Прибайкальском и Кодаро-Удоканском районах отлагались близкие типы осадочных формаций. Его образование отражает, по-видимому, снижение темпа эрозии и возобладание процессов специфического латерального выветривания в некоторой периферии бассейна седиментации. Вместе с тем после пурпольского времени произошла дифференциация участков с разным темпом осадконакопления, т.е. дифференциация темпа тектонических конседиментационных движений.

На уровне накопления анайской свиты, тепторгинской и кодарской подсерий в объеме, очерченном В.Е. Федоровском [1985], обособливаются (рис. 10, а) частные впадины и области относительных поднятий с резко сокращенными мощностями разрезов (см. рис. 7, 8). В Кодаро-Удоканской области прекращается извержение базальтоидов, тогда как вдоль северо-западного ограничения явно обозначившейся Байкало-Патомской системы прогибов такие извержения продолжались до бугарихтинского времени. В Средневитимском сегменте с этим временем связано кон-

трастное разделение палеотектонического режима. С одной стороны, обособились системы Таллаинско-Мамаканской и Муйской поднятий, где накапливались мелководные пляжевые арениты со сланцами и карбонатами уряхского горизонта. С другой стороны, активное извержение базальтоидов концентрируется в достаточно узких Каралонской и Килянской зонах, которые ориентированы удлинением почти под прямым углом к оси Патомского прогиба и субпараллельно оси Кодаро-Удоканского. В результате образовалось торцевое сочленение Байкало-Патомской и Олекмо-Витимской структурных систем. В современной структуре планеты она характерна для активных периокеанических окраин северо-западного сегмента Пацифики: сочленение структур на стыке поднятия Ширшова и Алеутской гряды с Камчатской, структур Курильской гряды и Сахалина и т.п.

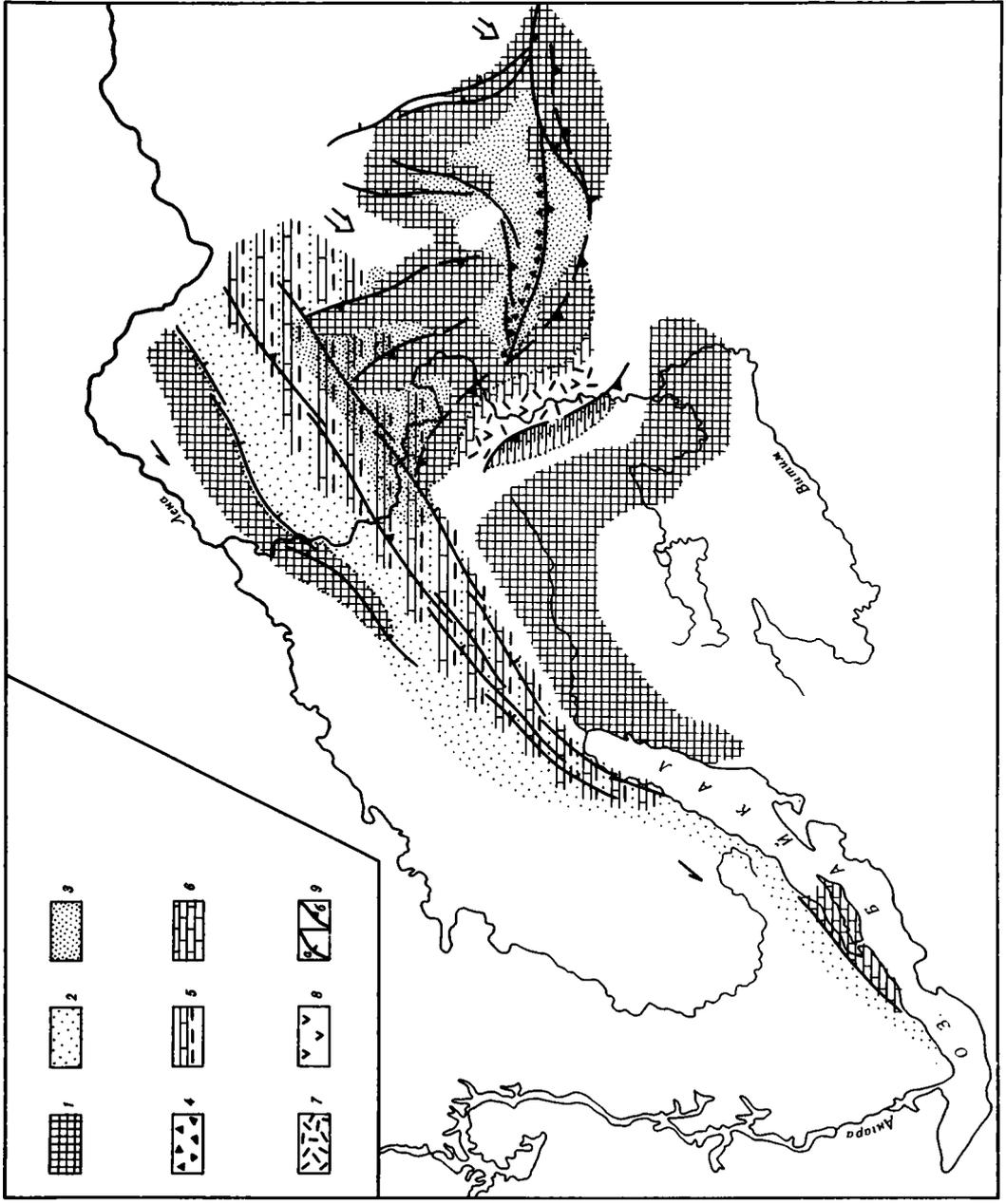
Дробное и тонкое чередование в этой части разреза псаммитовых, углеродисто-сланцевых, местами карбонатных и вулканических осадков, пространственная невыдержанность отдельных слоев или их пачек — все характеризует обстановку короткопериодических тектонических движений, которые сопровождали и накладывались на движения, создававшие контрастно дифференцированную структуру главных поднятий и впадин всей области.

При общем высоком уровне тектонической активности режим такого "дрожания" и дифференцирования по пространству темпа тектонических движений выражает спад мощности структурообразующих движений сравнительно с предпурпольским временем однородного и обширного прогибания всей области. Общий спад активности, а также локализация извержения базальтов в Каралонской зоне и вдоль северного ограничения Патомского прогиба характеризуют другую сторону основной ситуации этого времени. Заключается она в том, что после предпурпольского этапа интенсивной диссипации энергии мантии в виде обширных рассеянных излияний базальтов запас энергии, необходимой для поддержания в мантии областей магмогенерации, сохранился только в узких локальных зонах. Дифференцированность конседиментационных тектонических движений в коровой оболочке находится с этим явлением в тесной причинно-следственной связи.

Во время накопления в Патомском прогибе кадаликанской и кропоткинской подсерий, а в Кодаро-Удоканском — чинейской и халлаской (по: [Федоровский, 1985]) отлагались терригенные и терригенно-карбонатные формации, наибольшие мощности которых (3—4 км) сосредоточены в прогибах Байкало-Патомской системы (Саталахско-Жуинская, Бодайбинская, Олоkitская впадины). В Кодаро-Удоканской области частично сохранившаяся от сакуканского размыва мощность этой формации не превышает 2 км.

Палеотектоническая ситуация условий осадконакопления в этих областях может быть представлена таким образом. Терригенная кварц-аренитовая формация с однородной молассоидной структурой разреза очерчивает северо-западную периферию Байкало-Патомской системы впадин. Саталахско-Жуинская, Бодайбинская и Олоkitская впадины обладают наибольшими мощностями осадков с наибольшей контрастностью их состава (песчаники—сланцы—карбонаты) и с наиболее отчетливо выраженной длиннопериодной ритмичностью фашиально однородных и устойчивых по составу пачек. В Кодаро-Удоканской области ритмичность разреза этой формации выражена менее отчетливо, а входящие в нее однородные по составу пачки менее протяженны по простиранию. На завершающих стадиях накопления этой формации в разрезах Бодайбинской, Саталахско-Жуинской, Кодаро-Удоканской впадин среди терригенных осадков во все возрастающем количестве появляется полимиктовый материал [Кориковский, Федоровский, 1980; Федоровский, 1985], в Кодаро-Удоканской впадине разрезы бутунской свиты резко обогащаются карбонатной, глыбово-щепенчатой олистостромой (см. рис. 5). Для всей байкальской области эта часть разреза в пределах относительных поднятий полностью эродирована к сакуканскому времени.

В Средневитимском сегменте этому времени соответствует накопление в пре-



делах узких Каралонской, Килянкой и сопредельных зон базальтоидных и главным образом риолитовых вулканитов, а по периферии (Таллинско-Мамаканская и Муйская зоны) — карбонатных банок (булундинская и усть-уряхская толщи).

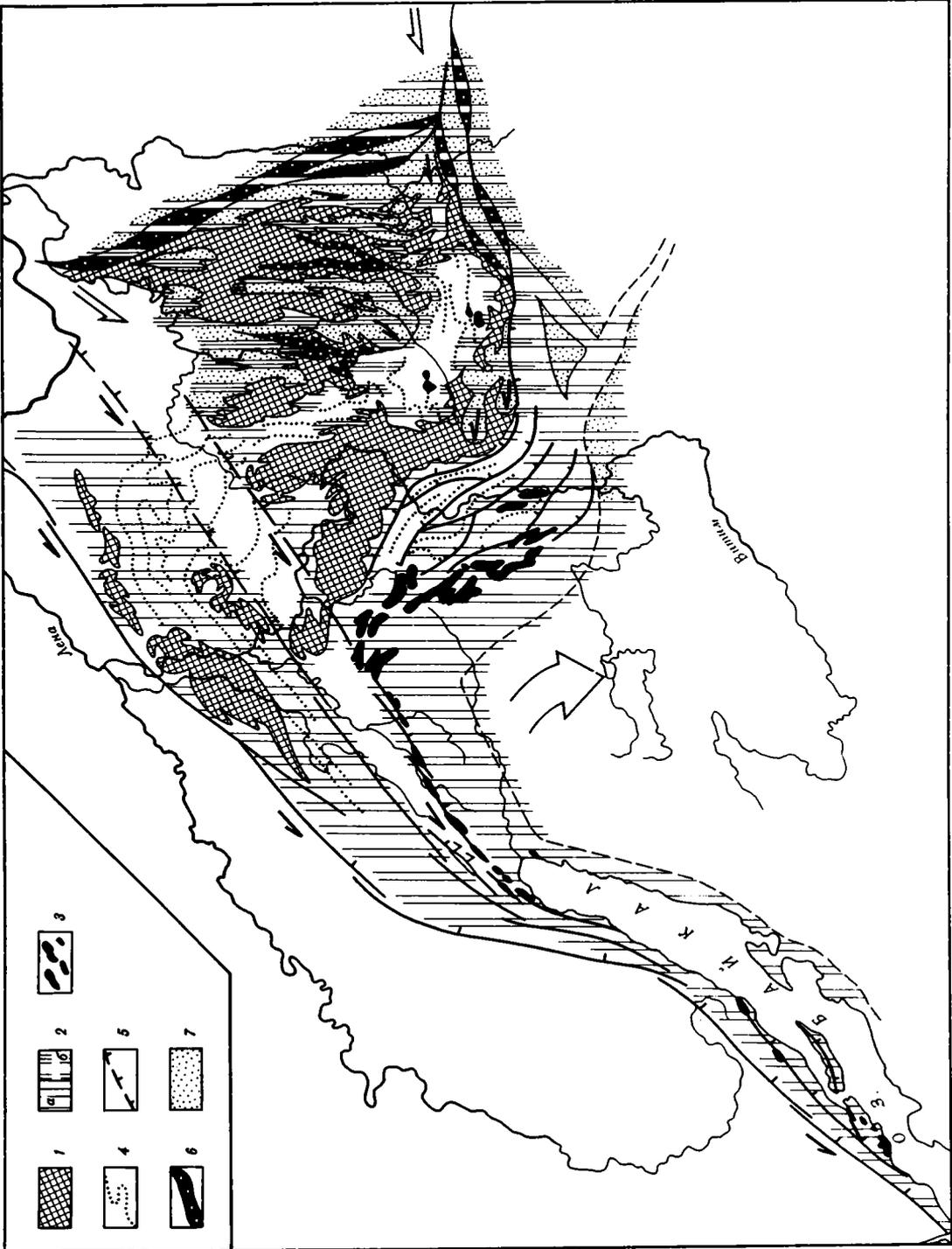
Такое размещение по пространству палеофациальных обстановок выявляет в первую очередь отчетливое разделение Байкало-Патомской и Олекмо-Витимской структурных областей по основному свойству геодинамических обстановок. Первая развивается как пришовный прогиб с длиннопериодной цикличностью в чередовании ускорения (сланцево-карбонатные части циклов) и замедления (псаммитовые части циклов) прогибания. Во второй (Олекмо-Витимской) сокращаются размеры впадин, увеличиваются размеры поднятий и появляются отчетливые признаки тектонического сучивания корового материала: накопление бутунских кальцерудитов, извержение в Каралонской зоне риолитовых лав с большим количеством пирокластики из аппаратов центрального типа. Пространственное размещение и конфигурация палеофациальных зон в Олекмо-Витимской области (см. рис. 5) получают наиболее удовлетворительное объяснение для таких условий сучивания, в которых наибольшее сжатие ориентировано вдоль Байкало-Патомского пришовного прогиба. При такой ориентировке сжатия и сохраняющемся рисунке торцевого сочленения структурно-фациальных элементов обеих областей, очевидно, можно говорить только об их латеральном дифференцированном движении вдоль шва, в ходе которого Байкало-Патомский сектор двигался без сучивания (нестесненное движение коровой оболочкой), Олекмо-Витимский — со сучиванием (со стесненными условиями движения).

В предположении о приуроченности Байкало-Патомского сектора к краю обширной стабилизированной области с более мощной и реологически более жесткой коровой оболочкой, а Олекмо-Витимской — к области с менее мощной и реологически менее жесткой корой возникает представление о том, что накопление сланцево-карбонатных частей осадочных циклов (ускорение погружений) связано с моментами наибольшей скорости и однородности общих движений обеих секторов, накопление псаммитовых частей осадочных циклов (относительные поднятия) отражает наибольшую дифференциацию движений с нарастанием темпа сучивания в Олекмо-Витимском секторе, нарастание общего погружения в Байкало-Патомском и общего поднятия в Олекмо-Витимском секторах отражают превышение дифференциальной скорости движения Олекмо-Витимского сектора относительно Байкало-Патомского и выдавливание части материала из области сучивания на край области стабилизированной.

Наибольшая интенсивность сучивания фиксирована в верхней части наблюдаемого разреза раннепротерозойских отложений полимиктовой псефито-псаммитовой формацией бодайбинской и кеменской подсерий (см. рис. 5). Последующий этап спада сучивания выражен накоплением в Олоkitском прогибе подсынных карбонатно-алевролитосланцевой, в Бодайбинском — илигирской доломито-алевросланцевой и Кодаро-Удоканской — алевросланцевой формации. С развитием этого этапа относительных погружений связано появление в структуре области протяженного Байкало-Муйского пояса дифференцированных ультрабазит-базитовых интрузий, а в структуре Удоканской впадины — чинейской группы интрузий того же формационного типа. В Приольхонье (Бирхинско-Крестовская зона) и в Олоkitском прогибе с внедрением этих интрузий, по-видимому, связано излияние сынных уровня базальтоидных вулканитов (рис. 11).

Рис. 10. Палеотектоническая схема размещения (в современных координатах) второй и третьей групп раннепротерозойских осадочных формаций (см. рис. 8) в Байкальской горной области

1 — области поднятия и эрозии; 2—8 — формации: 2 — аркозавая, 3 — граувакковая, 4 — блиостром, 5 — черносланцево-карбонатные, 6 — карбонатные, 7 — риодацитовые, 8 — базальтоидные; 9 — главные типы разрывных зон: сдвигов (а) и надвигов (б)



Для расположения в левом эшелоне интрузий (система левого сдвига) и образования общей конфигурации Байкало-Муйского пояса необходимой является ситуация, при которой участок литосферы, очерчиваемый этим поясом (Баргузинско-Витимской сегмент), должен быть повернут по часовой стрелке. Формирование пояса этих интрузий могло быть связано с узким гребневидным поднятием верхней мантии, обусловленным заложением и развитием в ней зоны дифференцированных движений.

Обсуждение геодинамической обстановки, в которой развивались эти движения, формировались очаги магмогенерации в мантии и магмопроводящие зоны проницаемости в коре, не может обходиться вниманием два обсуждавшихся ранее обстоятельства. Первое заключается в том, что ко времени внедрения Байкало-Муйской и Чинейской групп интрузий амплитуда дифференциальных перемещений подошвы раннепротерозойских отложений в разных участках всей области достигала 10—12 км. Это означает, что кора представляла здесь реологически неоднородную среду с чередованием призм скупивания (чехла и блоков фундамента) с повышенной мощностью корового слоя и впадин с повышенной мощностью осадочного чехла, разделяющих эти призмы. Именно с впадинами или их ограничениями пространственно связаны участки предскадчатых интрузий базальтоидных магм.

Второе обстоятельство заключается в том, что базальтоидные выплавки этой области относятся к малоглубинным образованиям, по существу таким же, какими были выплавки до начала накопления раннепротерозойских осадочных толщ (10—12 км). Можно говорить и о том, что существенные изменения высоты кровли фундамента осадочного чехла практически не сопровождалось значимыми изменениями гипсометрического положения очагов магмогенерации в подстилающей мантии. Отсюда следует вывод об утонении фундамента коры под впадинами, содержащими в своей структуре магматические тела базальтоидов, т.е. об эрозии подошвы коры. В пределах Байкало-Патомского сектора (см. рис. 11) главное направление движений, обусловившее обстановку левого сдвига, ориентировано вдоль простирания конседиментационных структур, а также направления простирания зон прибрежно-мелководного осадконакопления (борту всей структуры или окраины материковой области). В Олекмо-Витимском секторе рисунок главных структурно-формационных зон имеет вид левой сигмоды. Рисунок наложенных складчатых структур и зон гранитизации, с одной стороны, выявляет направление главных движений, параллельных тем, что устанавливаются в Байкало-Патомском сегменте, с другой — отражает преломление поля скоростей в системе главного рисунка: частные структуры, сформированные в условиях левого сдвига, явно подчинены главному рисунку сигмоид. Хорошо видно, что деформированные рисунки в этом секторе сложнее, чем в Байкало-Патомском. Поскольку в этом секторе базальтовая (мантийная) и синтетектоническая гранитная (коровая) магматическая активность проявились в наибольшей мере, а его структура сложнее и сильнее деформирована, можно думать, что в целом более высокие скорости дифференциальных движений приходились на Олекмо-Витимский сектор литосферы и меньшие — на Байкало-Патомский; наиболее высоким стоянием мантии характеризовался соответственно первый,

Рис. 11. Схема размещения дорифейских образований (в современных координатах) в Байкальской горной области по материалам [Кориковский, Федоровский, 1980; Федоровский, 1982]

1 — выступы раннеархейского гранулитового фундамента; 2 — ареалы позднеархейско-раннепротерозойского синтетектонического метаморфизма эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций: кианит-силлиманитового (а) и ставролит-силлиманитового (б) типов; 3 — дометаморфические ультрабазитбазитовые интрузии [Грудинин, 1978, 1979]; 4 — шарниры наиболее крупных складок; 5 — разрывные зоны; 6 — реликты зеленокаменных трогов; 7 — синтетектонические гранитоиды

тогда как во втором кровля мантии была относительно опущена; деформационные рисунки структур отражают динамику дифференцированных движений мантийного поднятия относительно края консолидированной области; появление и становление в структуре раннепротерозойской коры базальтоидных магматитов связано с ее латеральными дифференцированными движениями.

Более детальное представление об особенностях дифференцированных движений может быть получено из материалов исследований Байкало-Аkitканского сегмента краевого шва в Северо-Байкальском нагорье в период накопления терригенно-вулканогенной аkitканской серии (1630 ± 40 — 1700 ± 35 млн лет), формирование которой завершает позднеархейско-раннепротерозойский этап структурной эволюции Байкальской области. Основные представления о геологии этого района связаны с исследованиями и публикациями В.К. Александрова, А.А. Бухарова, Ю.И. Егорова, С.М. Замаева, Э.Н. Копылова, М.П. Лобанова, В.Д. Маца, А.М. Мазукабзова, В.А. Наумова, Л.И. Салопа, В.Н. Собаченко, Н.А. Срывцева, П.М. Хренова и др. Наиболее подробно кинематические обстановки этого времени рассмотрены в работах В.В. Булдыгерова [1981]. На основе его данных, уточненных радиологическими датировками [Срывцев и др., 1980; Бибикова и др., 1981], выстраивается такая последовательность событий.

В ходе главного этапа складчатости, синкинематического метаморфизма сарминской серии и сопряженного с этим этапом внедрения гранитов татарниковского комплекса (1920 ± 30 — 2030 ± 60 млн лет) вдоль краевого шва осуществлялись дифференцированные движения по системе левых взбросо-сдвигов, по которым периферия Сибирской стабилизированной области пододвигалась под сжимаемые массы подвижной области [Васильев и др., 1978]. С началом накопления аkitканской серии связана активизация движений на северо-восточном (Чайском) фланге шовой зоны, где происходило извержение латитов и трахидацитов куленянской и домугдинской толщ вдоль системы подводных каналов, формировавшихся в условиях правосдвиговых смещений вдоль шва.

На последовавшей стадии накопление в приразломных впадинах терригенных молассоидов свиты и внедрение даек диабазов происходили в юго-западном сегменте шва в условиях левосдвиговых смещений. В такой динамической обстановке здесь происходило и последующее накопление липаритовых вулканитов хибленской свиты. На следующей стадии накопление трахиандезитов ламборской свиты, последующее отложение красноцветной молассы и внедрение ассоциированных с ней трахибазальтов и трахириолитов чайской свиты вновь происходили на северо-восточном фланге шва в условиях правосдвиговых смещений. В этой последовательности событий выражено пульсирующее и попеременное смещение сопредельных участков в однонаправленном движении, при котором вдоль концентрированной зоны деформаций одновременно чередовались участки растяжения и сжатия, а в пределах одного участка зоны происходили попеременно то сжатие, то растяжение.

ГЛАВА ВТОРАЯ КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

В Карелии и на Кольском полуострове — районах, где были заложены и разрабатывались основы стратиграфии, принципы и методы корреляции докембрийских образований СССР, — широкими и интенсивными геологическими исследованиями в течение последних лет внесены существенные дополнения в прежние представления о возрастных и пространственных соотношениях стратифицированных, метаморфических и магматических комплексов. В первую очередь установлено, что геологическая структура этих регионов включает чехольную группу платформенных образований, начинающуюся с рифейских-терригенно-шельфовых серий Герского берега, п-ова Рыбачий, и о-ва Кильдина, и два структурно-формационных комплекса в фундаменте. Формирование одного из них связывается с раннеархейским мегахроном, другого — с позднеархейским—раннепротерозойским.

Для территории, охватывающей Кольский полуостров и прилегающую часть северной Карелии (рис. 12 см. вкл.), такое разделение структурно-формационных комплексов было сформулировано в наиболее полном виде в работах М.А. Гиляровой [1972 г.; и др.] и вошло в качестве основополагающего принципа во все последующие корреляционные и стратиграфические схемы для восточной части Балтийского щита. Основой для разделения двух главных структурно-формационных комплексов в составе дорифейского фундамента Кольского полуострова послужило обоснование этими в подтверждение последующими исследованиями трех главных положений: осадочные и вулканогенные образования беломорской, кольской и кейвской серий сменяются по латерали; стратиграфически выше их сменяют карельские существенно вулканогенные образования печенгской и имандра-варзугской серий, которые выполняют пришовные линейные впадины на границе между крупными блоками докарельского основания; завершающие стадии докарельской седиментации представлены образованием и перетолжением железисто-силицито-глиноземистых осадков, а начальные стадии карельской седиментации — относительно кратковременным накоплением терригенных граувакк и аренигов.

Исследования метаморфических преобразований в стратифицированных комплексах дорифейского фундамента Кольского полуострова, обобщенные в сводке по фациям регионального метаморфизма [Беляев и др., 1977], показали существование двух типов метаморфических преобразований: андалузит-силлиманитового и кианит-силлиманитового типов. Получилось в целом законченное картографическое отображение зональности метаморфического ореола, охватывающего докарельские и карельские стратифицированные комплексы.

Наблюдения местами существующего наложения минеральных ассоциаций кианит-силлиманитового типа на минеральные ассоциации андалузит-силлиманитового приводит к представлению о связи ассоциаций первого типа с прогрессивным, а второго типа — с регрессивным этапами метаморфизма. Первый при этом коррелируется с докарельским, а второй — с карельским этапами эволюции структуры фундамента.

Последнее вводное замечание, которое непосредственно связано с двумя предыдущими, касается материалов сводки по геохронометрическим реперам докембрия Кольского полуострова [Пушкарев и др., 1978]. Как указывают авторы сводки, наиболее мощно проявленным и надежно выделяемым является рубеж метаморфических преобразований с возрастом 1800 ± 100 млн лет, охвативших как докарельские, так и карельские стратифицированные комплексы, в том числе и плутониты ультрабазит-базитового состава в структуре дорифейского фундамента. В той же сводке обращается внимание на то, что более древние этапы метамор-

физма, которые выделяются здесь [Глебовицкий, 1973], базируются на кинетических изотопных соотношениях. Эти соотношения отражают некоторую последовательность тектоно-магматических событий, которые развивались в рамках единого цикла с продолжительностью около 2000 млн лет. Вместе с тем авторы обращали внимание на существование данных о проявлении метаморфизма на рубеже 1750 ± 100 млн лет.

Приводимые три общих положения показывают наличие возможности для телекорреляции главных событий, которые протекали на дорифейском этапе в пределах Кольского региона и Байкальской горной [Штрейс и др., 1980а] области, и условий становления ультрабазит-базитовых комплексов обеих провинций.

ДОКАРЕЛЬСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В докарельских образованиях Кольского полуострова выделяются две пространственные разобщенные серии метаморфизованных стратифицированных толщ: беломорская и кольская. Первая слагает обширные территории к югу и юго-западу от структур Печенги и Имандры—Варзуги (Нотоозерско-Стрельнинская зона). Вторая распространена к северу от Печенгско-Варзугских структур, в Приурагубском, Центральнокольском, Кейвском и Усть-Понойском сегментах. Латеральным аналогом кольской серии рассматривается серия колмозероворонья, распространенная в узкой зоне, разделяющей Кейвы и Мурманский блок Кольского полуострова.

Большую часть Мурманского блока и часть Урагубского сегмента слагают ультраметаморфические и магматические образования: диориты, гранодиориты, граниты, их мигматитовые серии и огнейсованные разновидности. Эти образования традиционно включаются в состав стратифицированного разреза и соответственно отображаются на картах, колонках и профилях как наиболее древние раннеархейские образования. В отношении их укрепилось и является довольно распространенным представление, согласно которому ультраметагенный гранит-диоритовый комплекс слагает непрерывный супраслой древнейших коровых образований, на которых отлагались все последующие [Геологическая..., 1980].

В составе кольско-беломорской серии, по многочисленным и независимым исследованиям, выделяются три различающиеся по составу стратифицированные толщи. Первая сложена в основном биотит-кварц-плаггиоклазовыми гнейсами, иногда с амфиболом и(или) гранатом и включает разрозненные линзы плаггиоклазовых амфиболитов. Оценки мощности этой толщи, как правило, приблизительно, часто произвольны; большинство авторов приводят значения не меньше 1 км. В состав второй толщи включают разрезы с неоднородной (от грубой до тонкой) перемежаемостью (гранат)-(амфибол)-биотит-кварц-плаггиоклазовых и (клинопироксен)-(гранат)-плаггиоклаз-амфиболовых гнейсов, которые содержат местами линзы и пласты амфибол- или пироксен-амфиболовых кварцитов (по яшмондам). По разным оценкам и в разных районах ее мощность ~1 км.

Третья толща (гранат)-биотит-кварц-плаггиоклазового состава обособливается постоянным присутствием в ее составе переменных количеств силлиманита, ставролита, кианита. С нижними частями разреза этой толщи часто связаны разрозненные линзы кварцевых и полимиктовых конгломератов и высокожелезистых силицитов (метакирасы). Мощность этой толщи оценивается величинами от первых сотен метров до первых километров.

В составе кольско-беломорской серии большинство исследователей единодушно помещают третью (высокоглиноземистую) толщу в верхнюю, а первую (биотит-сланцевую) и вторую (смешанного биотит-гнейсового и амфиболитового состава) — в нижнюю части разреза. Относительное положение двух последних толщ вызывает дискуссии до настоящего времени. Л.П. Бондаренко и В.Б. Дагелайский [1971] для районов Центральнокольского сегмента, Л.Л. Гарифулин [1971]

для зоны Колмозеро-Воронья, Ю.Б. Богданов с соавторами [1971] для всего Кольского полуострова и прилегающей части Северной Карелии, а также ряд других авторов помещают биотит-гнейсовую толщу в основание разреза, а смешанную биотит-амфиболовую — между ней и высокоглиноземистой. Показано вместе с тем, что в Кейвском сегменте [Загородный и др., 1982], а также в Оленегорской части Центральнокольского сегмента [Болотов, 1979] ниже глиноземистой толщи располагаются пачки или толщи фельзитовых метавулканитов (альбитофириров и кератофириров). Существует достаточно много указаний (это отражено в решении Ленинградского совещания) на латеральное замещение одной толщи другой и попеременное их относительное положение в разрезе [Штрейс и др., 1980б и др.] (см. рис. 12).

В восточной части Кольского полуострова, в Усть-Понойском сегменте, в пределах Пулонга-Сосновского, Чапомского и Стрельнинского гранито-гнейсовых куполов Стрельнинского сегмента, в структурах докарелид глиноземистая толща, как правило, контактирует с биотит-амфиболовой и отделена ею от биотит-гнейсовой. В нижнем течении рек Умбы и Варзуги и западнее, в районах Тумчинско-Енского междуречья, в бассейнах притоков рек Ноты-Гирваса, Вувы, Явра и в пределах Нявка-тундры, соотношения толщ меняются. Здесь непосредственно с глиноземистой толщей контрактируют толщи биотитовых гнейсов, отделяющих глиноземистые от биотит-амфиболовых и амфиболитов. Такой же рисунок пространственного размещения толщ хорошо виден на картах Центральнокольского сегмента. Для характеристики палеофациальной и палеотектонической обстановки времени накопления подглиноземистых толщ является важной большая монотонность валового состава: незакономерная перемежаемость в разрезе и по латерали плагиоклазовых амфиболитов и кварц-биотит-плагиоклазовых гнейсов. Первые отвечают по составу металлавам базальтовых и (или) андезитово-базальтовых недифференцированных или слабо дифференцированных серий; вторые — метатефроидам и метаграуваккам. Однородность нарушается на Оленегорском и Кейвском участках существованием в ряде разрезов непосредственно под глиноземистыми толщами железистых кварцитов (метаяшмоидов) и кислых вулканитов. Монотонность состава и распространение на обширных пространствах маловарьирующих по составу основных лав, пирокластики и продуктов их переотложения характеризуют область с однотипной обстановкой базитового вулканизма. Для поддержания такой обстановки, очевидно, необходим режим растяжения коровой оболочки на значительном пространстве. Его сохранившиеся размеры в современной структуре указывают на существование обширной акватории, структура ложа которого развивалась в режиме рассеянного рифтинга.

Локализация кислых вулканитов в разрезах подглиноземистых толщ свидетельствует о вырождении дифференцированных движений литосферы на широких площадях и их локализации в зонах, контролировавших размещение вулканов центрального типа с кислым вулканизмом и межвулканских депрессий, где накапливались яшмоиды.

При обсуждении вопроса о составе и возрасте фундамента толщ кольско-беломорской серии постоянно возникает вопрос об их взаимоотношениях с ассоциирующими гранитоидами. Определенно можно утверждать, что для Кольского полуострова отсутствуют надежные данные о стратиграфических соотношениях толщ кольско-беломорской серии и гранитоидов, относимых к числу раннеархейских.

Показано, что они представляют ряд между двумя крайними морфотипами: автохтонные диорит- и (или) гранодиорит-мигматиты и аллохтонные тела диоритов, гранодиоритов, чернокитов, эндербитов [Масленников и др., 1963]. Те и другие часто представлены огнейсованными разностями. Границы этих гранитоидов в целом конформны границам окружающих толщ кольско-беломорской серии. Вместе с тем массивы или зоны их развития контактируют с разными по составу

пачками или толщами подглиноземистой части разреза, проникают в них своими апофизами, ответвлениями и содержат их блоки в виде ксенолитов или скиали-тов с самыми разными размерами.

В структурах, слабо нарушенных карельскими деформациями, породы этой группы, во-первых, тяготеют к ядрам куполов, их групп, крупных поднятий (Тумчинско-Енское, Невка-тундры, Мурманского), а также к зонам сдвигания разрезов подглиноземистых толщ кольско-беломорской серии, во-вторых, контактируют только с толщами именно этой части разреза серии и не соприкасаются с глиноземистой толщей. Соприкосновения такого рода существуют и хорошо видны в Центральнокольском и Урагубском сегментах (см. рис. 12). Здесь рисунок соотношения контактов не оставляет уверенности в том, что эти границы не связаны с наложенными перестройками. Такие же соображения приводят Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайский [1971, с. 18].

Не говорят в пользу стратиграфических соотношений ультраметагенного комплекса пород с толщами кольско-беломорской серии и постоянно отмечаемые наложения явлений чарнокитизации на метабазиты и нахождение явлений раннеархейской и позднеархейско-раннепротерозойской гранитизации в составе единых метаморфических ореолов [Бондаренко, Дагелайский, 1968, 1971; и др.].

Все сказанное приводит к представлению процессов раннеархейской гранитизации как явлений, наложенных на толщи метабазитовых вулканитов и тефротурбидитов, и, таким образом, все образования, которые прорваны архейскими гранитоидами и содержатся в них в качестве включений, являются более древними. Это означает, что "острова" раннеархейской гранитизации, скорее всего, связаны с корневыми частями зон сгущения такой коры, которая представляла фундамент ложа обширных акваторий с рассеянным извержением базальтоидов.

Радиологический возраст метаморфических пород и синметаморфических гранитоидов, образовавшихся по породам кольско-беломорской серии, имеет наиболее древние значения 2730—2870 млн лет [Бондаренко, Дагелайский, 1971; Жиров и др., 1972; Тугаринов и др., 1976; Тугаринов, Бибилова, 1980; Пушкарев и др., 1978; Щербак, Бибилова, 1984]. Предполагается, что накопление стратифицированных толщ началось ранее и восходит ко времени около 3 млрд лет. Помимо Кольского полуострова, метаморфизм и гранитизация близкого возраста известны в Центральнокарельском выступе докарелид, в пределах Гимольско-Калевальского и Кухмо-Исалминского сегментов [Лобач—Жученко и др., 1974; Штрейс и др., 1980б], где метаморфизму и гранитизации подвергнуты близкие к кольско-беломорским толщи базитовых вулканитов в Волшпахской и Пинкельявринской структурах. Вместе с тем на значительных площадях развития беломорской серии в Карелии, в финской Лаппонии, а также на обширных пространствах Свеко-Фенского сегмента Балтийского щита эти события не нашли своего отражения [Штрейс и др., 1978], что еще раз возвращает к представлению о локальном развитии раннеархейской гранитизации среди значительных областей с разрезом коры океанического типа.

Ультрабазит-базитовые массивы. Среди деформированных и метаморфизованных докарельских толщ Кольского полуострова они представлены многочисленными телами различной конфигурации, а также с различной внутренней структурой и составом. Корреляционные схемы большинства исследователей включают эти формации как часть образований архейского этапа эволюции региона.

В общем виде это положение ни у кого не вызывает сомнений и не обсуждается в дискуссиях. Действительно, коль скоро среди стратифицированных образований докарельской структуры существуют вулканиты близкого состава, то, естественно, не возникает сомнения в возможности существования и их плутонических аналогов.

В значительной мере сложнее решается вопрос о выделении реальных массивов, которые можно было бы уверенно относить к докарельским. В повседневной практике достаточным основанием для такой процедуры является их нахождение среди полей развития кольско-беломорской серии. Очевидно, что в такой постановке аргументация их возраста является безнадежно недостаточной.

Объективные трудности, как правило непреодолимые, заключаются в том, что карельские структурно-метаморфические преобразования смыли в докарельских структурах первичные соотношения с вмещающими породами как у докарельских, так собственно карельских формаций ультрабазит-базитового состава. Среди полей развития докарелид эти массивы являются в большинстве бескорневыми, обладают деформированными соотношениями с обрамлением и являются существенно преобразованными как в отношении первичного состава, так и внутренней структуры. Отсюда трудности в разделении разновозрастных поколений этих образований и невозможность надежно оценивать конкретные обстановки их становления.

КАРЕЛЬСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Развитие представлений о геологии карельских образований связано с именами А.А. Полканова, Н.И. Соустова, П.В. Соколова, Н.А. Елисеева, Г.И. Горбунова, Л.Я. Харитоновна, А.К. Симона, И.В. Белькова, Д.Д. Мирской, М.А. Гиляровой, А.М. Иванова, М.Т. Козлова, В.Г. Загородного, А.А. Предовского. Гигантскую работу по геологическому картированию и созданию базы для всех других исследований выполнили геологии ПГО "Севзапгеология", и в том числе коллектив под руководством Л.Н. Ротрубович — Л.И. Иванова, В.А. Костин, Г.П. Колесников, С.И. Зак, П.М. Абрамов, В.П. Соколова, Е.В. Тавастшерн, Е.Д. Чалых и многие другие. Материалы этих исследований нашли отражение в обобщающих работах А.К. Симона [1967], М.А. Гиляровой [1972; и др.], В.Г. Загородного и А.А. Предовского с соавторами [1982], Н.А. Елисеева с соавторами [1961], О.А. Беляева с соавторами [1977].

Печенгский район

Здесь в качестве главной выделяется Печенгская структура, которая сложена стратифицированными толщами базальтоидных вулканитов с пачками тефроидов, тефротурбидитов и пропластками карбонатов [Елисеев и др., 1961; Горбунов, 1968]. На современном эрозионном срезе она окружена по периферии системой гранитокупольных сложно построенных поднятий и представляет собой, таким образом, межкупольный прогиб. Зональный метаморфический ареал с гранитоидными телами в ядрах гранитокупольных структур охватывает по периферии осадочно-вулканогенное выполнение Печенгской структуры. Показано, что этот ареал является одноактным и связан со структурно-метаморфическими событиями, которые развивались на рубеже 1800 ± 100 млн лет; развитые среди гранитоидных куполов в восточном ограничении Печенгской синформы гранитоиды урагубского комплекса датируются возрастом 1,6—1,7 млрд лет [Беляев и др., 1977; Пушкирев и др., 1978; Загороднов и др., 1982]. Таким образом, завершение эволюции этой структуры на карельском этапе не вызывает сомнений. Отделение стратифицированных толщ Печенгской синформы от толщ кольско-беломорской серии, распространенных по ее периферии, связано с особенностями их разреза и будет рассмотрено ниже. Обоснование стратиграфической границы между карельскими и докарельскими толщами Печенги было впервые наиболее полно сформулировано в работах М.А. Гиляровой [1971, 1972; и др.].

К настоящему времени прочно устоялось представление, что рассматриваемая структура состоит из двух частей: северной, собственно Печенгской, и южной, Пороярвинской, разделенных Порьяташской зоной тектонических нарушений.

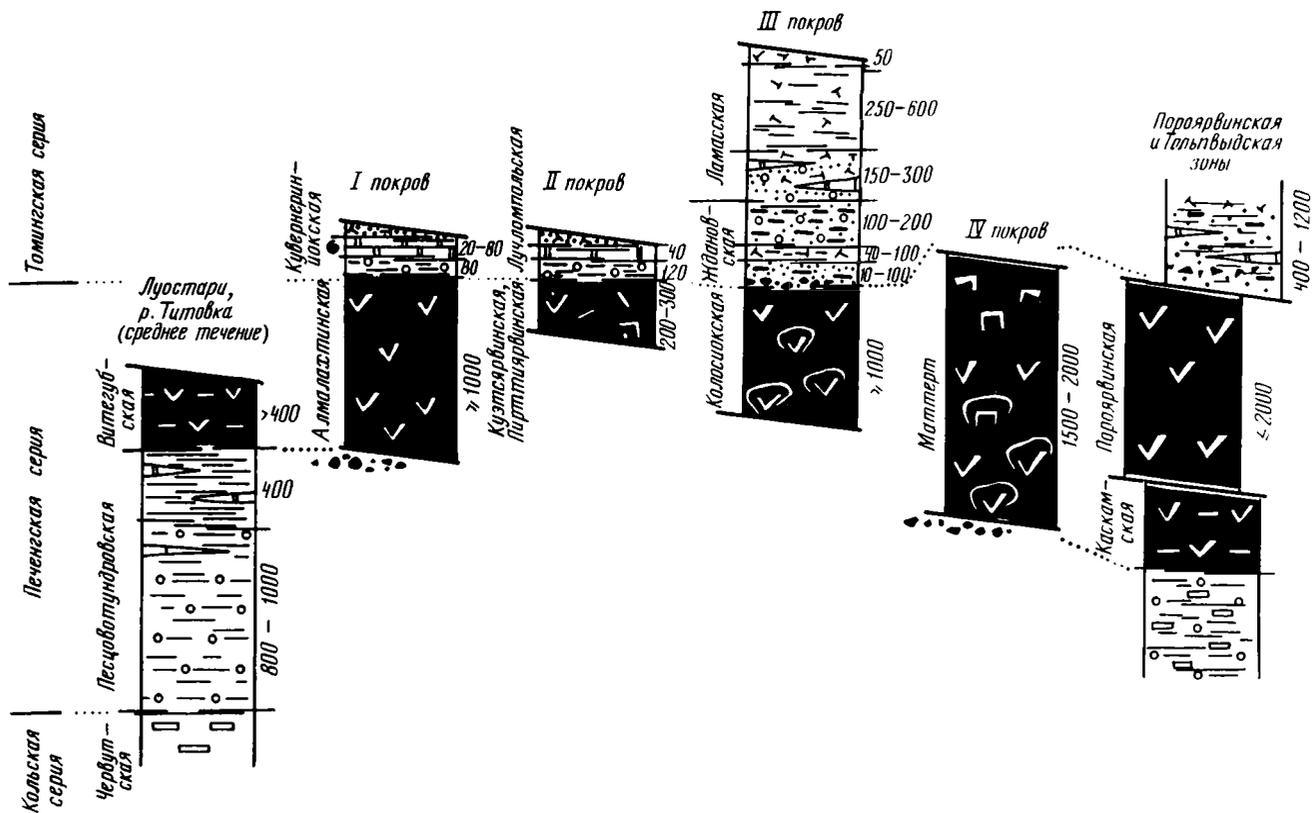


Рис. 13. Схема корреляции раннекембрийских толщ Печенгского, Пороярвинского и Тольпвидского района
Пояснения в тексте

С юга к Пороярвинской части примыкает система гранито-гнейсовых куполов Толпвыдских тундр, с северо-востока Печенгскую часть окаймляет система гранито-гнейсовых куполов зоны Ура-губы — Линнахнамари с полиметаморфическими комплексами кольско-беломорской серии.

В отношении южной (Порьиташской) части рассматриваемой структуры у исследователей [Väyrynen, 1938; Гилярова, 1972; Загородный и др., 1982; и др.] никогда не возникло сомнения в том, что она представлена системой тектонических пластин, круто ($60\text{--}80^\circ$) наклоненных к юго-западу. Северная же (печенгская) часть большинством исследователей рассматривается как практически ненарушенная мульда с южной частью, обрезанной Порьиташской системой разломов. Показано вместе с тем [Väyrynen, 1938; Елисеев и др., 1961], но никем не опровергнуто до настоящего времени то, что Печенгская синформа объединяет пакет нескольких тектонических пластин, в отношении которых Г.И. Горбунов писал: "... крупные тектонические зоны, указывающие на движения большой амплитуды, встречены также вдоль границ всех четырех покровов, включая нижнюю и верхнюю границы печенгской свиты" [Елисеев и др., 1961, с. 12].

Тектониты разрывных зон, ограничивающих эти пластины, охвачены зональным метаморфическим ореолом на западном и восточном флангах структуры, поэтому естественно представлять дометаморфический возраст сдвигания толщ и формирования пакета пластин.

С учетом этого замечания, других опубликованных данных и собственных полевых наблюдений я предлагаю новую структурно-формационную версию строения разреза Печенгской структуры и прилегающих участков в виде, отраженном на рис. 13. Здесь объединенный разрез северной части Печенгской синформы отображен четырьмя отдельными колонками (I—IV покровы). Каждая из них характеризует геологически и стратиграфически монолитный разрез, который отделен от структурно соприкасающихся с ним других разрезов разрывными нарушениями значительной амплитуды. В предположении сдвигания разреза ортогонально к простиранию структуры (по восстанию пластин) амплитуда должна быть соразмерной с ее шириной, т.е. $20\text{--}30$ км. В предположении сдвигания пакета пластин вдоль современной структуры величина относительного смещения пластин может возрасти в $1,5\text{--}2$ раза. В пользу второго варианта оценки, по-видимому, говорит тот факт, что в северо-западной части Печенгской синформы осадочные единицы разреза всех пластин тектонически выклиниваются — возможное указание на нахождение здесь краевых частей покровов.

На оценке кинематической обстановки при формировании структуры я останавлиюсь позже. Здесь же хочу привести еще одно замечание из книги Н.А. Елисеева с соавторами [1961], которое представляется весьма существенным. Заключая геологическую характеристику района, они пишут: "Факт увеличения мощности свиты в осевой части Печенгского синклинория и постепенного уменьшения в обоих его крыльях указывает на то, что складкообразовательные движения начались, вероятно, еще в период формирования свиты... не может быть сомнения в том, что последующие и более крупные тектонические движения, обусловившие наклонное залегание пород свиты и окончательное формирование синклинория, происходили уже после осадконакопления" (с. 12). Как видно, уже к началу 70-х годов главные черты концепции строения этого региона уже были сформулированы.

Обращаясь к анализу стратиграфических колонок (см. рис. 13), которые в традиционной структуре разреза рассматриваются как последовательно нарастающие одна другую снизу вверх (от первого покрова к четвертому), необходимо иметь в виду следующие свойства их строения. Одно заключается в том, что переход от пачки к пачке в каждой из них осуществляется постепенным вытеснением одних пород другими. Хорошая сохранность первичного состава и текстур

позволяет проследить последовательность в разрезе пачек и положение кровли — подошвы слоистости. Другое свойство разрезов, отраженное в колонках, — двухчленное строение. В каждом из покровов нижнюю часть разреза слагают базальтоидные лавы, верхнюю — осадочные породы. Осадочная часть всех разрезов начинается с терригенных пород, которые выше сменяются карбонатами, а те, в свою очередь, — тефроидами в переслаивании с тефротурбидитами.

Третье свойство отражает специфические различия фациального состава осадочной части разрезов. В первом и втором покровах базальная терригенная часть представлена пляжевыми сланцево-аренитовыми осадками, а средняя карбонатная имеет существенно доломитовый состав. В третьем покрове базальная терригенная часть содержит наряду со сланцево-аренитовыми пачки граувакк, линзы конгломератов, тефроидов, а карбонатный уровень представлен разобщенными линзами доломитов; выше располагается значительная по мощности толща сланцев с примесью туфогенного материала (ламасская свита).

Формационная общность осадочных частей всех разрезов очевидна, так же как и некоторые их фациальные различия. В связи с этим можно думать, что осадочные части разреза характеризуют латерально разобщенные части единого бассейна осадконакопления и представляют его прибрежные (первый и второй покровы) и пелагические (третий покров) зоны. Представление меры глубокководности и удаленности от берега акватории здесь относительно, поскольку все осадки содержат в качестве компонентов значительные количества аренитовых граувакковых и тефроидных псаммитов (часто красноцветных) — свидетелей мелководья и непротяженной транспортировки обломочного материала.

Как видно из приводимых колонок, главными компонентами нижних (лавовых) частей разреза каждого из покровов являются метадиабазы. Во втором покрове значительную часть среди лав слагают высокоглиноземистые андезитобазальты, андезиты, муджиериты и риолиты.

В предлагаемой версии корреляции неясное положение занимают вулканиты четвертого покрова (свита маттерт), в котором осадочная часть отсутствует, и это создает первое затруднение. Основным моментом является присутствие наряду с метадиабазами пикритов, которые встречаются здесь в виде лав и субвулканических тел. Присутствие здесь пикритов перекликается с тем, что среди осадков третьего покрова, структурно подстилающих четвертый покров, располагаются ультрабазит-базитовые дифференцированные интрузии Печенги — возможные комагматы пикритам четвертого покрова; с присутствием в верхах осадочной части разреза первого, второго и третьего покровов тефроидов, для которых существовали вулканические источники. Помещая на рис. 13 свиту маттерт в один корреляционный уровень с алмалахтинской (первый покров), кузтсарвинской (второй покров) и колосойкской (третий покров), я допускаю вместе с тем, что ее положение может соответствовать и верхнему теффроидному уровню кувернериньокской, лучломпольской и ламасской свит.

Пороярвинско-Тольпывдский район

От Порьиташской зоны разломов на юго-запад до верхних левых притоков р. Лотты, где вскрываются обширные поля глиноземистой толщи кольско-беломорской серии, располагается район, в пределах которого выделяются две зоны. Северная (Пороярвинская) рассматривается как южная часть Печенгской синформы, переработанная наложенными деформациями и метаморфизмом. Южная (Тальинско-Тольпывдская) включается в состав докарельских образований [Загородный и др., 1982; и др.].

В обеих зонах, по данным геологических съемок ПГО "Севзапгеология", устанавливаются две толщи. Одна из них (каскамская) представлена аподиабазовыми амфиболитами и биотит-амфиболовыми гнейсами в переменных количественных

соотношениях. Другая (талинская) сложена преимущественно биотитовыми, мусковитовыми, карбонат-слюдяными и слюдисто-полевошпат-кварцевыми кристалло-сланцами по субграувакковым и аренитовым глинистым осадкам [Загородный и др., 1964; Харитонов, 1966; Кременецкий, 1975; и др.]. Мощность каскамской толщи оценивается величиной порядка 800—1000 м, тальинской — 700—900 м.

Показано, что и метаморфиты бассейна р. Лотты, Пороярвинско-Тольпвидского и Печенгского районов охвачены единым, одноактным и зональным метаморфическим ареалом с возрастом 1800—100 млн лет [Беляев и др., 1977]. М.А. Гилярова [1972] включает тальинскую толщу в разрез карелид Печенги. В.Г. Загородный с коллегами [1964] также коррелировал толщи Пороярвинской зоны с толщами печенгской серии. Показано вместе с тем, что переход между образованиями каскамской и тальинской толщ осуществляется непрерывно и постепенно; утверждается при этом, что тальинская толща залегает стратиграфически выше каскамской [Загородный и др., 1964; Харитонов, 1966; и др.]. Вместе с этим вдоль южной границы района в разрезах, не нарушенных и слабо переработанных наложенными перестройками, с высокоглиноземистыми толщами кольско-беломорской серии постоянно приведены в соприкосновение каскамские амфиболитовые или биотит-амфиболовые гнейсы, которые здесь (в полосе Ханьярвинского, Аллареченского и Аннамского гранитогнейсовых куполов) постоянно отделяют глиноземистые толщи от сланцевой тальинской.

Все сказанное допускает корреляцию сланцевой тальинской толщи с осадочным уровнем первого, второго и третьего покровов в печенгском пакете пластин, позволяет наименее противоречиво увязывать наблюдения по соотношению толщ всего Печенгского района и его ближайшего окружения, а также делать это с наименьшими количеством специальных допущений. Из принятой версии корреляции дополнительно следует, что пороярвинская и тольпвидская зоны представляют собой юго-западные части некогда единого Печенгского палеобассейна осадконакопления, переработанные карельскими структурообразующими и сопровождающими метаморфическими процессами; ультрабазит-базитовые массивы этого района аналогичны и синхронны (в целом) таким же массивам в пределах Печенгской синформы.

Ультрабазит-базитовые массивы Печенгского палеобассейна. Подробно охарактеризованы в специальной сводке коллектива авторов [Елисеев и др., 1961]. Главные полученные выводы сводятся к тому, что подавляющее большинство массивов сконцентрировано в узкой зоне, которая охватывает верхнюю часть осадочного разреза третьего покрова и сверху структурно ограничена подошвой четвертого покрова (рис. 14); массивы представляют собой интрузивные тела, в экзоконтактах которых сохранились адинолы, диопсид-плагноклазовые роговики, а в эндоконтактовых частях интрузивных тел — закалочные мелкозернистые фации; интрузивные тела занимают как межпластовые пространства, так и располагаются вдоль поверхностей разрывных смещений; подавляющее большинство тел имеет форму простых или пережатых линз, осевая поверхность которых наклонена к югу и юго-востоку; во время внедрения и на послепостинтрузивных стадиях интрузии испытали совместно с вмещающими породами наложенные деформации, которые привели к смятию тех и других в складки различной амплитуды и нескольких поколений; юго-восточный наклон шарниров (40—50°) и северо-восточное падение осевых поверхностей отражает движение масс вдоль поверхностей, наклоненных к югу и по направлению запад-северо-запад—восток-юго-восток; интрузии являются синкинематическими и в рамках единого акта представлены несколькими поколениями; особенности морфоструктуры тел показывают, что в ходе складчатых деформаций расплав отжимался из замков антиформ и крыльев складок в замки синформ; по составу интрузии представляют асимметрично расслоенные залежи, содержащие в полно сохранившихся разрезах (снизу вверх) дуниты, верлиты, клинопироксениты, габбро-

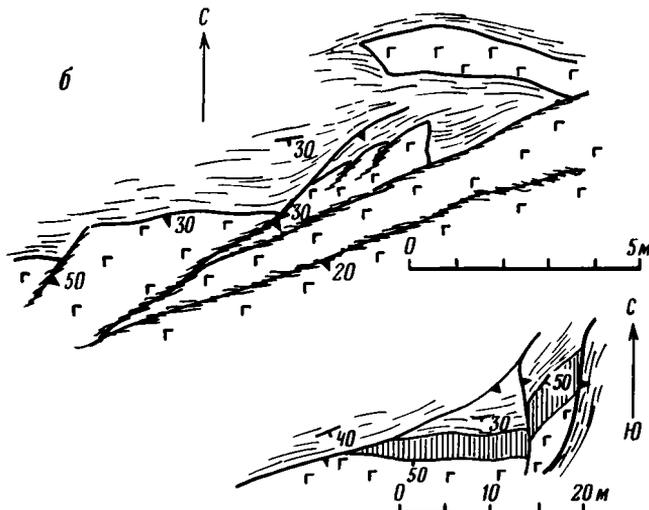
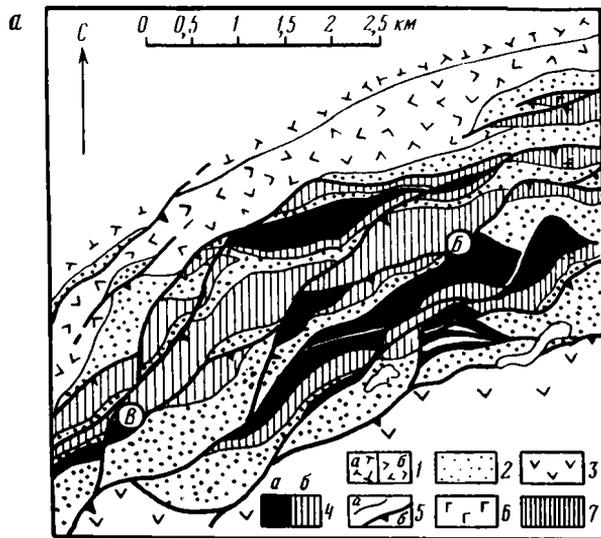


Рис. 14. Положение ультрабазит-базитовых интрузий в структуре западного фланга Печенгской муфты: геологическая схема современной структуры в районе горы Каулатунтури (а) и зарисовки сдвиговых деформаций на контакте тел габброидов и вмещающих сланцев (б)

1 — ждановская песчано-сланцевая (а) и ламасская туфоогенно-сланцевая (б) толщи третьего покрова; 2 — углисто-сланцевая толща; 3 — базальты и пикриты четвертого покрова; 4 — дуниты, верлиты (а) и габброиды (б) расслоенных интрузий; 5 — геологические границы стратиграфические (а) и разрывные (б); 6 — тела габброидов; 7 — вмещающие сланцы

нориты, габбро-диабазы; интрузии представлены двумя обобщенными семействами, одно из которых содержит весь перечисленный набор пород, другое не содержит ультрабазитов и представлено только габброидами (рис. 15—18).

Материалы бурения, проводившегося позднее, с которыми мне удалось познакомиться при проведении полевых работ на Печенге, а также полевые наблюдения на естественных обнажениях и искусственных горных выработках на западном и восточном флангах пояса ультрабазит-базитовых интрузий позволяют расширить приведенный список.

В карьерах и по данным бурения печенгских интрузий (Каула, Ждановское

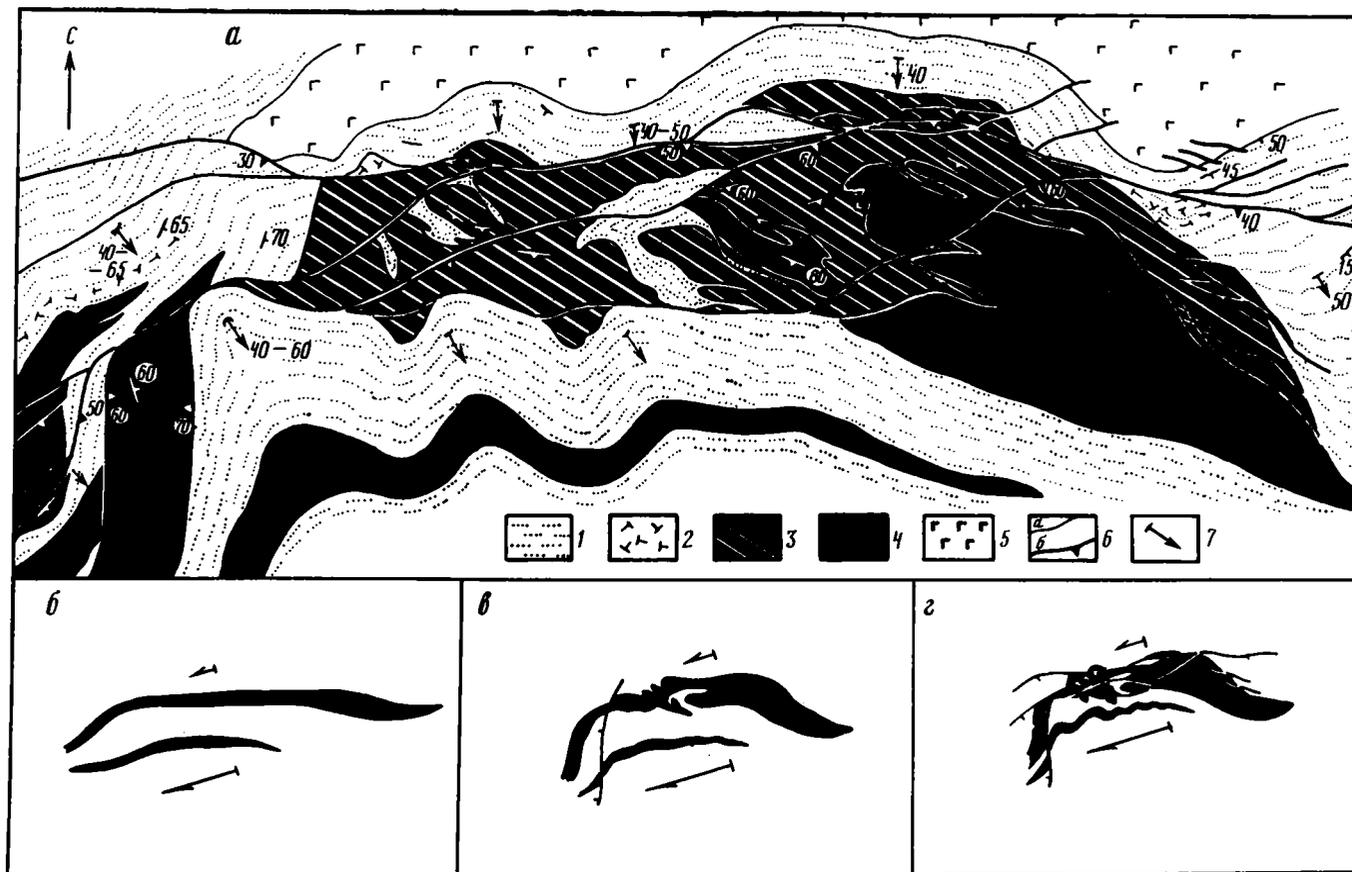


Рис. 15. Структура деформированной интрузии г. Каассельвара (по: [Елисеев и др., 1961] с изменениями) (а), палинспатическая реконструкция эволюции структуры интрузии на ранней (б), промежуточной (в) и конечных (г) стадиях, раскрывающая ведущую роль латеральных сдвигов в ее формировании

1 — туфогенно-сланцевая толща; 2 — пачки туфов основного состава; 3 — верлиты, клинопироксеновые дуниты, клинопироксениты; 4 — дуниты серпентинизированные; 5 — габброиды; 6 — геологические границы стратиграфические (а) и разрывные (б); 7 — наклон шарниров складок поздних поколений

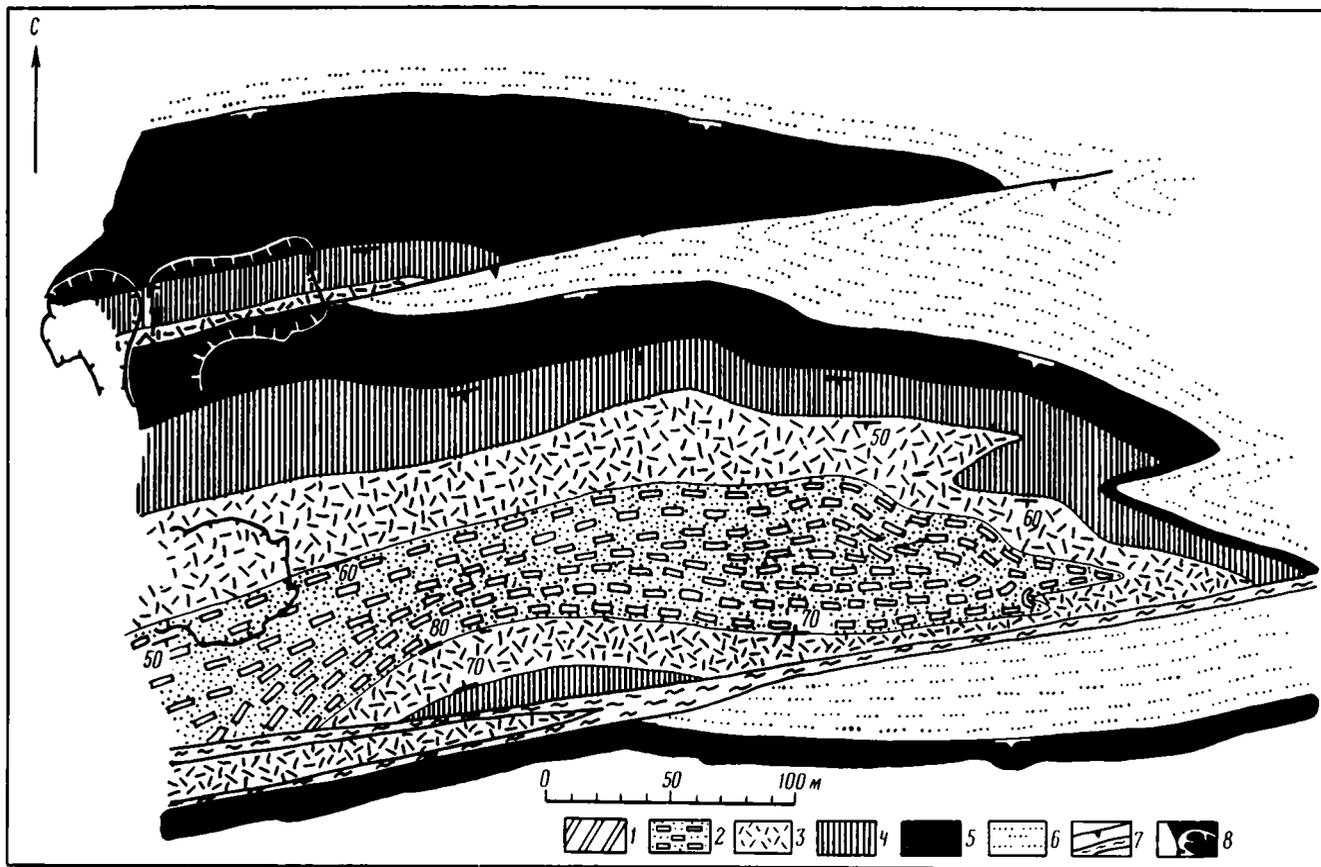


Рис. 16. Схематический план строения фронтальной (северной) части расслоенной интрузии Каалутунтури-Каассельвара

1 — диабазы и габбро-диабазы гломеропорфировые; 2 — габбро-диабазы крупно- и грубозернистые с преимущественной ориентировкой плагиоклазов и пироксена; 3 — горнблендиты и клинопироксениты крупнозернистые магнетитовые; 4 — верлиты с гломеропорфировой структурой, серпентинизированные; 5 — дуниты и клинопироксеновые дуниты, серпентинизированные; 6 — вмещающие сланцы; 7 — разрывные нарушения и зоны бластомилонитов; 8 — карьеры

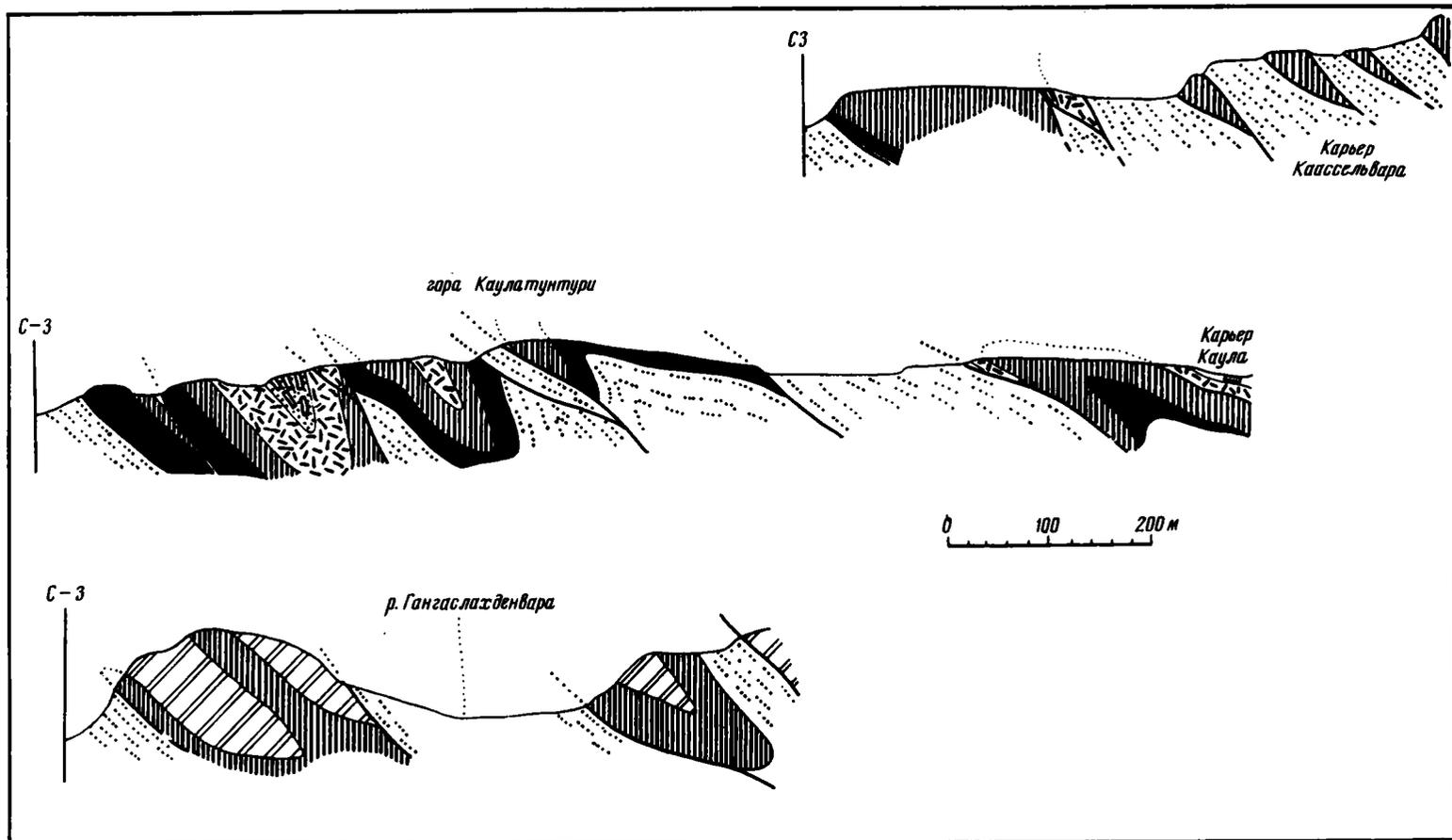


Рис. 17. Геологические разрезы в районе гор Каассельвара, Каулатунтури и Гангаслахденвара
Условные обозначения см. на рис. 16

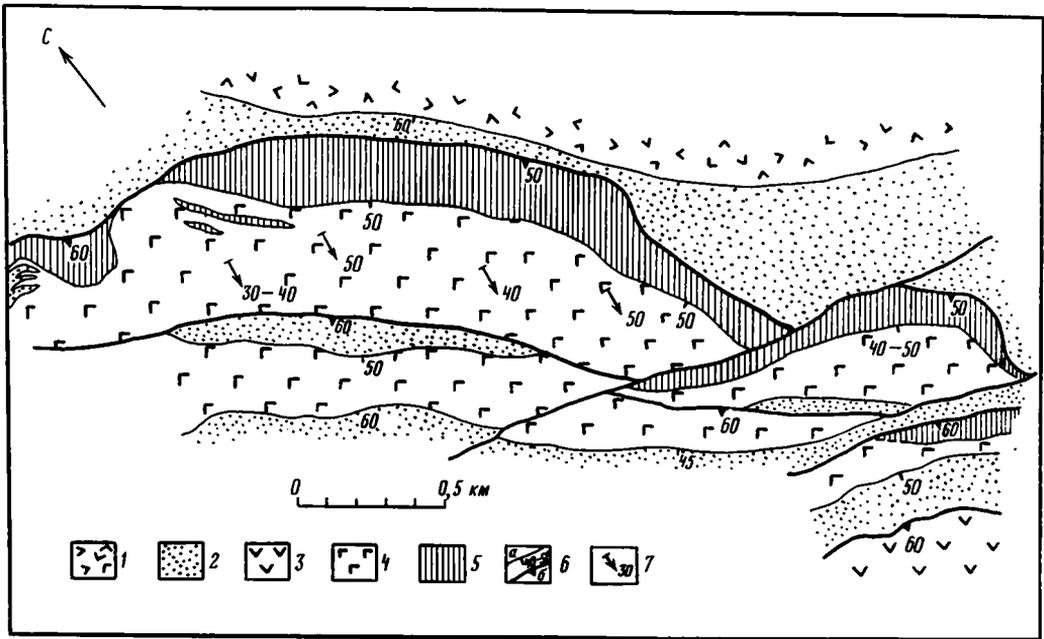


Рис. 18. Схематический план расслоенного ультрабазит-базитового силла в Ждановском карьере на восточном фланге Печенгской мульды

1 — туфогенно-сланцевая толща третьего покрова; 2, 3 — толща четвертого покрова: 2 — углисто-сланцевая, 3 — вулканогенная; 4 — габбро-нориты и габбро; 5 — дуниты и верлиты, клинопироксениты; 6 — геологические граниты стратиграфические (а), разрывные (б), падение (в град); 7 — падение линейности и трахитоидности (в град)

и др.) хорошо видно, что границы раздела между расслоенными единицами разреза интрузий наклонены несколько положе, чем границы интрузии, но не являются ни параллельными им, ни субгоризонтальными. Это может означать лишь то, что в ходе складчатости деформировались тела не с доскладчатым или послескладчатым горизонтальным расслоением расплава, а расслоение расплава происходило при его перемещении по транзитному каналу и в процессе заполнения камеры. С таким представлением хорошо согласуются буровые данные, которые показывают, что габброидные единицы разрезов интрузий приурочены к структурно верхним и фронтальным частям интрузивных тел, тогда как ультрабазиты — к их структурно нижним и тыловым частям.

Химические анализы проб ультрабазитов и базитов из интрузий Каула и Каассельвара характеризуют их принадлежность к низкобарическим выплавкам толеитовой группы высокостоящей верхней мантии.

Наиболее заметными элементами структуры Печенгского района, которые характеризуют кинематику в период формирования карельского метаморфического ореола; являются: на востоке — линейная группа гранитогнейсовых куполов Кучин-тундры — Ура-губы с северо-северо-восточным простираем и урагубскими гранитоидами в ядрах; на юге — система гранитогнейсовых куполов с северо-западным простираем Аннамского, Аллареченского, Каскамского, Шуониявринского и в эшелоне — Хихнаявринская система гранитогнейсовых куполов; на севере — зона гранитогнейсовых куполов и многостадийных деформаций карельского этапа в полосе северо-западного простираения от Ура-губы до старой Титовки.

Для района северного обрамления Печенгской структуры показано [Добржинская, 1978], что многостадийные деформации карельского этапа сопровожда-

лись формированием зонального метаморфического ореола (от амфиболовой фации на севере до зеленосланцевой в северном обрамлении Печенги), гранитизацией и формированием складок многих поколений. В последовательной смене формы и ориентировки этих складок отражены дифференцированные латеральные движения, которые ориентированы в направлении юго-восток — северо-запад и отражают эволюцию деформации левого сдвига.

Цепочки куполов из восточного и южного обрамления Печенгской структуры надстраивают одна другую и организованы в рисунок с конфигурацией левой сигмоиды (см. рис. 12). Урагубская часть этой сигмоиды выгнута к северо-западу и "упирается" лобовой зоной в Печенгскую структуру. Развитие структуры с такой конфигурацией наиболее вероятно могло происходить в условиях латеральных дифференцированных движений масс в направлении юго-восток — северо-запад в системе левого сдвига.

Приведенные материалы позволяют наметить главную черту в динамике карельской структуры Печенгского района. Ею, очевидно, является последовательность ориентировки деформаций в каждой из стадий, которые последовательно сменяли одна другую: заложение конседиментационной впадины, сдвигание ее разреза в пакет пластин, внедрение интрузий ультрабазит-базитового состава, синкинематический метаморфизм и гранитизация, завершившие карельский этап эволюции структуры.

Имандра-Варзугский район

В современной структуре дорифейского фундамента Кольского полуострова этот сектор занимает географически центральное положение и отделяет расположенные к северу от него Центральнокольский и Кейвский сегменты докарелид от расположенных к югу от него Нотоозерского и Стрельнинского сегментов (см. рис. 12). Развитие основных представлений о геологической эволюции карельских образований этого сектора связано с именами А.К. Симона [1967], М.А. Гиляровой [1972], коллективом авторов под руководством В.Г. Загородного и А.А. Предовского [1982] и коллективом съездчиков ПГО "Севзапгеология" под руководством Л.Н. Потрубович. В пределах этого сектора мной проводились работы в западной части: в бассейне р. Умбы и в Примандринском районе [Савельев, 1981; Штрейс и др., 1980].

В числе фундаментальных наблюдений, лежащих в основе представлений о структуре карелид Имандра-Варзугского сектора, необходимо назвать следующие: стратифицированные толщи представлены в современной структуре линейной полосой выходов базальтоидных вулканитов (лав, тефроидов), переотложенной пирокластике с подчиненными пачками терригенных и карбонатных пород протяженностью около 330 км и шириной до 50 км; зона распространения этих толщ (см. рис. 12, 19 (вкл.), 20) с севера и юга повсеместно ограничена зонами разрывных нарушений [Симон, 1967; Гилярова, 1972; Новикова, 1975; Загородный и др., 1982]; внутренняя структура Имандра-Варзугской зоны обусловлена системой пластин, ограничения которых довольно круто наклонены в северных румбах, вдоль южного ограничения зоны часть пластин имеет падения как крутые, так и пологие в южных румбах; толщи вулканитов и терригенно-карбонатных осадков прорваны интрузиями ультрабазит-базитового состава и вместе с ними охвачены зональным метаморфическим ареалом и гранитизацией с возрастом 1800 ± 100 млн лет [Беляев и др., 1977; Загороднов и др., 1982 и др.].

Достоверные стратиграфические контакты карельских толщ в Имандра-Варзугской зоне с подстилающими толщами кольско-беломорской серии в настоящее время не известны. Единственным участком, где, по представлению В.Г. Загородного с соавторами [1982], такой контакт имеется, является Монче-полуостров в Примандринском районе вблизи заброшенного карьера у пос. Рижгуба. Считается,

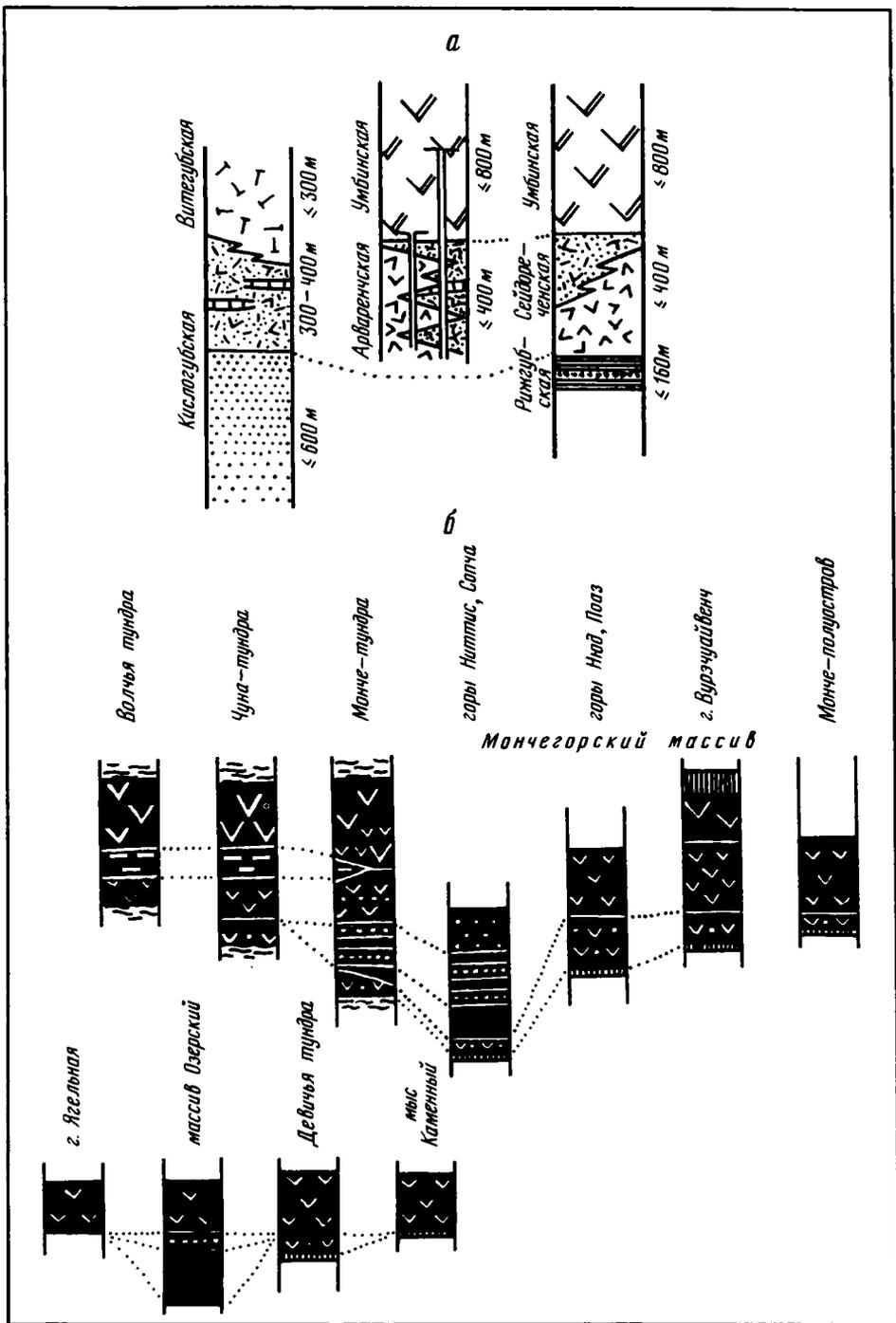


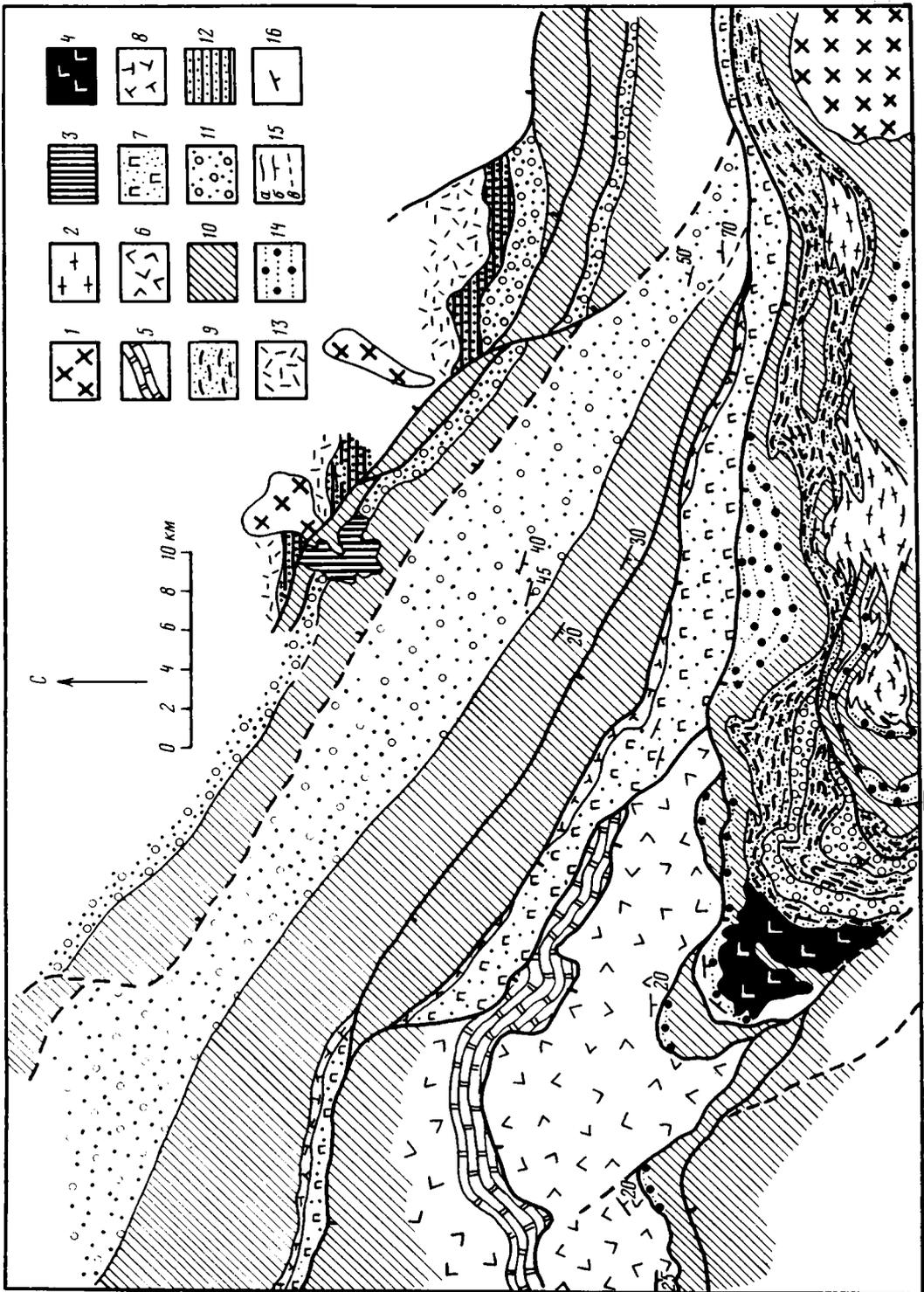
Рис. 20. Корреляция разрезов вулканогенно-осадочного (а) и ультрабазит-базитового (б) комплексов
Условные обозначения см. на рис. 19

что здесь базальтовые лавы, принадлежащие основанию разреза карелид, со стратиграфическим несогласием перекрывают элювиальный реголит на тоналитах. Против такого представления давно и категорически возражает М.А. Гилярова [1972; и др.], утверждающая его эруптивную природу. Такой же вывод получен при детальном съемочных работах автором и др. [Зайцевский, Соколова и др., 1974]. Действительно, здесь диабазы в нижней части силла с отчетливо выраженной закалочной эндоконтактной зоной содержат переменные количества кристалло- и литокластических включений тоналитов. Мощность зоны раздробленных тоналитов в экзоконтакте переменная и не превышает 1 м, размеры осколчатых обломков тоналитов быстро нарастают от контакта с диабазами, свежесть тоналитов в направлении к контакту не меняется, и отсутствуют всякие признаки экзогенных преобразований минералов тоналитов или следов регенерированного глинистого цемента реголита.

Несмотря на отсутствие надежных стратиграфических контактов в основании карельских стратифицированных толщ, приближенная характеристика перехода от толщ кольско-беломорской серии к толщам карелид была получена. В основу ее положен надежно наблюдаемый факт. Заключается он в том, что в Примандрском районе на западе, а также в Малых Кейвах и верховьях р. Чапомы на востоке Имандра-Варзугской зоны (рис. 21, 22) между вулканитами карельского разреза и глиноземистой толщей кольско-беломорской серии в условиях плохой обнаженности постоянно встречаются изолированные коренные выходы или элювий терригенных осадков (конгломераты, метапесчаники, филлитовидные сланцы и филлиты) от грауваккового до аренитового состава (см. рис. 20, 22). Местами сохраняется и может наблюдаться либо верхний ненарушенный стратиграфический контакт базальной терригенной толщи с базальтоидными лавами карельской части разреза или ее нижний ненарушенный стратиграфический контакт с глиноземистой толщей кольско-беломорской серии [Симон, 1967; Гилярова, 1972; Загородный и др., 1982]. В связи с этим ее наибольшие наблюдаемые мощности не превышают 200—300 м, а истинная мощность неизвестна.

Вдоль юго-западного ограничения Имандра-Варзугской зоны, в районе слияния рек Паны и Большой Варзуги, в среднем течении р. Умбы, а также в районе озера Имандра и хребта Чуна-тундра Примандрского района наблюдается иной состав толщ в зоне перехода от гнейсово-сланцевых разрезов кольско-беломорской серии к вулканитам имандра-варзугского комплекса карелид. В разрезах кольско-беломорской серии здесь отсутствует глиноземистая толща (юго-западнее зоны контакта она распространена широко) и переходная терригенная граувакко-аренитовая толща, присутствующая в разрезах северного и юго-восточного ограничения Имандра-Варзугской зоны. Вместо них (см. рис. 19, 20, 23, 24) стратиграфически и структурно ниже первой лавовой толщи имандра-варзугского комплекса, а также стратиграфически и структурно выше биотит-плагиоклазовых гнейсов и сланцев кольско-беломорской серии располагаются метаграувакковые сланцевые толщи, которые выделяются в качестве кислугубской свиты.

В среднем течении р. Умбы и в районе губы Кислой на озере Имандра, где породы этой толщи испытали наложенный метаморфизм не выше биотитовой или биотит-гранатовой зоны, сохранились первичные текстуры и структуры пород (см. рис. 20). Они представлены субритмичным или беспорядочным флишоидным чередованием граувакковых металевролитов, метааргиллитов, метапесчаников с градационными переходами между ними. Вверх по разрезу эти толщи постепенно обогащаются невыдержанными по простиранию пачками андезито-базальтовых метатеффридов, тефротурбидитов мраморизованных известняков и андезито-базальтов. Последние, постепенно вытесняя вверх по разрезу все другие породы, обособливаются в первую нижнюю лавовую толщу базальтоидных вулканитов, известную в качестве витегубской свиты.



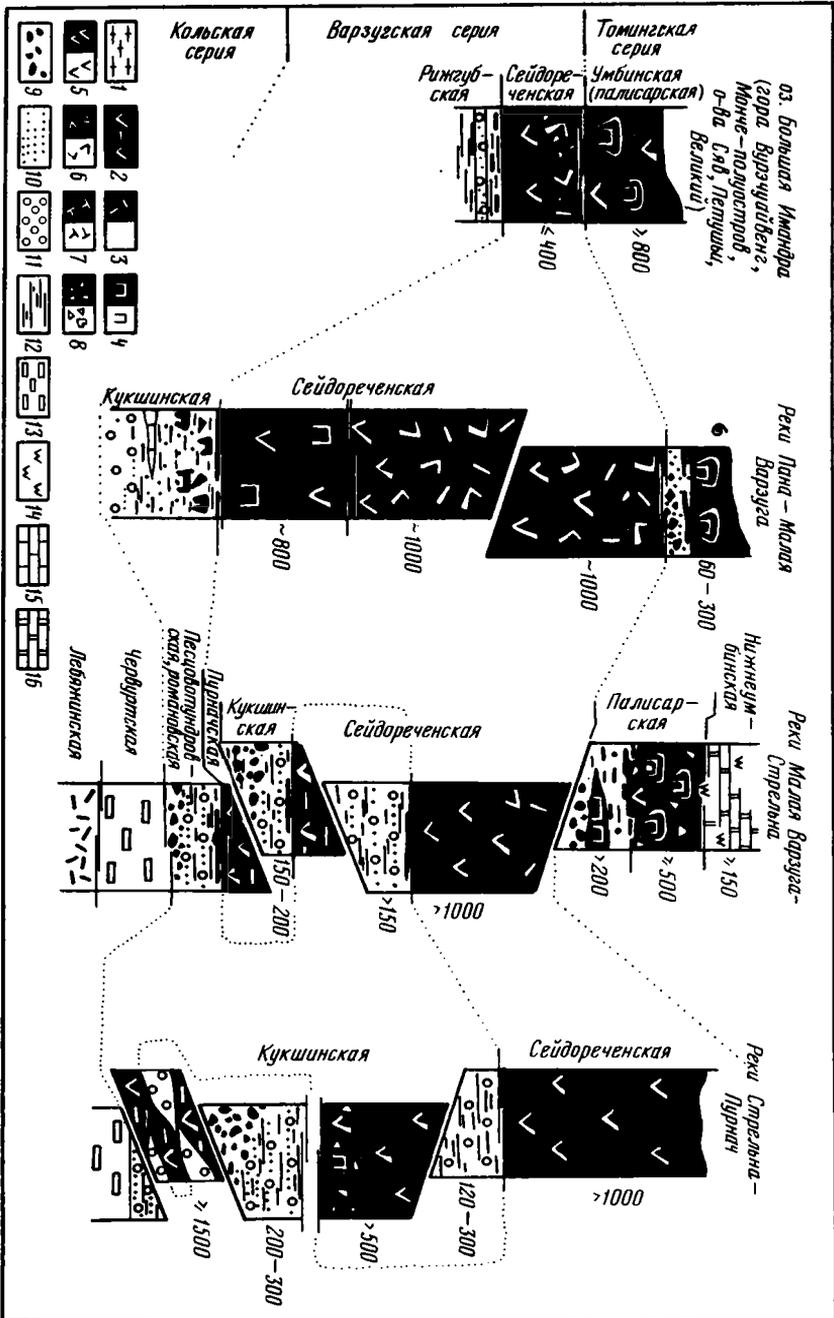
Как видно, верхняя стратиграфическая граница кислогубской свиты характеризуется достаточно определенно. О нижней границе этой свиты такого сказать нельзя. Сближенность валового состава нижней части кислогубской свиты с составом подглиноземистой сланцевой толщи кольско-беломорской серии создает значительные затруднения в проведении подошвы кислогубской свиты. Эти затруднения существенно осложняются повсеместным существованием разрывных зон на границе кислогубской свиты и кольско-беломорской серии, а также полным размытием различий этих толщ на участках развития огнейсования и мигматизации гранитоидным материалом.

Являются ли такие соотношения следствием тектонического перекрытия и структурного выпадения из наблюдаемого разреза глиноземистой толщи кольско-беломорской серии и переходной терригенной толщи граувакково-аренитового состава или здесь мы сталкиваемся хоть и с нарушенной, но иной фашиально этой частью разреза. Второе предположение является, по-видимому, более вероятным. Как будет показано ниже, для разрезов карельских стратифицированных толщ в Имандра-Варзугской зоне и Печенгском районе для осадочных частей разреза вообще характерно обогащение с севера на юг сланцевыми компонентами и граувакковым материалом.

Состав разрезов Имандра-Варзугской зоны в последнем и наиболее полном представлении изложен в сводке В.Г. Загородного с соавторами [1982], где в составе нижнепротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса снизу вверх выделяются: стрельнинская серия, объединяющая пурначскую, кукшинскую и сейдореченскую свиты; варзугская серия в составе полисарской, умбинской и ильмозерской свит; вновь выделяемая томингская серия, объединяющая пять толщ с неустановленной номенклатурой. В силу того что наблюдаемая структура этой зоны организована из системы тектонических пластин, неоправданно сложную, неоднократно повторяющуюся и зачастую противоречивую схему этой зоны предлагается представить в виде альтернативной, значительно упрощенной и взаимосвязанной версии. Действительно, при ознакомлении со строением разреза этой зоны в виде, в котором его представляют А.К. Симон [1967], М.А. Гилярова [1972] и В.Г. Загородный с соавторами [1982], постоянно возникают два вопроса: первый — почему, в пакете пластин, разделенных разрывными зонами, и в условиях недостаточной обнаженности разрезы отдельных тектонических пластин выстраиваются в единый, непрерывный и последовательно наращиваемый с севера на юг стратиграфический разрез (?) — все известные наблюдения не дают для этого достаточных оснований; второй — если допустить, как это следует из стратиграфии перечисленных авторов, что такой разрез наращивался во времени с

Рис. 21. Геологическая схема строения Имандра-Варзугской зоны в верховьях рек Большая Варзуга—Стрельная (по: [Симон, 1967; Гилярова, 1972, Загородный и др., 1982; и др.] с дополнениями и изменениями)

1 — сиениты, грано-сиениты, щелочные граниты кейвской группы; 2 — плагиомигматиты, плагиограниты, гранодиориты; 3 — щелочные ультрабазиты; 4 — габбро-такситовые амфиболовые габбро, габбро-диориты Кановского массива; 5—9 — томингская серия: 5 — карбонатные толщии нижнеумбинской свиты, 6 — вулканыты дробно дифференцированной базальт-андезит-риодацитовой серии умбинской и ильмозерской свит, 7 — вулканыты базальт-пикритовой серии палисарской свиты, 8 — сланцы, теффроиды, базальт-пикритовые лавы нижнепалисарской подсвиты, 9 — туфо-сланцевотерригенные толщии пикамской и панареченской свит; 10, 11 — варзугская серия: 10 — андезитобазальты слабо дифференцированной серии пурначской и сейдореченской свит, 11 — метаграувакки, арениты, метаконгломераты, метавулканыты андезитобазальтового состава романовской, песчовотундровской, кукшинской свит и среднепикамской толщии; 12—14 — кольская серия: 12 — метасналиты червуртской свиты, 13 — сланцы по кислотам метавулканытам лебяжинской свиты, 14 — биотитовые и мусковитовые гнейсы, амфиболиты килогубской свиты; 15 — границы толщ стратиграфические (а), разрывные (б), предполагаемые (в); 16 — залегание слоистости толщ



севера на юг, а не в вертикальной колонне, то куда девались толщи из нижней части разреза в северной зоне структуры, когда накапливались молодые части разреза в южной; если они эродировались, то где и в каком виде могут быть идентифицированы продукты их переотложения. Оба вопроса авторы совершенно не затрагивают при обсуждении стратиграфии толщ.

При детальном ознакомлении со структурой имандра-варзугской зоны (см. рис. 12) и строением разрезов отдельных входящих в нее тектонических пластин можно видеть, что среди пластин отчетливо обособливаются три их группы, каждая из которых характеризуется разрезом, близким по составу, строению и формационному набору толщ.

Северный тип разрезов (см. рис. 19—22). В Примандровском (Риж-губа, г. Вурэчуайвенч) этот разрез содержит толщи кукшинской (рижгубской) и сейдореченской свит и разделен на части несколькими sillами диабазов [Савельев, 1981]. В северной части центрального сегмента Имандра-Варзугской зоны (верховье рек Пана и Малая Варзуга) разрез, повторенный в автономных тектонических блоках, выделяется также в виде кукшинской и перекрывающей сейдореченской свит [Гилярова, 1972; Загородный и др., 1982]. Восточнее, но также в северном обрамлении зоны (междуречье Малой Варзуги и Стрельны) аналогичный разрез трижды повторяется в автономных тектонических блоках. В названных публикациях он рассматривается в составе нескольких свит, последовательно надстраивающих в едином разрезе одна другую с севера на юг: песчовотундровской (романовской), кукшинской и сейдореченской. На южных склонах Малых Кейв и в пределах пурначско-бабьеозерского сегмента Имандра-Варзугской зоны такой же разрез многократно повторяется в разных тектонических блоках, тем не менее выделяется каждый раз в составе разных свит с теми же названиями и с таким же сравнительным стратиграфическим положением.

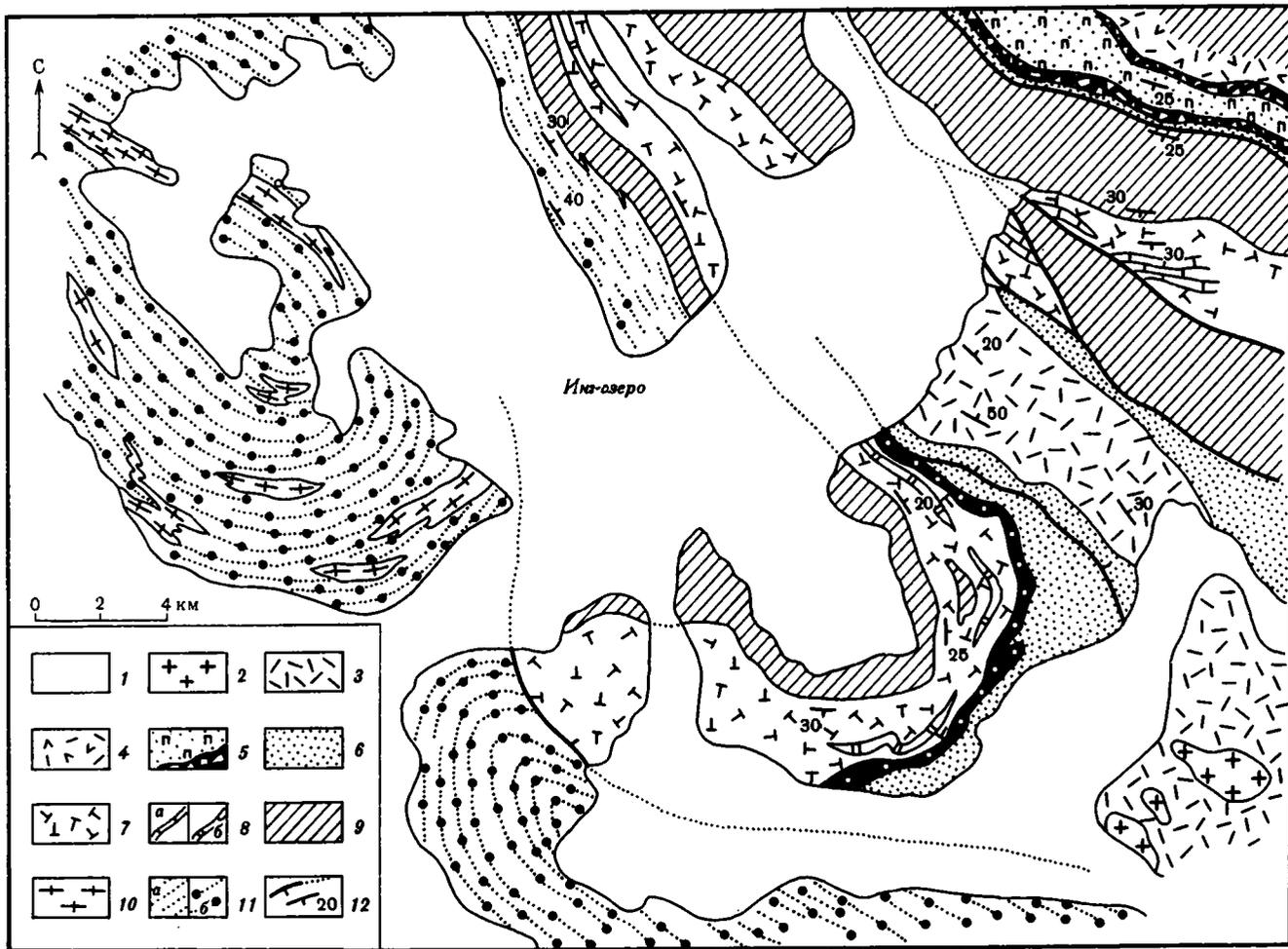
По составу этот тип разрезов имеет в каждой из пластин двучленное строение: нижняя часть — терригенно-осадочная, верхняя — вулканогенная (см. рис. 22). Переход между обеими частями не сорван и характеризуется замещением через маломощную зону переслаивания терригенных осадков вулканитами вверх по разрезу. На южных склонах Малых Кейв, где нижняя терригенная часть этого типа разреза выделяется в составе песчовотундровской (романовской) свиты, она постоянно сосуществует с высокоглиноземистыми сланцами червуртской свиты кольско-беломорской серии и рассматривается после работ М.А. Гиляровой [1972] в качестве базальной для карельских стратифицированных толщ.

Терригенная часть, рассматриваемая в современных стратиграфических схемах в качестве самостоятельных терригенных ритмов песчовотундровской (романовской), кукшинской и сейдореченской свит, сложена слюдисто-полевошпат-кварцевыми граувакками и имеет устойчивый общеваловый химический состав [Загородный и др., 1982]. Он значительно отличается от состава осадочных пород других частей и типов разреза. Авторы отмечают, что терригенные осадки этой части разреза характеризуются низкой степенью химической зрелости и накапливались в мелководной части бассейна. Их характерной составной частью являют-



Рис. 22. Схема корреляции раннедокембрийских толщ Имандра-Варзугской зоны в верховьях рек Большая Варзуга и Стрельна

1 — докарельские гранитно-метаморфические комплексы; 2 — метавулканы толеит-базальтовой группы и сланцы по ним; 3 — метавулканы и вулканы риодацитовой группы; 4 — метавулканы и вулканы базальт-пикритовой группы; 5 — вулканы толеит-базальтовой группы; 6 — вулканы и андезит-базальтовой и андезитовой группы; 7 — теффриды; 8 — грубообломочная пирокластика, неокатанные грубые обломки; 9 — грубообломочные окатанные обломки; 10 — метавулканы, метапесчаники; 11 — гравийно-галечные конгломераты; 12 — сланцы по глинистым осадкам; 13 — глиноземистые сланцы; 14 — силлициты, метасиллициты; 15, 16 — карбонаты и метакорбонаты; 15 известняковые, 16 — доломитовые



ся кварцевые метапесчаники (до кварцитов), иногда пачки карбонатов и теффроидов андезито-базальтового (Риж-губа) или пикритового (верховья рек Пана и Малая Варзуга) состава [Гилярова, 1972; Загородный и др., 1982]. Известная вскрытая мощность этой части разреза не превышает 300 м.

Вулканогенная часть разрезов рассматривается как верхняя часть ритмов пурначской, кукинской и сейдореченской свит [Бекасова, Пушкин, 1972]. В ее составе резко преобладают лавы, подчиненную роль играют теффроиды. В восточном секторе Имандра-Варзугской зоны практически все поперечное сечение слагают многочисленные и порой плотные рои даек, ориентированные конформно современным ограничениям этой части структуры.

Вулканогенную часть разреза слагают зеленые сланцы с сохранившейся текстурой андезито-базальтов в составе многоярусных лавовых покровов, у многих из которых сохранились лавобрекчиевые, шлаковые или мандельштейновые части потоков. В верховьях рек Пана и Малая Варзуга, где эта толща выделяется в составе сейдореченской свиты, а также в северной части зоны (от водораздела Малая Варзуга—Стрельна и вдоль левого бережья р. Пурнач), где эта толща выделяется в составе кукинской свиты, в основании вулканогенной толщи присутствуют в переменных количествах пачки лав и лавобрекчий, пикрито-базальтов и пикритов [Загородный и др., 1982]. Для сейдореченских разрезов характерной чертой является почти повсеместное присутствие в верхней части андезито-дацитов, которые представлены лавами и пирокластикой. Для всей вулканогенной толщи характерно отсутствие андезитовых составов, что относит вулканогенную серию к группе контрастных.

Верхняя граница толщи почти повсеместно тектоническая. Исключение, по-видимому, составляет район верхнего течения рек Пана и Малая Варзуга, где, по данным М.А. Гиляровой [1972] и В.Г. Загородного с соавторами [1982], можно видеть, как в ненарушенном непрерывном разрезе контрастные вулканиты верхов вулканогенной толщи сменяются вверх по разрезу граувакковыми метапсаммитами и метапсефитами (мощностью в первые десятки метров), которые, в свою очередь, вытесняются из разреза весьма специфической по составу толщей вулканитов существенно пикритового состава (палисарская свита).

Мощность вулканогенной толщи в северном типе разрезов из-за их практически повсеместной нарушенности точно оценить затруднительно. Вместе с тем можно говорить о том, что она существенно варьирует. Так, в Приимандрском районе она немалого превышает или равна 400 м, в центральном сегменте зоны ее наблюдаемая величина оценивается примерно в 2800 м, а в восточном сегменте составляет местами более 100 м.

Палисарская толща метавулканитов существенно пикритового состава не является характерным компонентом северного типа разрезов, поскольку присутствует и во всех других в том или ином выражении. Вдоль южного края полосы распространения разрезов северного типа (приблизительно вдоль оси современной

←

Рис. 23. Геологическая схема строения Имандра-Варзугской зоны в районе оз. Роукса, Мун-озеро Инг-озеро (по: [Гилярова, 1972; Загородный и др., 1982; и др.] с дополнениями и изменениями)

1 — четвертичные отложения; 2 — диориты, гранодиориты, граносиениты; 3—6 — томингская серия: 3 — туфогенно-карбонатно-(углеродисто)-сланцевая толща панареченской свиты, 4 — туфогенно-сланцевая толща нижнепалисарской подсвиты, 5 — метавулканиты базальт-пикритовой серии с горизонтом доломитов и брекчиевыми конгломератами метавулканитов, 6 — карбонатно-кварцито-сланцевая толща роуксинской свиты с прерывистым горизонтом кварцит-карбонатного состава в основании; 7—9 — варзугская серия; 7 — туфогенно-сланцевая толща арваренчской и титанской свит, 8 — горизонты и линзы известняков (а) и доломитизированных известняков или доломитов (б), 9 — амфиболиты с пачками биотит-амфиболовых сланцев по метавулканитам андезито-базальтового состава витегубской свиты; 10 — плагиомигматиты, плагиограниты, гранодиориты; 11 — биотит-амфиболовые и амфиболовые сланцы (а) и гнейсы (б) кислогубской свиты; 12 — разрывные нарушения и залегание слоистости толщ

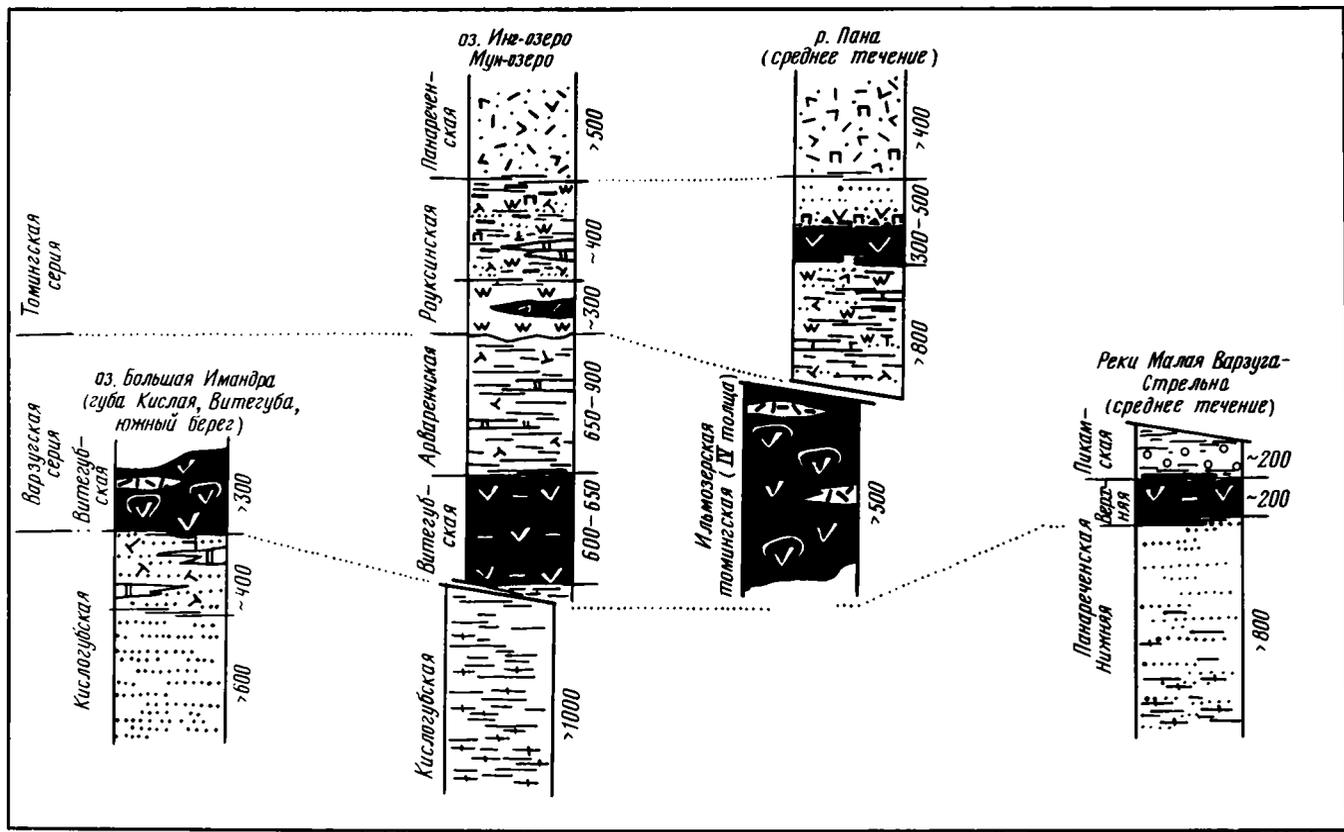


Рис. 24. Схема корреляции раннепротерозойских толщ западного фланга Имандра-Варзугской зоны
Условные обозначения см. на рис. 22

структуры Имандра-Варзугской зоны) эта ярко индивидуализированная по составу, маркирующая свита представлена наиболее полно. Как можно видеть (см. рис. 22), здесь палисарская свита имеет в ненарушенных разрезах не двухчленное (как считают В.Г. Загородный с соавторами [1982]), а трехчленное строение. В среднем течении р. Малая Варзуги и на ее водоразделе с р. Стрельна в основании свиты залегает терригенная, в средней части разреза — вулканогенная и в верхней — кремнисто-карбонатная толща.

Нижняя (терригенная) толща включает два выдержанных по простиранию горизонта [Загородный и др., 1982]. Базальный горизонт мономиктовых конгломератов (до 15 м) состоит из обломков андезито-базальтов и андезито-дацитов подстилающей вулканогенной толщи, цемент представлен граувакковыми метапсаммитами. Перекрывающий горизонт (до 50 м) сложен метаалевропсаммитами с тонкоритмичным флишoidalным строением разреза, прослоенных невыдержанными по простиранию пачками и линзами базальтоидных теффроидов и плохо сортированных мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Для конгломератового горизонта указывается характерное присутствие вулканических бомб базальтоидного состава [Мележик, 1977]. Вместе с тем В.Г. Загородный с соавторами [1982] обращает внимание на присутствие в разрезе толщи между горизонтами конгломератов и алевропсаммитов линз (мощностью до 60—70 м) метапикрит-базальтовых лав.

Средняя (вулканогенная) толща сложена метаморфизованными лавами слабо дифференцированной серии, в которой преобладают метапикрит-базальты или метаандезито-базальты. Для толщи характерно обилие подушечных лав, в межподушечных пространствах которых местами хорошо сохранились гиалокластиты и алые яшмоиды [Савельев, 1981]. Наибольшая мощность толщи достигает 300—500 м.

Верхняя карбонатная толща (нижнеумбинская подсвита) в основании связана постепенными переходами с вулканитами палисарской свиты; верхняя граница толщи повсеместно оборвана разрывными нарушениями. Мощность толщи оценивается разными авторами величиной до 150 м. В ее составе В.Г. Загородный с соавторами [1982] выделяют пять пачек. В обобщенном виде альтернативная версия разреза толщи может быть представлена в виде главных горизонтов: нижнего, существенно карбонатного; верхнего, существенно терригенного. Нижний горизонт (до 100 м) непосредственно налегает на вулканиты палисарской свиты и сложен пестроцветными доломитами с ритмичной слоистостью. В ритмах чередуются доломиты с пирокластическим пикритовым детритом, редкими линзами полимиктовых гравелитов, пикритовых теффроидов и доломитов с линзами, прослоями и пятнами силицитов. Вверх по разрезу они постепенно сменяются пестроцветной толщей ритмичного переслаивания хлорит-серицит-карбонатных, серицитовых сланцев, неяснослоистых пестроцветных доломитов и карбонатсодержащих яшм. В направлении к Прихибинью эта толща замещается карбонатно-терригенной (до 30 м), сложенной близкой по составу ассоциацией пород. Верхний горизонт представлен толщей неяснослоистых метапсаммитов, метаалевритов, хлоритовых и серицит-хлоритовых сланцев. Основная часть обломочного материала — кварц-плагноклазовая. В наблюдаемых верхах разреза этого горизонта местами устанавливается присутствие маломощной (до 20 м) пачки базальтоидных теффроидов и тефротурбидитов.

Центральный тип разрезов. В Примандровском районе представлен арваренчской свитой горы Арваренч, где слагает блок ограниченный Седлоозерской и Мончетундровской зонами приразломных бластмилонитов. В среднем течении рек Пана, Юзья и Большая Варзуга, а также в среднем течении р. Малая Варзуга он представлен разрезами умбинской и нижнеильмозерской свит. Нижняя стратиграфическая граница разрезов этого типа либо не вскрыта, либо оборвана разрывными нарушениями и неизвестна. Верхняя граница проходит в осно-

вании палисарской свиты в районе р. Арваренч [Савельев, 1981], в остальных районах также оборвана разрывными нарушениями.

В районе горы Арваренч разрез представлен в двух фациях. Одна из них прижерловая, обнажается в пределах северной вершины горы. Здесь в картируемых жерловинах палеовулканов центрального типа преобладают андезит-дацитовые и дацит-риолитовые агглютинаты, которые на удалении от палеожерловин постепенно насыщаются линзами и пропластками крупнообломочных тефтроидов, лахаровых конгломератов, появляются пропластки известковистых тефротурбидитов, туфопесчаников и туффитов (см. рис. 19, 20).

В среднем течении рек Пана, Большая Варзуга, Юзия и Малая Варзуга этот тип разреза представлен наиболее полно и имеет двучленное строение. Нижняя, вулканогенная часть (умбинская свита) в основном сложена базальтовыми и андезито-базальтовыми метапорфиритами и метаафиритами, залегающими в многоярусных лавовых покровах. Между ними по всему разрезу рассеяны многочисленные линзы и пропластки пирокластиков. Во вскрытой нижней части разреза свиты в небольших количествах, а в верхней половине в ощутимо больших присутствуют пачки metabазальт-пикритов и пикритов. На реках Пана, Юзия и Большая Варзуга верхняя часть разреза значительно обогащена металавами и метапирокластикой андезито-дацитового и риодацитового состава, что сближает эту часть разреза умбинской свиты с арваренчскими разрезами. Здесь также отмечается присутствие прижерловых агглютинатов и ксенолавы с включениями обломков метадиабазов, метапикритов, метаандезитов-базальтов, метаандезитов, которые цементируются андезито-базальтами и андезито-дацитами. Вскрытая мощность свиты оценивается в 1900—2100 м.

Нижеильмозерская свита, по опубликованным данным [Бекасова, Пушкин, 1972; Загороднов и др., 1982], стратиграфически непосредственно налегает на умбинские вулканы. Верхний контакт этой толщи срезан разрывными нарушениями. В типичных разрезах центрального типа эта часть (осадочная) представлена тремя отчетливыми горизонтами. Нижний (терригенный) горизонт (до 200 м) сложен довольно однородными, субритмично- или ритмично-слоистыми гематит-содержащими метаалевролитами (пачка Б по: [Загородный и др., 1982]). В основании его местами присутствуют маломощные линзы или пропластки метатефротурбидитов (от туффитов до конгломератов). Средний (карбонатный) горизонт мощностью до 200 м сложен известняками и доломитами с примесью терригенного детрита. Эта часть разреза обильно насыщена биогермами строматолитов и онколитов (пачка В по: [Загородный и др., 1982]). Верхний горизонт (углеродисто-сланцевый) залегает на карбонатном, с горизонтом конгломератов в основании. Наблюдаемая мощность оценивается в 600—800 м. Толща представлена однородным, местами ритмично-слоистым разрезом углеродистых хлоритовых и хлорит-серицитовых сланцев.

Южный тип разрезов. В Примандровском районе этот тип разрезов обнажен к юго-западу от Девичьих тундр и губы Кислой. В Прихибинье и в среднем течении р. Умбы такие же разрезы слагают южную половину Имандра-Варзугской зоны. Отсюда и далее к юго-востоку полоса их развития протягивается через районы Инг-озера, Мун-озера и далее через бассейны рек Томинга, Роукса, среднее-нижнее течение р. Паны и среднее течение р. Малая Варзуга к среднему течению р. Стрельны. В.Г. Загородный с соавторами [1978, 1982] рассматривает распространенные в этой полосе разрезы в составе единой, наиболее поздней по времени образования томингской серии. Выделение томингской серии несомненно расширили представления о стратиграфии раннепротерозойских отложений Имандра-Варзугской зоны. Явная фациальная обособленность толщ, входящих в ее разрез, является очевидной. Вместе с тем при формировании представления о внутреннем строении разреза этой серии В.Г. Загородный с соавторами [1982] не придали значения тому, что поле ее развития является в струк-

турном отношении пакетом пластин, разобщенных разрывными нарушениями. В результате в сводную стратиграфическую колонку одни стратиграфические уровни включены, по-видимому, многократно, а другие заняли несоответствующее положение.

В Примандровском районе [Савельев, 1981] флишоидная терригенно-граувакковая толща кислугубской свиты (см. рис. 19, 24) замещается толщей частого переслаивания (300—400 м) невыдержанных по простирацию пачек и пропластков андезито-базальтовых тефтроидов, тефротурбидитов и мраморизованных известняков. В свою очередь, они перекрываются толщей (более 300 м) многоярусных покровов базальтов (часто с подушечной отдельностью), которые прослоены пропластками дацитов (до 0,5 м). Эта часть разреза традиционно включается в состав витегубской свиты.

По данным геологических съемок [Соколова, Тавастшерн, 1963] и моим (см. рис. 23), в районе Инг-озера, Мун-озера и озера Роукса примандровский разрез повторяется, но в более метаморфизованном виде. Здесь кислугубскую толщу (более 1000 м) двуслюдяных сланцев с пачками плагиоклазовых амфиболитов, которая вскрывается в ядре Ингозерско-Роуксинской антиформы, окаймляет в периклинали толща (витегубская свита) кварц-биотит-амфиболовых сланцев и амфиболитов, а также андезитовых метапорфиритов. Последние тяготеют к самым верхам разреза свиты.

В районе оз. Роукса в той же периклинали витегубская толща базальтоидных метавулканитов структурно окаймляется и стратиграфически перекрывается толщей существенно хлоритовых сланцев с примесью кварца, альбита и биотита. В основании ее прослеживается прерывистый горизонт карбонат-хлоритовых сланцев в линзах и пропластках окварцованных и доломитизированных известняков (0,3—0,6 м). В.Н. Соколова и Е.Т. Тавастшерн с соавторами [1963] выделяли эту толщу в качестве арваренчской свиты.

В той же периклинальной структуре эта толща структурно и стратиграфически сменяется вверх толщей (роуксинской свитой), разрез которой последовательно надстраивается снизу вверх следующими пачками: а) кварциты углеродистые (до 300 м) с прослоями филлитов (до 15 м) и в нижней части доломитов (до 5 м), в средней части пачки располагается невыдержанный горизонт плагиоклаз-амфиболовых сланцев по базальтоидным вулканитам, прослоенных доломитами (до 7 м) и кварцитами (до 3 м); б) пачка с субритмичным чередованием кварцит-углеродистого филлита (0,1—2 м) и доломита окварцованного или кальцитизированного (6—40 м); в) невыдержанный горизонт массивных и сланцевых метаандезитов (до 100 м); г) графитоидные филлиты с редкими и маломощными прослоями доломитов (до 10 м), кварцитов (до 4 м) и сланцев по вулканитам. В пачках "в" и "г" встречаются пропластки и линзы актинолит-тремолитовых сланцев по пикритам [Загородный и др., 1982]. Пачки "б", "в", "г" слагают в целом разрез общей мощностью около 400 м.

К северо-востоку от оз. Роукса (см. рис. 23) в крыле антиформы с пологими моноклинальными падениями (20—30° СВ) толща роуксинской свиты сменяется толщей (наблюдаемая мощность до 500 м) метавулканитов андезитового—дацитового—риолитового состава (панареченская свита). Верхняя граница толщи неизвестна.

В южном борту Имандра-Варзугской зоны, в районе междуречья Малая Варзуга—Стрельна, съемочными работами выделен аналогичный тип разрезов (см. рис. 22, 24). Здесь в составе тектонической пластины, подошва которой срезает границы палисарской и умбинской свит, снизу вверх структурно и стратиграфически сменяют одна другую следующие толщи: субритмичного и дробного (до 1—1,5 м) переслаивания метапелитов, метаалевролитов и метапсаммитов серицит-хлорит-(биотит)-кварцевого и кварц-серицит-хлоритового состава; нижняя граница толщи неизвестна и выделена в качестве нижнепанареченской подсвиты

по отдельным разобщенным выходам, которые группируются в единую полосу; южнее расположена полоса разобщенных коренных выходов тонкосланцевых амфиболитов по базальтоидам, среди которых сохранились участки с лавобрекчиями андезито-базальтового состава (верхнепанареченская подсвита); структурно и гипсометрически выше без вскрытых контактов их сменяет толща (пикамская свита, нижняя пачка) двуслюдяных сланцев с хлоритом, гранатом и амфиболом, в которых наблюдались реликтовые текстуры вулканомиктовых обломочных пород; структурно и гипсометрически выше их сменяет в непрерывных разрезах толща (средняя пачка пикамской свиты) однородных плагиоклаз-слюдисто-кварцевых сланцев с хорошо сохранившейся реликтовой псаммитовой текстурой. Среди этих вулканитов картируются отдельные вулканы центрального типа [Скуфьин, Пушкин, 1985].

В среднем течении р. Паны в группе тектонических пластин вскрывается разрез, очень близкий к разрезам района Инг-озера—Мун-озера (см. рис. 24). От последних разрезы этого района отличаются присутствием в верхней толще пачки кислых вулканитов и значительно большим содержанием в подстилающей толще пикритовых вулканитов.

В стратиграфии южного типа разрезов Имандра-Варзугской зоны вопрос о положении верхнеильмозерской вулканогенной подсвиты имеет самостоятельное значение. Вулканиты этой толщи выделяются только в центральном секторе Имандра-Варзугской зоны на участке от Бел-озера до порога Котельня на р. Варзуге. Эти вулканиты пространственно постоянно располагаются вдоль тектонического сопряжения толщ из южного и центрального типа разрезов. Традиционно вплоть до последней стратиграфической схемы верхнеильмозерские вулканиты помещаются в едином разрезе над умбинской толщей и под толщами, которые в этой схеме объединены в составе томингской серии. Такое положение верхнеильмозерской подсвиты является непонятным по ряду причин: разрез этой вулканогенной толщи снизу и сверху оборван тектоническими нарушениями [Загородный и др., 1982]; метаандезито-базальты, слагающие эту толщу, а также присутствующие среди них в подчиненных количествах метаандезито-дациты не отличаются по валовому химическому и минералогическому составам от аналогичных пород сейдореченской и палисарской вулканогенных толщ [Загородный и др., 1982]; тектонические блоки верхнеильмозерских вулканитов пространственно постоянно ассоциируют (рис. 25) с полями распространения толщ из низов разреза южного типа. Согласование данных по составу, строению и пространственному положению в структуре блоков верхнеильмозерских вулканитов приводит к представлению о соответствии их уровню витегубской свиты в разрезах южного типа.

Корреляция трех видов разрезов (см. рис. 22, 24, 25). Без фаунистических реперов и радиохронологических измерений корреляция возможна только на некоторой качественной основе. Для немых докембрийских толщ в качестве такой основы используется обобщенная формационная характеристика коррелируемых разрезов. Очевидно, что такой подход обладает достаточным количеством пороков и является уязвимым для критики, однако в данном случае альтернативы не существует и остается искать наименее спорные основы корреляции разрезов.

Обращаясь к изложенным выше материалам по строению трех типов разрезов Имандра-Варзугской зоны, кратко суммируем вначале их главные формационные особенности, т.е. те, которые определяют индивидуализированные черты тех или иных частей этих разрезов и являются устойчивыми по всему пространству их распространения. Так, в северном типе разрезов (см. рис. 22) отчетливо обособливаются три явственно индивидуализированных формационно-стратиграфических горизонта. Нижний базальный (кукшинский) обладает устойчивым в пределах всей северной части Имандра-Варзугской зоны терригенным (грауваккоаренитовым) разрезом, присущим прибрежному мелководью. Средний (сейдоре-

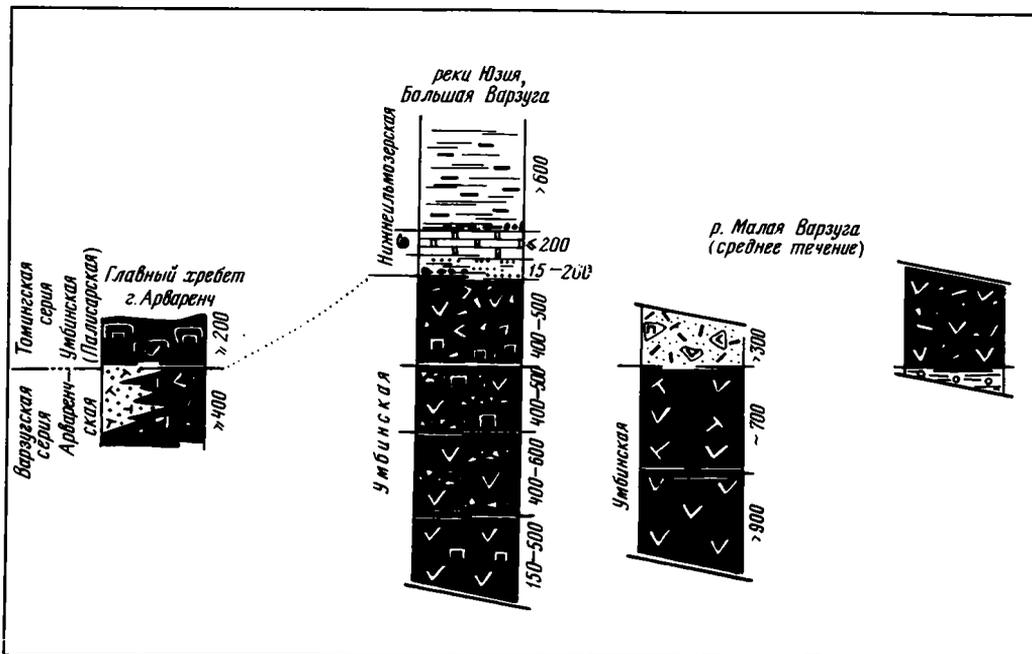


Рис. 25. Схема корреляции раннекембрийских толщ Примандровского района и северной части Имандра-Варзугской зоны

Условные обозначения см. на рис. 22

ченский) сложен главным образом метавулканитами андезито-базальтового состава, накопившихся на обширных пространствах в ходе трещинных излияний в условиях мелководья. Особенностью этой части разреза является обогащение вулканитами андезито-дацитового и(или) риодацитового состава с обильной пирокластикой, накопление которых явно связано с извержениями вулканов центрального типа в условиях мелководья или азральных. Пикритовые вулканиты, рассеянные по всей средней части разреза этого типа слагают в его верхах обособленный и четко индивидуализированный верхний (палисарский) горизонт. С проявлением вулканизма этого состава в северном типе разрезов тесно связано накопление локальных линз вулканомиктовых конгломератов и появления карбонатной, кремнистой и углеродисто-сланцевой формаций, не характерных для нижней осадочной части разрезов северного типа.

В центральном типе разрезов (см. рис. 24) представлены два явно различимых формационно-стратиграфических горизонта. Нижний вулканогенный (умбинский) сложен главным образом метавулканитами андезито-базальтового состава с текстурами, характерными для трещинных излияний в условиях мелководья. По всей этой части разреза рассеяны небольшие количества пикритовых вулканитов. Ее верхняя часть содержит значительные количества метавулканитов, в первую очередь обильной пирокластики андезито-дацитового и риодацитового состава, накопление которых связано с извержениями в условиях мелководья или надводных вулканов центрального типа. Для перекрывающей осадочной формационно-стратиграфической зоны характерными формациями являются карбонатная и углеродисто-сланцевая, а также участками развитая вулканогенная пикритовая. Накоплению всей толщи предшествовали и сопровождали размывы и переотложение подстилающих толщ. Характерной особенностью этой части раз-

резов центрального типа является присутствие водорослевых рифов, погребенных под толщей углеродисто-сланцевых осадков.

Южный тип разрезов содержит три формационно-стратиграфических горизонта (см. рис. 25). Нижний, граувакко-сланцевый (кислогубский), представлен фациально устойчивыми на больших пространствах пелагическими(?) терригенными псаммито-пелитовыми субритмичными турбидитами, которые, вероятно, отлагались в верхней части континентального склона. Средний горизонт (витегубский) представлен двумя толщами. Нижний сложен главным образом метавулканитами андезито-базальтового состава, отложенными при трещинных излияниях в условиях мелководья, а в верхах—риодацитовыми лавами и пирокластикой. Верхняя толща сложена карбонатно-туфогенно-сланцевой группой осадков, характерных для мелководных привулканических впадин.

Верхний формационно-стратиграфический горизонт представлен двумя толщами: нижняя, туфогенно-осадочная (роуксинская), характеризуется пестрым и неустойчивым по простиранию чередованием тефроидной (пикритовой, андезито-базальтовой), граувакково-тефротурбидитной, кварцитовой (метафтанитовой), карбонатной и углисто-сланцевой формаций; верхняя, вулканогенная (панареченская), представлена главным образом андезито-дацитовыми и риодацитовыми метавулканитами, местами с примесью пикритового материала.

Обращаясь к корреляции трех перечисленных типов разрезов, можно видеть, что достаточно аргументируемой основой для их сопоставления является в первую очередь пурначско-сейдореченско-умбинско-верхнеильмозерско-витегубский уровень вулканитов. Его объединяют общность состава, строения, последовательности и условий накопления разреза, а также общность химического и минералогического состава слагающих продуктов извержений [Загородный и др., 1982]. Перечисленные свойства обуславливают выделение его в качестве самостоятельной (варзугской) серии, разрез которой в развитом виде может быть подразделен на две части. Нижняя из них (витегубская) в таком случае должна рассматриваться в объеме, соответствующем нижней толще андезито-базальтовых метавулканитов недифференцированной серии, а верхняя (сейдореченская) — в объеме, соответствующем верхней толще базальт-андезит-дацит-риолитовых метавулканитов и сопряженных тефротурбидитов дробно дифференцированной серии.

Другим хорошо коррелируемым формационно-стратиграфическим уровнем является залегающая стратиграфически выше нижнепалисарско-нижнеильмозерско-роуксинская зона вулканогенной пикритовой и осадочных кварцитовой (метафтанитовой), карбонатной и углеродисто-сланцевой, а также вулканогенной фельзитовой формации. Общность состава и условий накопления отложений этих формаций во всех типах разрезов являются достаточно очевидными. Об общности химических составов терригенных и туфогенных пород этой зоны из разного типа разрезов и возможности их корреляции уже сообщалось ранее [Мележик, 1978; Загородный и др., 1982]. Представляется в связи с этим, что выделяемая в таком объеме формационно-стратиграфическая зона должна рассматриваться в качестве томингской серии. В развитом виде ее разрез может быть подразделен на нижнюю пестропостроенную вулканогенно-осадочную (роуксинскую) и верхнюю вулканогенную существенно фельзитовую (панареченскую) части.

Очевидным следствием такой корреляции толщ в обеих сериях является неизбежное признание в качестве коррелируемых латеральных аналогов кислогубскую, кукшинскую, песчовотундровскую нижнесеидореченскую и романовскую толщи, стратиграфически подстилающие в разных структурно-формационных зонах Имандра-Варзугской структуры вулканогенную варзугскую серию. Этот вывод, вытекающий, как видно, из автономного и независимого анализа

материалов, воспроизводит и подтверждает некоторые представления М.А. Гиляровой [1972].

Обращаясь к корреляции карельских разрезов Печенгской и Имандра-Варзугской структур, можно видеть, что после приведения их в предлагаемый вид такая процедура упрощается в значительной мере и позволяет перевести ряд локальных особенностей строения частных разрезов в разряд региональных характеристик карельской седиментации.

Действительно, обращаясь к строению карельских разрезов (см. рис. 13, 22, 24, 25) в обеих зонах можно видеть следующее.

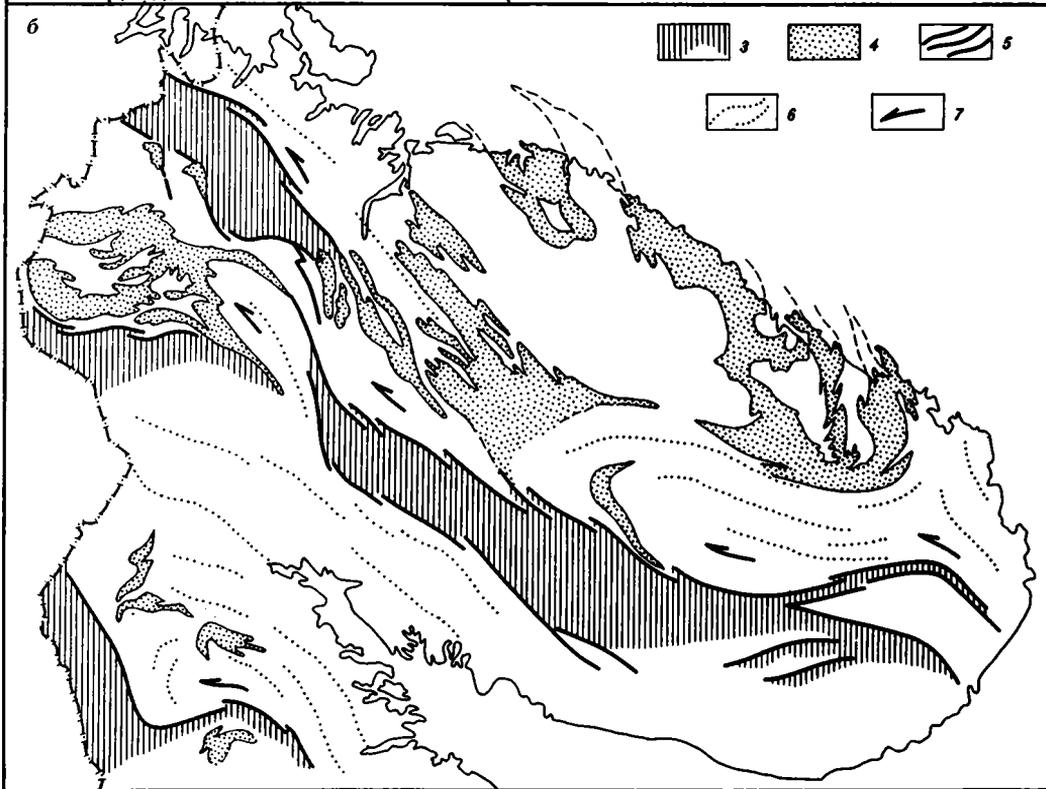
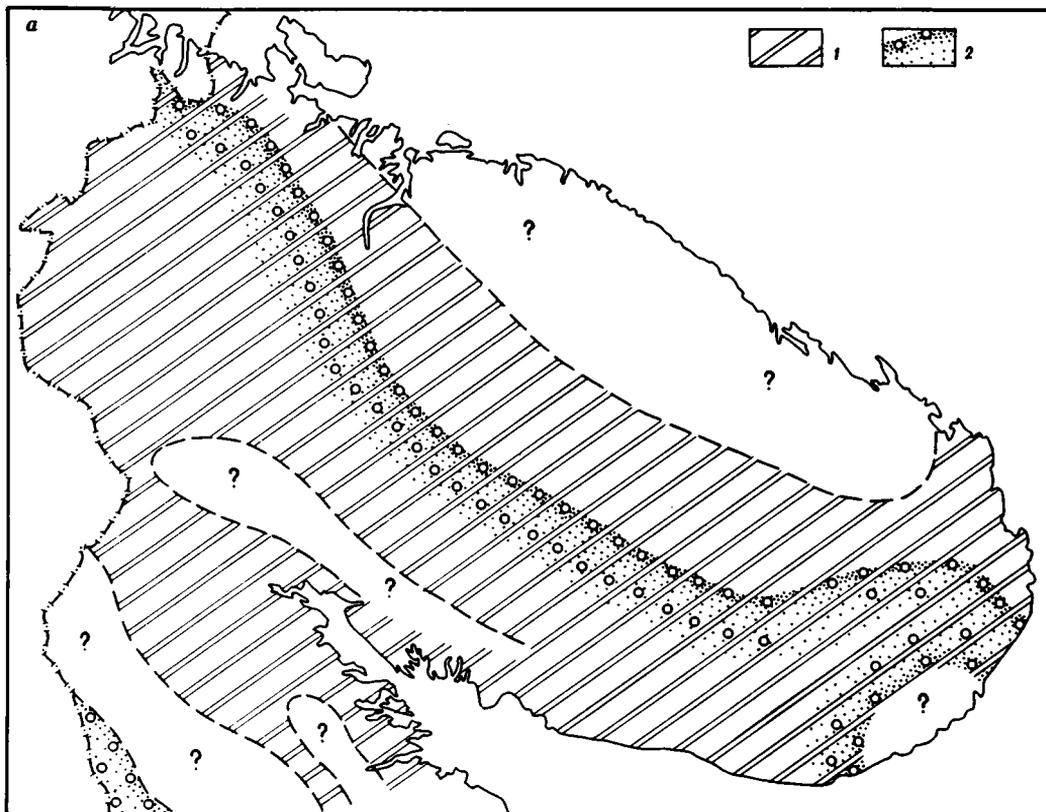
А. Горизонт базальтоидных метавулканитов, объединяющий в своем составе толщи каскамской, пороярвинской, колосйокской, куэтсъярвинской и алмалахтинской свит, а также стратиграфически перекрывающий осадочный горизонт в составе тальинской, ждановской и ламасской, лучломпольской и кувернерийюкской свит в Печенгском районе по своему составу, относительному положению и строению являются аналогичными горизонтам базальтоидных метавулканитов варзугской и вышележащему горизонту осадков томингской серий соответственно. О возможности корреляции каскамской толщи метабазальтов и вышележащей тальинской сланцевой (печенгская структура) с соответствующими витегубской и роуксинской + панареченской (имандра-варзугская структура) сообщила М.А. Гилярова [1972], и, таким образом, воспроизводимость вывода очевидна.

Б. В качестве важного следствия приобретает крупное стратиграфическое значение первое во всей истории кольского региона широкомасштабное накопление сланцево-углеродистой и карбонатной формаций, а также находящихся в последней нижнепротерозойских водорослевых биогерм в составе томингской серии.

В. Заметно обогащается в обоих районах осадочная часть разрезов (томингская серия) в южном направлении сланцевыми (алевро-глинистыми) и хемогенными пелагическими фациями, а в северном — карбонатными и терригенными суб- и(или) литоральными, т.е. в зарождавшемся карельском седиментогенном бассейне (рис. 26) области прибрежного мелководья и суши располагались севернее ограничения теперешних печенгской и имандра-варзугской структур, а его мористость нарастала к югу от них.

Г. Намечающаяся, таким образом, фациальная асимметрия в томингском уровне осадочных образований, совершенно определенное положение в этом фациальном профиле кремнисто-карбонатных фаций между пелагическими (южными) и прибрежными (северными), а также приуроченность к этим фациям водорослевых биогерм — все это может указывать на приуроченность места формирования кремнисто-карбонатных фаций с биогермами к зоне соприкосновения апвеллинга придонных вод пелагиали с прибрежными водами. Прикладное значение этого следствия заключается в том, что по аналогии с позднекембрийскими—раннекембрийскими толщами Казахстана, Восточного Саяна и Северной Монголии эта зона представляет интерес в отношении поисков фосфоритов в районах распространения переслаивающихся томингских сланцево-кремнисто-карбонатных отложений. Отчетливым указанием на такую возможность является резкое повышение (на один—два порядка), до 0,07%, содержания пятиоксида фосфора в случайно отобранных образцах из пород этой части разреза относительно его содержания в осадочных породах подстилающих варзугскую серию вулканитов [Загородный и др., 1982].

Морфоструктура Имандра-Варзугской зоны карелид. В силу недостаточной обнаженности и малой изученности может быть охарактеризована лишь в общих чертах. Основой для такой характеристики являются: для Примандровского района — данные крупномасштабной геологической съемки и буровых работ



ПГО "Севзапгеология" [Зайцевский и др., 1974; Х.Т. Шляхова, В.И. Шляхов и др., 1975; и др.] и исследований автора [Савельев, 1981], для центральной и восточной частей зоны — компилированные данные из сводок [Симон, 1967; Гилярова, 1972; Загородный и др., 1982].

Как можно видеть (см. рис. 12), в современной структуре дорифейского фундамента Кольского полуострова Имандра-Варзугская зона карелид имеет линейную конфигурацию с общим северо-западным простиранием ее большей части. Западный (Приимандровский) сегмент, резко изгибаясь к северу, имеет субмеридиональное простирание, а восточный осложнен Понойским ответвлением, огибающим с севера Пурначский клиновидный блок, который обращен своим острием к северо-западу.

Северное и южное ограничения зоны очерчиваются системами сбросо-сдвигов с крутыми ($60-80^\circ$) падениями поверхностей смещений в северных румбах, располагающимися один относительно другого в рисунке правого эшелона. На участке между Мун-озером и озером Бабые южное ограничение центрального и восточного сегментов зоны осложнено системой довольно пологих надвигов с южными и главным образом юго-восточными падениями, вдоль которых Сергозерский, Стрельнинский, Чапомский блоки докарельского фундамента надвинуты на структуры карелид Имандра-Варзугской зоны. Такого рода ограничения и докарельский возраст образований в бортах зоны определяют представление о ней как о грабене, а существенно зеленокаменное выполнение — как о рифтогенной структуре [Загородный и др., 1982]. Некоторые особенности внутреннего строения, о которых будет сказано ниже, приводили к представлению об этой структуре как об асимметричном синклинии [Харитонов, 1966] или асимметричной приразломной мульде [Гилярова, 1972]. Определения такого рода могут относиться только к современному структурному облику зоны. Отчетливая фациальная асимметрия, выраженная в ее разрезах, показывает, что в современной структуре мы имеем дело с относительно небольшим фрагментом палеотектонической области, все поперечное сечение которой простиралось далеко на юго-запад до Центральнокарельского блока [Штрейс и др., 1978].

Внутренняя структура зоны традиционно рассматривается как состоящая из двух подзон: северной моноклиальной и южной пологоскладчатой [Симон, 1967; Гилярова, 1972; Новикова, 1975; Загородный и др., 1982]. Обращалось внимание вместе с тем, на то что существенной чертой внутренней структуры является ее раздробленность на множество пластин, образующих моноклиально наклоненный пакет [Новикова, 1975].

В современной структуре Имандра-Варзугской зоны существуют три группы таких пластин в составе пакета, каждая из которых обладает индивидуализированными фациальными (это уже обсуждалось) и структурными чертами. Для северной группы пластин, слагающих северную половину центрального и весь восточный сегменты характерны крутые ($60-80^\circ$) северные падения разрывных поверхностей, ограничивающих с моноклиальными и пологими ($10-30^\circ$) южными падениями (к оси зоны) слоистости пород внутри пластин. У южной группы пластин, слагающих западную (Приимандровскую и Прихибинскую) часть зоны, ограничивающие поверхности имеют также крутые ($60-80^\circ$) северные падения и умерен-

←
Рис. 26. Палеотектоническая схема (в современных координатах)

Области накопления (а): 1 — кольско-беломорской серии, 2 — базальных прибрежно-мелководных груботерригенных формаций печенско-варзугской серии; области формирования (б): 3 — раннедокембрийских зеленокаменных прогибов; 4 — сопряженной (?) гранитизации в зонах раннего скупивания (см. рис. 12); 5 — шовные зоны в ограничении палеопроегибов; 6 — ориентировка шарниров складок ранних поколений; 7 — предполагаемое направление движения массопотоков в коровой оболочке

но наклоненные в северных румбах крылья складок или моноклинальные залегания слоистости. В центральной группе пластин (среднее течение р. Пана—нижнее течение р. Большая Варзуга) характерными элементами внутриблоковой структуры являются пологие, открытые, обычно симметричные линейные складки с горизонтальными шарнирами и субвертикальными осевыми поверхностями. Материалы по складчатым формам в структуре карелид этого района малочисленны. Можно только говорить о том, что практически в структуре всей зоны слабо развитые складчатые формы имеют субгоризонтальные шарниры и субвертикальные или наклоненные к юго-западу (в южной группе пластин Примандровского района) осевые поверхности. Те и другие ориентированы конформно прилегающим ограничениям зоны.

В северном и южном пакетах пластин относительное размещение каждой из них организовано в структуре пакетов таким образом, что при осмотре их от бортов к осевой части зоны каждая последующая является опущенной относительно предыдущей. Очевидно, это означает, что на стадии формирования пакета пластин, образующего структуру всей зоны, пластины ее приосевой части испытывали наибольшие относительные погружения, т.е. эволюция наблюдаемой части структуры может быть описана моделью ступенчатого грабена. Преимущественные северные крутые падения у разрывных ограничений зоны отдельных пластин характеризуют его асимметричную структуру.

Для обеспечения такого рода движений, а также рисунка с правым эшелонном относительного расположения отдельных разрывов, общей конфигурацией всей зоны и сетки до- и синметаморфических смещений, массы, обрамляющие Имандра-Варзугскую структуру, должны были испытывать дифференцированные латеральные перемещения, при которых южная (терско-нотозерская) часть двигалась относительно быстрее кейвско-центральнокольской (рис. 26, б). Поскольку часть дометаморфических разрывных нарушений являлась подводными каналами для вулканических извержений базальтоидов и вмещает ультрабазит-базитовые интрузивные тела, формирование которых невозможно без локальных растяжений, охватывающих всю литосферу до зоны магмогенерации, восстанавливаемая направленность движений являлась, по-видимому, наиболее вероятной.

Ультрабазит-базитовые массивы Имандра-Варзугской зоны и сопредельных территорий. Многократно подробно охарактеризованы в работах И.Д. Батиевой, И.С. Бартенева, В.Р. Ветрика, В.С. Докучаевой, М.М. Дубровского, Н.А. Елисева, Е.К. Козлова, В.К. Котульского, В.С. Ланева, А.Н. Микляева, А.Ю. Одинца, А.П. Перфилова, А.Т. Радченко, С.С. Шкорбатова, В.Н. Соколовой, Х.Т. Шляховой, В.И. Шляхова, Б.А. Юдина.

В последней сводке, подводящей итоги многолетних исследований ультрабазит-базитовых массивов Имандра-Варзугской зоны, среди них выделено две их относительно разновозрастные группы [Загородный и др., 1982]. Первой группе присваивается раннекарельский, а второй — позднекарельский возраст. В качестве основы для такого разделения на группы приводятся следующие геологические наблюдения: а) массивы обеих групп прорывают в бортах зоны толщи кольско-беломорской серии, а внутри ее — некоторые толщи имандра-варзугского стратифицированного комплекса карелид и охвачены позднекарельским ореолом метаморфизма и гранитизации; б) интрузии второй группы прорывают массивы первой и обнаруживают пространственную и вещественную связь с вулканами палисарского уровня; в) массивы первой группы прорываются интрузиями второй и в качестве обрамляющих пород имеют стратифицированные толщи, расположенные ниже по разрезу палисарского уровня. В дополнение к утверждению "б" следует добавить, что в пределах южной вершины горы Арваренч (Примандровский район) вскрыта эрозией одна из даек интрузий второй группы, которая венчается вулканическим аппаратом. Его жерловые и прижерловые фации прямо прослеживаются в палисарские лавовые покровы [Савельев, 1981]. Вместе с

тем, по данным В.И. Шляхова и Х.Т. Шляховой, проводивших бурение скважин по линии Сопча—Нюд—Поаз—Вурэчуайвенч—Монче-полуостров, интрузии Мончегорская и Монче-полуострова (первая группа вмещается толщами кукшинской и сейдореченской свит, на контакте с которыми задокументированы экзоконтактовые роговики и эндоконтактовые метагаббро-диабазы и метадиабазы краевой группы.

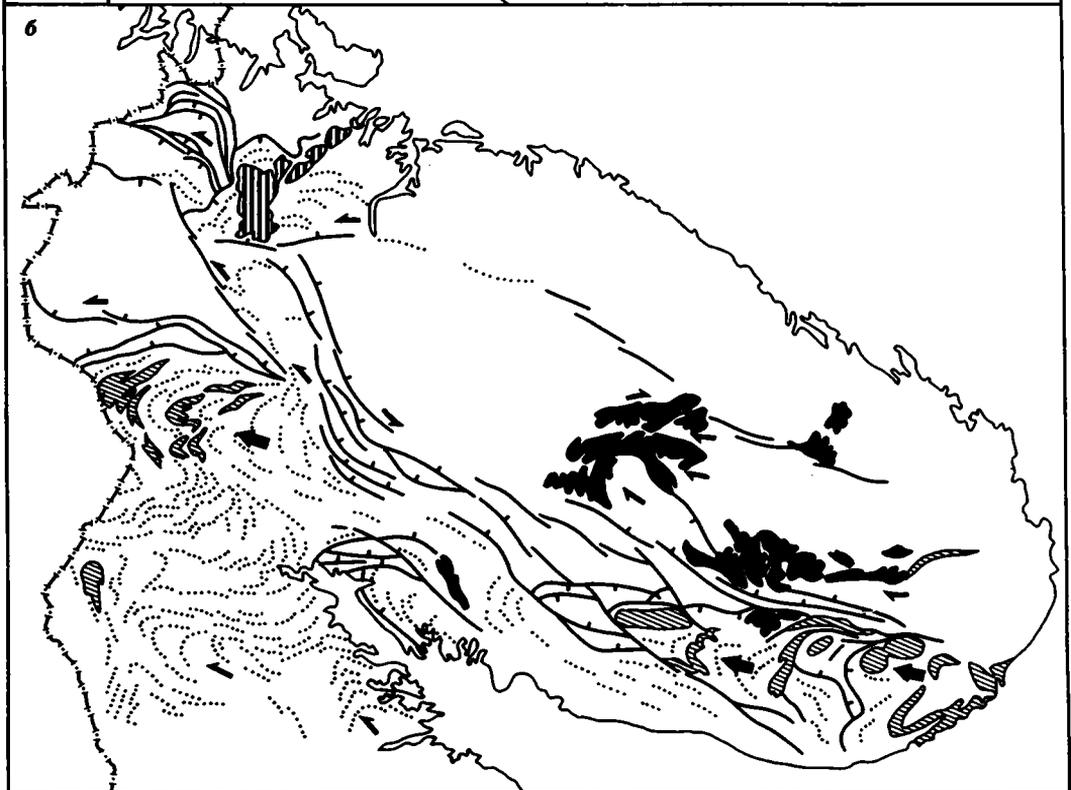
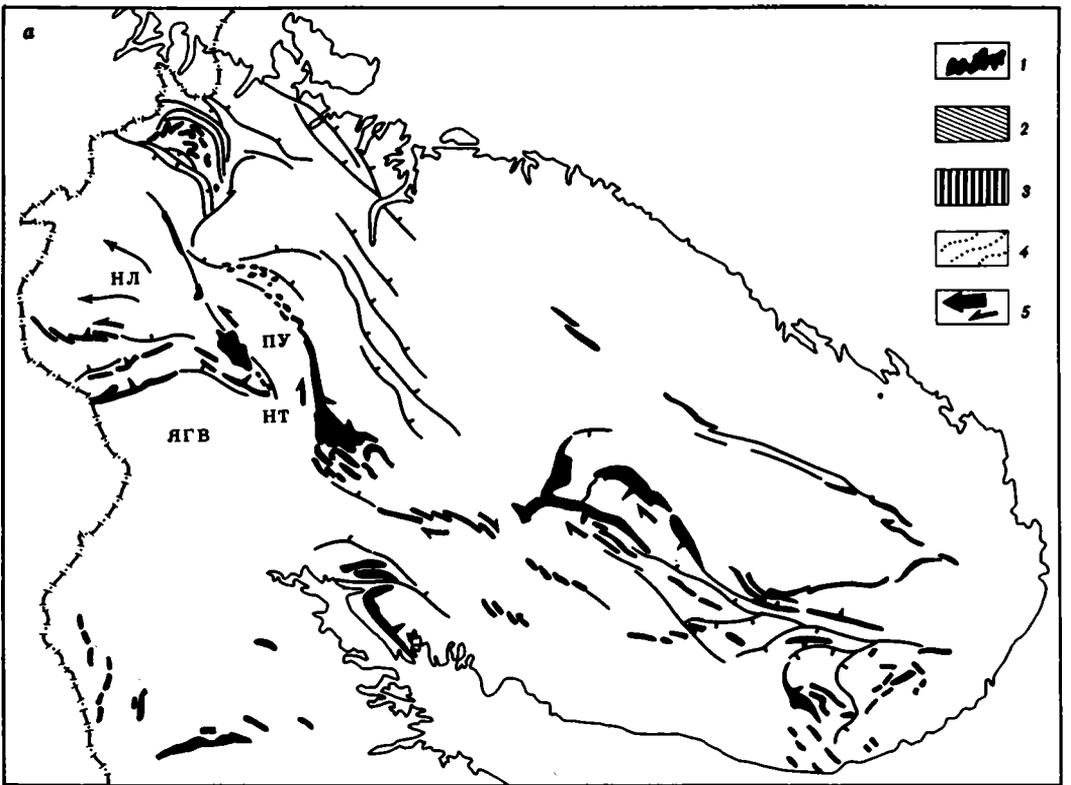
В структуре Имандра-Варзугской зоны массивы обеих групп представлены двумя типами. В состав первого входят пологонаклоненные силлы, залегающие субсогласно со слоистостью вмещающих толщ, либо моноклиналиные межпластовые залежи (Панские, Федоровы, Волчьи тундры), либо чашевидные отливки с наиболее мощной частью в ядрах синформ. Второй объединяет крутопадающие (более 50°) дайкообразные тела, дайки или их рои, контролируемые разрывными нарушениями с северным и восточным наклоном поверхности смещений. Множественность поколений интрузий и приуроченность их к зонам разрывных нарушений связывают интрузии со складчатым этапом эволюции структуры. Такой же вывод следует и из признания прямой связи второй группы интрузий с палисарскими вулканами, поскольку раскрытие подводящих каналов не может осуществляться без сопутствующих деформаций всей толщи литосферы, разделяющей очаги магмогенерации и область становления расплавов. Конфигурация отдельных интрузий и их групп в восточном (стрельнинско-чапомском), центральном (федоровско-панском) и западном (приимандровском) участках Имандра-Варзугской зоны, а также в Нотозерском и Печенгском районах образуют специфический рисунок (рис. 27, а), формирование которого может быть обеспечено в условиях латерального правого сдвига. Иными словами литосферные массы в Нотозерско-Стрельнинской области должны были смещаться относительно быстрее, чем кейвско-центральнокольские. К числу свидетельств такой направленности движений следует отнести сочетание эшелонированных роев интрузий (правые эшелоны) и дуговых изгибов крупных массивов, обращенных выпуклостью к северо-западу, общий наклон контактов массивов в юго-восточных румбах и близкая ориентировка трахитоидности текстур в слагающих породах.

Основные петрологические особенности ультрабазит-базитовых интрузий Имандра-Варзугской зоны могут быть представлены в следующем виде.

А. Интрузии обеих групп включают широкий спектр ультраосновных и основных пород и относятся к категории дифференцированных. Поскольку их внедрение происходило на дометаморфическом этапе, а во времени и по пространству тесно связано с накоплением дифференцированных вулканических и пестрых силицит-карбонатно-граувакково-теффроидных серий, эти интрузии обнаруживают явную аналогию с фанерозойскими дифференцированными интрузиями аляскинско-тагильского типа и не могут быть рассмотрены в составе офиолитовой ассоциации, как это делает Э.Б. Наливкина [1972 и др.].

Б. В интрузивных породах обеих групп широко распространены и являются характерными пойкилитовые, трахитовые и офитовые структуры, что отражает кристаллизацию в приповерхностной части коровой оболочки. Также характерным для интрузий обеих групп является наличие в сохранившихся ненарушенных разрезах габбро-диабазовой и(или) диабазовой закалочной оболочки.

В. Различаются обе группы интрузий наборами пород, сформированных в ходе дифференциации. Для первой группы, объединяющей крупные расслоенные силлы Главного хребта, Панских, Федоровских тундр, Цагинского массива, а также небольшие силлы и рои даек воче-ламбинского и стрельнинского комплексов (в классификации по: [Загородный и др., 1982]), являются характерными наборы с дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, ортопироксенитами, норитами, оливиновыми габбро-норитами, габбро-норитами, габбро-анортозитами и габбро. Для второй группы, объединяющей небольшие силлы, в основном дайки или их рои фромкинского, миттриярвинского, томингского и тулпярвинского комплексов,



характерными являются наборы пород с дунитами, верлитами, оливиновыми и плагиоклазовыми клинопироксенитами и габбро, причем клинопироксениты и богатые клинопироксенитом породы явно преобладают.

Приведенные списки показывают, что расплавы первой группы обеспечивали существование широкого поля устойчивости оливина, ортопироксена, плагиоклаза и были явно богаче кремнеземом и глиноземом, а расплавам второй группы было присуще широкое поле устойчивости оливина и клинопироксена. Существовали, таким образом, явные различия валового состава магм, из которых кристаллизовались массивы обеих групп. Имея в виду относительно поздний возраст интрузий второй группы, можно предполагать обеднение второй очереди расплавов кремнекислотой и глиноземом. Прежде чем обращаться к причинам этого явления, необходимо заметить, что по всем имеющимся аналитическим данным [Савельев, 1981; Загородный и др., 1982; и др.] породы относятся к субщелочным малоглубинным (менее 6—8 кбар) базальтоидным выплавкам. Среди них присутствуют породы как известково-щелочной, так и толентово-серий, формирование которых связано с фракционной кристаллизацией исходной магмы. Степень этой кристаллизации, выраженная через коэффициент фракционирования $(\text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}$, достигает 3—4 — практически такой же величины, как и у стратифицированных вулканитов. Сравнимость валовых составов и степени фракционирования базальтоидов как из стратифицированных вулканитов, так и из дифференцированных интрузий, а также их пространственно-временная связь отражают затрудненные условия эвакуации магм из очагов магмогенерации на поверхность, фракционирование их в промежуточных (временных) камерах.

Возвращаясь после сказанного к обсуждению причин различия в составе расплавов первой (ранней) и второй (поздней) групп интрузий, можно, по-видимому, высказать следующие соображения. Появление варзугской серии базальтоидных вулканитов и интрузий первой группы с относительно повышенной кремнекислотностью и глиноземистостью явно отражает достаточно высокую степень фракционного плавления мантийного субстрата в малоглубинных очагах, которые существовали не глубже бароуровня устойчивости ассоциации плагиоклазовых лерцолитов.

Магмы, давшие начало вулканитам палисарской свиты и интрузивным породам второй группы, характеризуются также широким полем устойчивости оливин-клинопироксен-плагиоклазовой ассоциации и связаны, следовательно, с теми же малоглубинными очагами магмогенерации. Вместе с тем, являясь обедненными кремнекислотой и глиноземом, магмы обнаруживают вторичность своего состава и являются, вероятно, остаточными продуктами внутрилитосферной (внутрикамерной) фракционной кристаллизации магм первой группы, лишившихся в ходе фракционирования ортопироксеновой и плагиоклазовой фаз.

На примере рассмотренного района можно видеть, что базальтоидный магматизм протекал в области наибольших градиентов латеральных движений крупных литосферных масс; вместе с тем накопление мощных стратифицирован-


Рис. 27. Палеотектоническая схема размещения (в современных координатах) ультрабазит-базитовых массивов, внедрившихся после накопления варзугской—печенгской серий в предтомингское и томингское время (а) и синкинематических гранитоидов (б)

1 — ультрабазит-базитовые массивы (для схемы а) и кейвские сиениты, граносиениты и щелочные гранитоиды (для схемы б); 2 — синкинематические плагиомигматиты, плагиограниты и гранодиориты; 3 — урагубских гранитоидов; 4 — ориентировка шарниров складок поздних поколений; 5 — предполагаемое направление движения массопотоков в коровой оболочке. Районы: НЛ — Нотта-Лоттинский; НТ — Нявка-тундра; ПУ — Печа-Улитинский; ЯГВ — Явр-Гирвас-Вувинский. Ориентировка шарниров складок поздних поколений заметно отличается от приведенной на рис. 26, однако направление движения массопотоков в коровой оболочке остается сравнительно неизменным

ных толщ в течение этого базальтоидного магматизма отражает одновременное погружение их подошвы на общем фоне высокого стояния (верхнемантийных) очагов магмогенерации. В связи с этим можно говорить, что утонение литосферы в этом регионе, которое происходило за счет погружения подошвы осадконакопления и подъема кровли мантии, возбужденной в отношении магмогенерации — явление, пространственно тесно связанное с зонами наибольших градиентов латеральных движений литосферных масс.

Нотозерский район

Этот сектор располагается к югу от печенгского и западнее имандраварзугского секторов, в бассейне р. Нота и ее притоков — рек Лотта, Явр, Вува, Печа. Существующие данные по более чем 300 известным здесь ультрабазит-базитовым массивам разных размеров и формы дополняют представления об условиях становления этих образований карельского возраста.

В пределах сектора развиты метаморфизованные стратифицированные толщи кольско-беломорской серии (см. рис. 12), которые охарактеризованы выше. Имеются данные, что здесь местами сохранились карельские стратифицированные образования. Эти данные приводятся в материалах съемочных работ Л.И. Ивановой, Н.М. Сивякова, Ю.П. Юдина, М.Н. Рауша и др. за 1965—1967 гг., а также получены мной и Г.Л. Горощенко при проведении совместных полевых исследований в верховьях рек Падос и Явр (левый приток р. Нота). Здесь в пакете тектонических пластин, перекрытых с севера по надвигу гранулитами Сальных тундр, вскрывается обычный разрез кольско-беломорской серии, который венчается глиноземистой толщей (корватундровская свита) слюдяных сланцев с кианитом, ставролитом и гранатом. На междуречье Явр—Падос в одной из таких пластин на крыльях и в замках антиклиналей выходы этой толщи окаймлены и обильно насыщены линзовидными пропластками кварцитов мощностью до 1 м стратиграфически, выше глиноземистую толщу сменяет монотонная толща (гранат)-биотит-плагноклазовых сланцев и гнейсов (до 500 м) с характерной реликтовой ритмичной слоистостью (яврышозерская свита). Она обусловлена чередованием (5—20 см) ритмов, в которых последовательно сменяются снизу вверх среднезернистые граувакковые метапесчаники мелкозернистые, далее метаалевролитами и, наконец, биотитовыми апоаргиллитовыми сланцами.

Восточнее, в Малых Сальных тундрах (верховья р. Вува), по данным Е.Г. Мишиной, С.М. Никитиной, О.Л. Сняtkовой, а также А.И. Ивлиева и Г.Л. Горощенко, вскрывается аналогичный разрез. В нем флишоидная толща быстро обогащается вверх и затем замещается пачками (биотит)-амфиболовых сланцев по метавулканитам андезито-базальтового состава (лавы, теффроиды, туффиты). В кровле толщи метавулканитов располагается прерывистый горизонт линз мраморизованных известняков и мраморов, содержащих проблематичные остатки водорослей. Общая мощность толщи вулканитов, выделяемой здесь в качестве карекатундровской или падосреченской свит, оценивается примерно в 1 км.

Положение этих толщ относительно глиноземистой части разреза кольско-беломорской серии, их состав и вертикальная последовательность повторяют разрезы порьяташско-тольпыдского района печенгского сектора (тальинская и каскамская свиты соответственно), а также западной части имандраварзугского сектора (кислогубская и витегубская свиты).

Относительное возрастное положение ультрабазит-базитовых массивов в структуре Нотозерского сектора определяется тем, что массивы сконцентрированы в зонах тектонических швов, по которым совмещены стратифицированные осадочные толщи кольско-беломорской, печенгской и имандраварзугской серий. Так, в южных отрогах Сальных тундр и в Малых Сальных тундрах карельские толщи вскрываются в моноклинальном пакете тектонических пластин, который

отделяет поля развития кольско-беломорских толщ от гранулитов Сальных тундр. Общее падение пакета пластин северное и наклонено не круче $10-40^\circ$. Структурно-нижнее (южное) ограничение пакета — Нота-Вувский шов вмещает группу массивов дунит-перидотит-пироксенитового состава. Основной объем интродуцированных масс располагается в зоне шва, но часть небольших массивов и(или) апофиз проникает внутрь отдельных тектонических пластин, где пересекает границы карельских и кольско-беломорских толщ. Вдоль северного ограничения пакета пластин, по которому гранулитовые комплексы Сальных тундр структурно перекрывают карельские толщи, протягивается пояс норитов и габбро-норитов с пропластками меланоноритов и(или) плагиоклазовых ортопироксенитов. Часть из них также проникает внутрь отдельных пластин, где своими границами пересекает и кольско-беломорские, и карельские толщи. Общее падение поверхности шва, а также интрузивных тел здесь северное, а наклон не превышает $30-40^\circ$.

Следующие северные четыре пояса интрузий (Лоттинский, Ловнозерский, Лаукский и Северо-Лаукский) приурочены к тектоническим швам с субширотным простиранием и северными падениями. Все перечисленные тектонические швы своим восточным флангом сопрягаются с Печа-Аллареченским, который протягивается с юго-востока на северо-запад от южного фаса Чуна-тундры (приимандровский район) через Навка-тундру в верховья р. Печи и через среднее течение р. Лотта в аллареченский район (южная часть печенгского сегмента). Поверхности разрывов в зоне этого шва круто ($70-80^\circ$) наклонены к северо-востоку и обладают морфологическими характеристиками левого сдвига. На междуречье Печа—Нота, там, где гиперстеневые диориты и гранулиты Сальных тундр совмещены с кольско-беломорскими толщами амфиболовых и биотитовых гнейсов Печа-Улитинского района, располагается пояс массивов ультрабазитового и базитового состава (Зостейды, Пыршин-Уайвеш и др.). Здесь ультрабазит-базитовые массивы пересекают гранулитовый комплекс пород и диафторируют его в экзоконтактной зоне, т.е. являются относительно более поздними чем гранулитовый метаморфизм; пересекают своими контактами границы литологических пачек в толщах кольско-беломорской серии; совместно со всеми стратифицированными толщами, а также с тектонитами вмещающих разрывных зон подвергнуты преобразованиям внутри зонального ореола метаморфизма с возрастом гранитизации 2—1,6 млрд лет [Беляев и др., 1977].

Для многих районов Кольского полуострова установлено, что по отношению к породам кольско-беломорской и карельской серий и ультрабазит-базитовым массивам позднекарельские метаморфизм и гранитизация являлись единственным актом преобразований [Беляев и др., 1977; Загородный и др., 1982]. По тем же и ряду других данных [Тугаринов, Бибилова, 1980; Щербак, Бибилова, 1984] для сальнотундровских (лапландских) комплексов методом цирконовой геохронометрии показано существование двух эпох метаморфизма (2,8—2,7 и 2,0—1,9 млрд лет). В свете сказанного возраст становления ультрабазит-базитовых интрузий в структуре района оказывается в рамках, очерчиваемых этими возрастными рубежами.

Положение ультрабазит-базитовых интрузий в локальной вмещающей структуре и их состав изучались Л.Г. Быстровой, Н.Л. Балабиным, М.В. Денисовой, А.С. Михенчевым, Д.А. Оросевым, А.Г. Остапенко, С.И. Поглазовой, С.Д. Покровским, Д.В. Палферовой, А.К. Яковлевой, Ю.Н. Яковлевым и другими исследователями. Наиболее полные обобщения этих данных приводятся в сводках Е.К. Козлова [1973 и др.], В.Н. Спинова [1975]. Этими исследованиями выявлено следующее: в локальных структурах интрузии располагаются либо вдоль поверхностных разломов, либо в замках складок деформированных толщ, пересекая своими контактами границы литологических пачек; в зонах разрывных нарушений тела интрузий имеют дайкообразную, удлинненно-линзовидную или труб-

чатую, а в складчатых толщах — лентикулярно-линзовидную форму с соотношением (мощность: длина по простиранию: длина по склонению) от 1:1:1 до 1:10:30; склонение интрузивных массивов и ориентировка их внутренних границ являются конформными ориентировке шарниров вмещающих складок; при групповом сонахождении тела интрузий характеризуются многоярусным и эшелонированным расположением; многие призматиковые отливки и моноклиналильные залежи в крыльях складок деформированы или будинированы вдоль направления параллельного плоскости осевого кливажа; многие тела обвальцованы и имеют бластомилонитовую оболочку, минералы которой ориентированы так же, как метаморфогенные минеральные агрегаты во вмещающих породах.

В южных отрогах Сальных тундр у расслоенных ультрабазитовых интрузий Корво-тундры поверхности между единицами расслоенной серии (дунитов, гарцбургитов, ортопироксенитов), а также преимущественно удлинение длинно-призматических кристаллов ортопироксена ориентированы субпараллельно границам интрузий и наклону поверхности вмещающих разрывных нарушений. В южном крыле Лоттинского шва (верховья правых притоков р. Лотта) габброидные дайки организованы в веерные рои (конфигурация "конского хвоста"), левого эшелона; раскрывающиеся в западных румбах. На восточном фланге Печа-Аллареченского шва массивы Зостейд-1, Зостейд-2, Пыршин—Уайвеш и ряд небольших, расположенных между ними, имеют крутое (70—80°) северо-восточное падение, согласное с наклоном вмещающей разрывной зоны; северо-западное склонение (30—50°), согласное с ориентировкой линейности минеральных агрегатов во вмещающих кристаллосланцах.

По перечисленным данным (см. рис. 27, а) представлены общие черты кинематической обстановки, в которой формировался рисунок размещения массивов. Для обеспечения такого рисунка траекториям латеральных движений корового слоя следовало быть ориентированными так, чтобы массы Наявка-тундры (НТ), Печа-Улитинского (ПУ) и Нотозерско-Лоттинского (НЛ) районов перемещались в северо-западном направлении (в современных координатах), а часть их (лапландские массивы — Л) несколько отклонялись в своем движении к западу. Такое отклонение обеспечивало в юго-западном фазе сектора блокирующее противодействие движению на северо-запад масс явро-гирвас-зувского участка (ЯГВ) и в конечном итоге создавало необходимые условия для скупивания пластин в южных отрогах Сальных тундр.

Ультрабазит-базитовая серия Нотозерского сектора включает дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, орто- и клинопироксениты, (оливиновые) нориты, габбро-нориты и габбро-анортозиты. Ее отличительная особенность выражена тем, что формации с ортопироксенитами и анортозитами сосуществуют в одних массивах с верлит-клинопироксенитовыми. В большинстве массивов преобладают габброиды, гипербазиты присутствуют в редких массивах. Среди них встречаются довольно крупные тела, в которых габброиды либо почти (Зостейд-1), либо полностью (Корво-тундра) отсутствуют.

Полная картина взаимоотношений между этими группами пород часто скрыта разрушением первичных залежей. Большинство недеформированных массивов с моноклиналильным залеганием имеет асимметричный состав: от подошвы к кровле ультрабазиты сменяются габброидами либо меланогабброидами — лейкократовыми разностями. Буровыми работами в районе озера Ловно, горы Даукку и озера Юнгес установлено, что границы раздела между единицами расслоенных серий субсогласны склонению интрузий. В моноклиналильных залежах ультрабазитового состава (например, массив Корво-тундры) основная масса дунитов располагается в лежащем боку залежи, а ортопироксенитов и вебстеритов — в висячем, тогда как дунит-верлит-клинопироксенитовая ассоциация слагает краевую (окаймляющую) группу пород и расположена в приконтактных зонах массива.

Особая форма вещественной дифференциации представлена в группе массивов, включающей Зостейды, Пыршин-Уайвеш и ряд тел между ними. Все они образуют цепочку с северо-западным простиранием, имеют субизометричные очертания выходов, северо-западное склонение контактов и такую же ориентировку минеральных агрегатов первичных магматических пород. В целом массивы образуют группу трубообразных залежей, расположенных в вертикальном эшелоне.

Юго-восточная трубчатая залежь (Зостейд-1) имеет двуслойную краевую оболочку: внешнюю из тонко-среднезернистых габбро-норитов и внутреннюю из такситово-полосчатых клинопироксеновых дунитов, верлитов и вебстеритов. Внутренность трубчатой залежи сложена в структурно-нижней части дунитами, а в верхней — вебстеритами и клинопироксенитами. Северо-западнее, через долину р. Печа, в массиве Зостейд-2 ультрабазиты присутствуют только в виде маломощных лентиколярных пропластков плагиоклазовых клинопироксенитов, а основной объем тела сложен однородными среднезернистыми норитами и габбро-норитами.

Далее к северо-западу расположены несколько тел норитов и габбро-норитов, представляющих средний ярус всего эшелона. Верхнему ярусу соответствует крупный массив Пыршин-Уайвеш, сложенный в обнаженной части лейкократовыми норитами, габбро-норитами и габбро-анортозитами. Во всей группе тел лейкократовость пород нарастает с юго-востока на северо-запад и от нижнего к верхнему ярусам всей эшелонированной системы. Наблюдаемое поярусное распределение дифференциатов могло произойти только при синкинематической фракционной кристаллизации магм в транзитном канале и последующей инъекцией дифференцированных расплавов в полости, которые последовательно раскрывались с северо-запада (внедрение наиболее лейкократовых продуктов фракционирования массива Пыршин-Уайвеш) на юго-восток (внедрение наиболее меланократовых продуктов фракционирования магм в массиве Зостейд-1).

Приведенные материалы по Кольскому полуострову показывают, что размещение состав ультрабазит-базитовых формаций и ассоциирующихся с ними парагенных осадков во многом близки к тем, что рассмотрены на юге Сибири.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

АФРИКАНСКАЯ И СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМЫ

Ряд крупных дифференцированных ультрабазит-базитовых массивов, расположенных среди чехольных комплексов в дорифейской структуре Африканской и Северо-Американской платформ, фигурирует в геологической литературе как характерные интрузии, связанные с платформенным режимом. Во многих публикациях зарубежных и отечественных геологов получение характеристик, сближающих сравниваемый объект с такими интрузиями как Бушвельдская, Великая Дайка, Седбери, Стилутер Дулут или Маскоккс, служит основанием для утверждения платформенного режима становления интрузии или их групп. Возможность такого заблуждения пытался, как представляется, предотвратить Т. Тайер [Thayer, 1960], показав, что близкие по строению и составу массивы располагаются и в подвижных, и в стабилизированных областях.

ЮЖНАЯ АФРИКА

Яркие примеры сказанному представляют в этом районе Мира два крупнейших из известных интрузивных массива: Бушвельдский и Великая Дайка. Их строение и условия становления характеризуют разные геодинамические обстановки становления обрамляющей структуры.

Оба массива тесно связаны со структурой фундамента кратона Калахари, оставшегося стабильным с рубежа 900—1500 млн лет [Бишоп, Ван Иден, 1973]. В структуре кратона объединяются три наиболее крупные структурно-формационные области: кратоны Зимбабве и Каапвальский, а также разделяющий складчатый пояс Лимпопо. Бушвельдский лополит располагается в северной периферии Каапвальского кратона, тяготея к южному борту пояса Лимпопо: Великая Дайка рассекает кратон Зимбабве и почти ортогонально примыкает к северной границе пояса Лимпопо. Время завершения становления обоих массивов и позднекинематического метаморфизма в разделяющем их поясе датируется рубежом 2000 ± 100 млн лет, хотя становление каждого из массивов и время складчатости не рассматриваются в качестве строго синхронных событий [Bor-ming-Jahn, Shi-Yu-Shin, 1974; Harris et al., 1984; Saggerson, Turner, 1976; Glikson, Jahn, 1985].

Каапвальский кратон

В интересующем интервале геологической эволюции характеризуется двумя стратифицированными комплексами, разделенными стратиграфическим, структурным и метаморфическим несогласиями.

Нижний комплекс. Завершение его развития датируется рубежом 2800—2900 млн лет [Семихатов, 1974], обнажается в восточной и частично западной частях кратона (рис. 28). Его стратиграфический разрез включает толщи Свазиленд группы Онвервахт, Фиг-Три и Мудис (рис. 29), которые наиболее полно представлены в структурах Шангвидзи (Сазерленд), Питсбург, Мурчисон, Барбертон и некоторых других.

Приводимая сводная стратиграфическая колонка и картографические материалы показывают следующее.

Наиболее древний из известных для этого района этап развития характеризуется площадными и, по-видимому, обширными излияниями ультрабазит-базитовых вулканитов группы Онвервахт, в которой среди ранних продуктов извержений присутствуют значительные количества ультраосновных выплавов (формации Сандспрут, Тиспрут, Комати), а среди поздних — фельзитовых (формации Хугенэт, Кромберг, Сварткопир), как видно из количественных соотношений продуктов извержений. К концу накопления в верхней части группы Онвервахт (см. рис. 29) резко возрастает контрастность состава изверженных пород и степень их фракционированности.

Накопление вышележащей группы отложений Фиг-Три, включающей пестрое чередование теффроидов, граувакковых и аренитовых тефротурбидитов и хемогенных силицитов, характерных для островодужных обстановок фанерозоя, завершается извержением слабо дифференцированной серии базальтоидных вулканитов: теффроидов и лав (формация Шонгезихт).

Толщи обеих групп с заметным структурным и стратиграфическим несогласием перекрываются существенно кварцево-терригенной толщей группы Мудис. С этим временем (возможно, с его концом) связано внедрение интрузий ультрабазит-базитового состава в поясах Мурчисон (массивы Руивотер и Джемстаун), Барбертон (массив Штольцбург) и др. Ко времени внедрения этих комплексов от начала отложения группы Онвервахт было накоплено около 20 км, группы Фиг-Три — около 5 км, а группы Мудис — 3 км осадочного разреза, и, таким образом, каждому из извержений базальтоидов предшествовало погружение подошвы осадконакопления — явление, отмечавшееся при описании Байкальской горной области и Кольского полуострова.

Д. Бишоп и О. Ван Иден [1973] указывают, что единственный этап мощных динамотермальных преобразований последовал за накоплением осадков группы Мудис. В ходе этих преобразований обширные области коровой

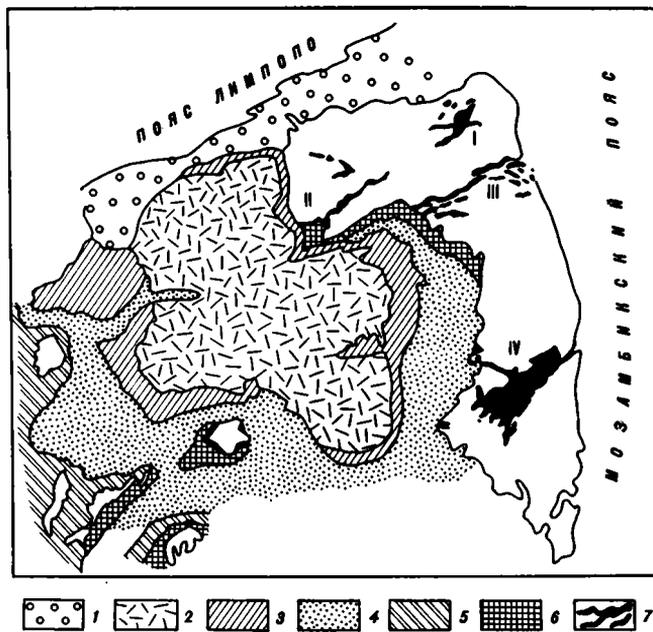


Рис. 28. Схема размещения главных серий раннедокембрийских отложений Трансвааля (по: [Семихатов, 1974] с дополнениями)

1—6 — серии: 1 — Вотерберг и Ласкоп, массив Бушвельд, 2 — граниты Претория, 3 — ультра-базит-базитовая, 4 — Трансвааль, 5 — Вентерсдорп, 6 — Витватерсранд; 7 — архейские образования и главные зеленокаменные пояса среди них

оболочки и ее осадочного слоя были деформированы и подверглись региональному метаморфизму от гранулитовой до низов зеленосланцевой фаций в пределах единого, но сложно построенного зонального ареала с резко переменной гипсометрией изотермальных поверхностей и большой градиентностью поля температур. Сложившийся в результате рисунок складок с северо-северо-западной вергентностью и конфигурациями шарниров в виде правых сигмоид отражает значительные латеральные движения коровой оболочки в системе правого сдвига, при которых основные движения осуществлялись в направлении юго-запад — северо-восток.

Этот этап эволюции увязывается с отложением толщи Доминион-Риф, которая распространена в небольших разобщенных впадинах. Она нередко дислоцирована и метаморфизована сильнее, чем перекрывающие серии, и в ряде гранитокупольных структур имеет крутые конформные залегания. В составе серии преобладают кислые вулканиты с подчиненными количествами базальтоидов, которые подстилаются и перекрываются пачками кварцевых и аркозовых метапесчаников, конгломератов, туфов и ортосланцев с возрастом не моложе 2900—2800 млн лет [Семихатов, 1974].

Распространено представление, что этому рубежу в Каапвальской области установился стабилизированный режим и разрез коры, характерный для континентального типа. Действительно, в составе и условиях залегания отложений из групп Онвервайт, Фиг-Три, Мудис и серии Доминион-Риф ясно выражены свойства формационных комплексов океанической, переходной и орогенной стадий эволюции разреза земной коры. Д. Бишоп и О. Ван Иден [1973] указывают, что "ее последующая история характеризуется образованием серии осадочных бассейнов и платформенных (? — А.С.) отложений с сопутствующим вулканизмом, тектоническими движениями и плутонизмом, но без проявлений

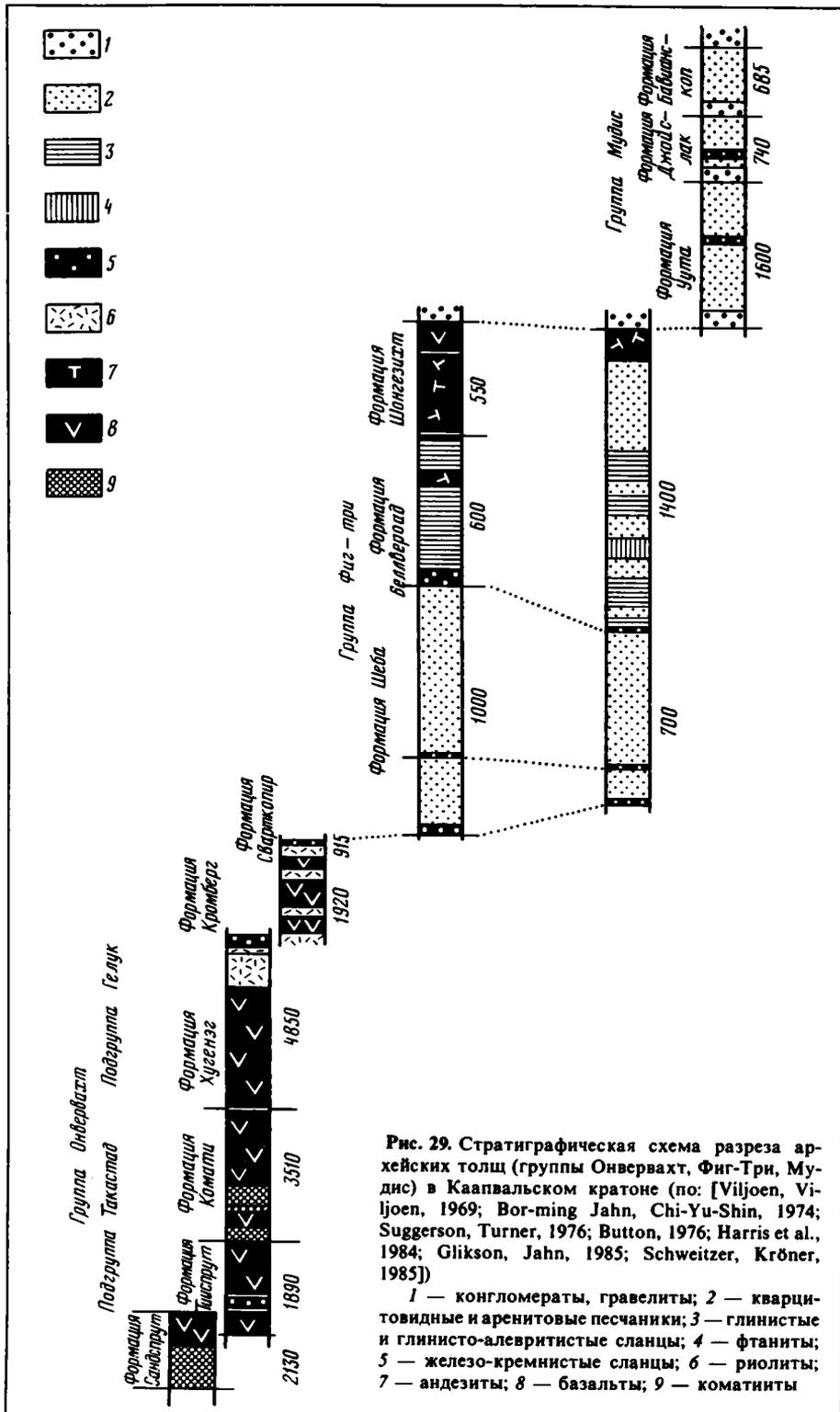


Рис. 29. Стратиграфическая схема разреза архейских толщ (группы Онвервахт, Фиг-Три, Мудис) в Каапвальском кратоне (по: [Viljoen, Viljoen, 1969; Bor-ming Jahn, Chi-Yu-Shin, 1974; Suggerson, Turner, 1976; Button, 1976; Harris et al., 1984; Glikson, Jahn, 1985; Schweitzer, Kröner, 1985])

1 — конгломераты, гравелиты; 2 — кварцитовидные и аргилитовые песчаники; 3 — глинистые и глинисто-алевритистые сланцы; 4 — фтаныты; 5 — железо-кремнистые сланцы; 6 — риолиты; 7 — андезиты; 8 — базальты; 9 — коматиниты

орогенеза и регионального метаморфизма” (с. 490). По-видимому, именно отсутствие орогенеза и второго этапа регионального метаморфизма в пределах Каапвальской области на последующих этапах ее эволюции является основанием для отнесения ее к категории платформ. Как будет видно из последующих материалов, остальные характеристики не согласуются с таким представлением.

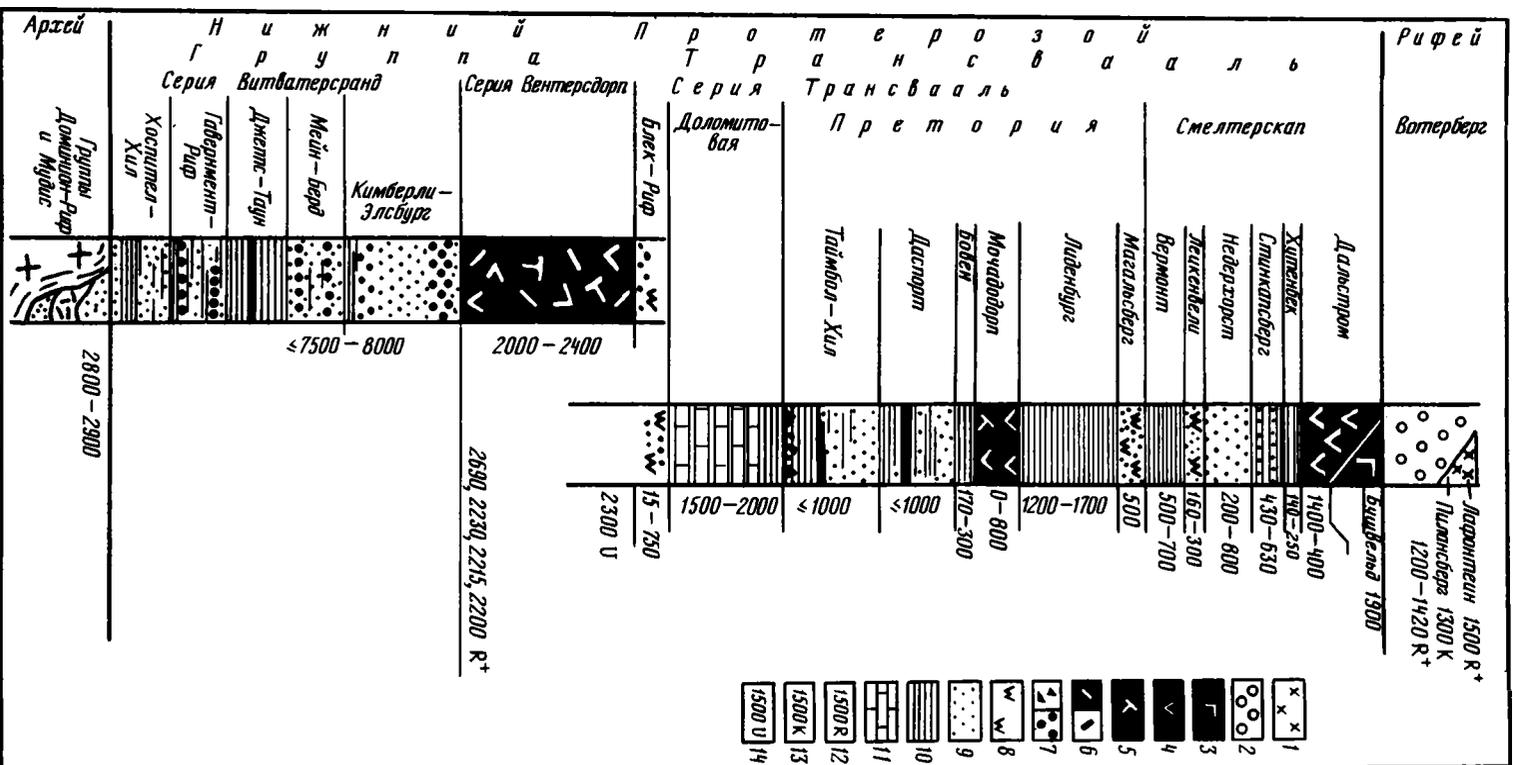
Верхний комплекс (нижний протерозой, группа Трансвааль). Перекрывает образования нижнего со стратиграфическим, структурным и метаморфическим несогласиями. Сводный стратиграфический разрез его приводится на рис. 30, а главные особенности размещения — на рис. 28.

Разрез комплекса начинается с серии Витватерсранд — мощной толщи светлых кварцитов с пропластками хлорит-серицитовых, железистых сланцев и выдержанными на больших площадях горизонтами конгломератов. В средней и верхней частях серии расположено несколько маломощных горизонтов основных вулканитов. Рис. 28 показывает, что серия выполняет впадину с северо-восточным простиранем, размеры которой меньше той, которую выполняют осадки Трансвааль. После отложения первой половины серии произошло существенное сокращение размеров бассейна. Д. Бишоп и О. Ван Иден [1973] указывают, что “постепенное опускание главной впадины... сопровождалось дифференциальным поднятием вдоль ее краев. Одновременно происходили разрывы и развивались краевые несогласия в результате наклона, денудации и нового погружения под морские воды по периферии” (с. 491). Первоначальные размеры и конфигурация впадины были изменены послетрансваальскими движениями.

Серия Вентерсдорп объединяет толщу вулканитов дифференцированной базальт-андезит-дацитовой серии с большим количеством пирокластики, пропластками тефротурбидитов и линзами доломитов. Толща ложится с размывом на отложения серии Витватерсранд и подстилающие более древние образования, однако распространена не повсеместно: частично перекрывая южный фланг витватерсрандской мульды, эта толща развита большей частью северо-западнее ее и тяготеет к южному борту пояса Лимпопо. В западной области распространения серия Вентерсдорп ложится непосредственно на архейские образования; толщи серии Витватерсранд здесь в разрезе отсутствуют и либо не отлагались, либо были эродированы.

Выше лежащая серия Трансвааль сложена в основном терригенными толщами. Она выполняет впадину, границы которой трансгрессивно перекрывают поля развития всех предшествующих образований и вдоль северного ограничения примыкают непосредственно к поясу Лимпопо. В составе серии отложения образуют ряд трансгрессивно-регрессивных ритмов, которые начинаются со сравнительно глубоководных и заканчиваются мелководными. Первый ритм включает толщи свит Доломитовой и Таймбол-Хил, следующий соответствует свите Даспорт, далее следует ритм со свитами Бовен, Мачадодорп, Лиденбург и Магальсберг, еще выше следует ритм со свитами Вермонт, Лейкенвели, Недерхорст; завершается разрез серии ритмом свит Стинкапсберг, Хутенбек и Дальстром (см. рис. 30). Как видно в этой ритмичности, базальтоидные вулканиты приурочены к трансгрессивной части ритмов, так же как и в докембрийских разрезах Байкальской горной области и Кольского полуострова.

В общем строении стратиграфического разреза группы Трансвааль видно, что его формирование связано с прогибанием, погружением фундамента и компенсированным накоплением толщ общей мощностью не менее 20 км. Такая мощность, характерный набор осадков и сопредельное положение подвижного пояса Лимпопо характеризуют эту область как активизированную палеоукраину стабилизированной провинции.



В ходе ее развития, как и на архейском этапе эволюции, появлению в разрезе осадочных толщ базальтоидных магматитов (серия Вентерсдорп, свиты Мачадодорп и Дальстром) предшествовало накопление терригенных толщ мощностью 5—10 км. Появлению вулканогенной свиты Дальстром и интрузивного комплекса Бушвельд предшествовало, как видно из разреза, накопление осадков общей мощностью более 20 км и такое же погружение поверхности подошвы группы Трансвааль.

Суммирование мощности архейских осадков, накопленных до внедрения архейских ультрабазит-базитовых комплексов Руивотер и Джемстаун, а также раннепротерозойских отложений группы Трансвааль, накопленных перед внедрением комплексов Бушвельд, приводит к величине общей мощности только осадочного чехла в этом районе, превышающей 40 км. Показано вместе с тем многочисленными работами, что здесь архейские и раннепротерозойские интрузивные комплексы представляют толентовую группу базальтоидных выплавок, глубина формирования которых не может превышать уровня 6—8 кбар. Столь заметная разница расстояния между возможной областью магмогенерации и областью становления магм приводит к представлению, что формирование впадин, вмещающих эти интрузивные комплексы, и высокое стояние верхней палеомантии — явления взаимосвязанные через утонение литосферы над областью магмогенерации.

Бушвельдский интрузивный комплекс (рис. 31, см. вкл.) часто рассматривается как платформенный лополит простой блюдцеобразной формы, поэтому следует обратить внимание на детали, которые обычно ускользают из обсуждения. Северная лопасть интрузии (плато Палала) отделяется от южной по четкой линии запад-юго-западного—восток-северо-восточного простираения (Табазимби—Нилстром—Зебедиела), которая трассируется далее на восток выходами архейских образований зеленокаменного пояса Мурчисон (см. рис. 28, 31). Линия повторяет простираение пояса Лимпопо, и внутри интрузивного комплекса и вмещающей серии Трансвааль она маркируется зоной разрывных нарушений, которые пересекают границы горизонтов интрузии и вмещающих осадков.

К северу от этой линии интрузию вмещают архейские образования, а толщи Трансвааль в этом направлении быстро выклиниваются, и резко сужается поле их развития. Непосредственно внутри Бушвельдской интрузии к северу от этой линии отсутствует ряд горизонтов и разрез северной части значительно сокращен сравнительно с южной; вся ультраосновная часть разреза, от рифа Меренского и ниже, в первичной структуре северной апофизы отсутствует.

Приведенных данных достаточно для утверждения, что внедрение Бушвельдского интрузивного комплекса непосредственно связано с развитием конседиментационной флексуры, северное крыло которой отставало в погружении сравнительно с южным. Во время внедрения и становления комплекса флексура активно развивалась, определяя как внешнюю форму, так и внутреннюю структуру массива. В результате в прифлексурной зоне был сформирован синтетонический двулопастной лополит. Его северная лопасть приурочена к приподнятому крылу флексуры, обладает сокращенной мощностью и составом разреза (отсутствует нижняя ультраосновная часть). Южная и большая по раз-

←
Рис. 30. Стратиграфическая схема нижнепротерозойских отложений Трансвааля (по: [Семихатов, 1974])

1 — гранитоиды; 2 — песчаники, гравелиты, конгломераты; 3 — ультрабазит-базитовая дифференцированная серия; 4—6 — вулканы: 4 — базальтовые, 5 — андезитовые, 6 — фельзитовые; 7 — брекчи и конгломераты; 8 — кварциты; 9 — кварцитовидные песчаники; 10 — сланцы; 11 — доломиты; радиологический возраст пород в млн лет по данным методов: 12 — Rb—Sr, 13 — K—Ar, 14 — U—Pb

мерам лопасть приурочена к опущенному крылу флексуры и характеризуется повышенной мощностью, полнотой разреза относительно северного и наибольшей металлогенической продуктивностью.

Приведенные данные ясно связывают формирование Трансваальских впадин и становление Бушвельдского массива с активизацией Каапвальского кратона на краю с поясом Лимпопо до проявления в последнем завершающего метаморфизма (~2000 млн лет).

Кратон Зимбабве

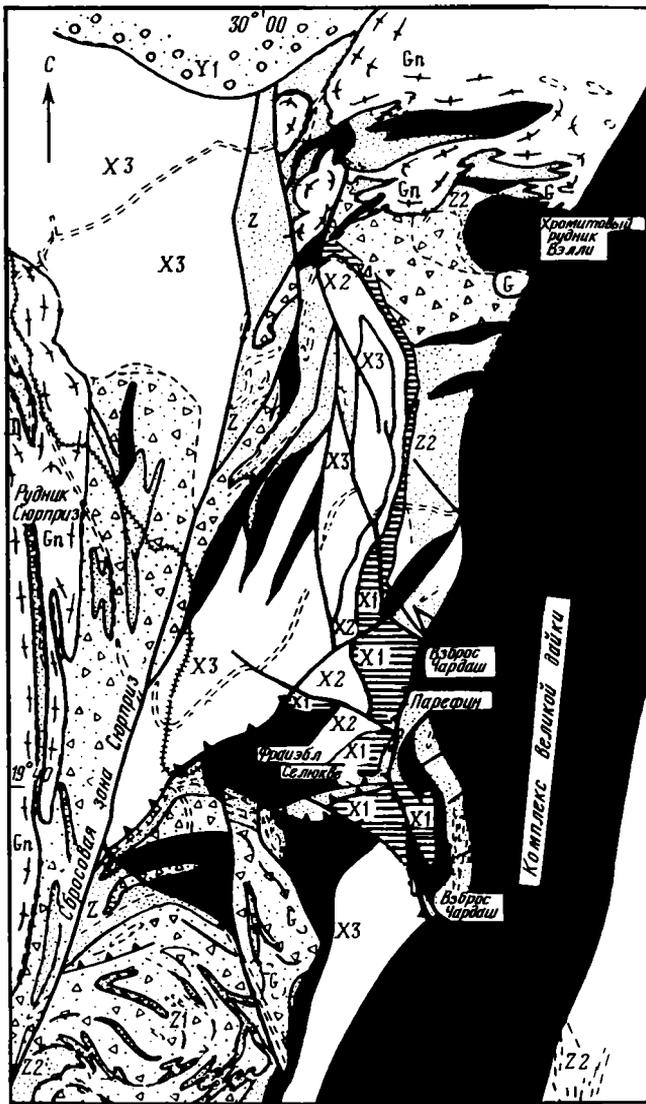
Кратон вмещает ультрабазит-базитовый комплекс Великой Дайки, ограничен с юга подвижным поясом Лимпопо, и с севера — Замбези. В структуре фундамента, перекрытого чехольным комплексом Калахари, выделяются образования трех систем: себаквийской (нижней), булавайской (средней) и шамвайской (верхней), завершающейся внедрением на обширных площадях гранитных батолитов с возрастом 2600—2500 млн лет [Бишоп, Ван Иден, 1973; Котерилл, 1973; Holmes, 1957; и др.]. Стратифицированные толщи двух верхних систем коррелируются с отложениями системы Свазиленд в Каапвальском кратоне, главный этап метаморфизма в поясе Лимпопо имеет возраст древнее 2500 млн лет, а наложенные метаморфические события — около 2000 млн лет. Северная граница пояса Лимпопо с кратоном Зимбабве проходит по системе надвигов с юго-восточными падениями, по которым южные пластины надвинуты на северные.

На мелкомасштабных картах хорошо видно, что интрузия Великая Дайка и сопровождающие ее базальт-долеритовые дайки пересекают структуру раннедокембрийских образований (рис. 32, см. вкл.), в том числе и гранитоиды группы Чилиманзи [2700—2600 млн лет, Nickman, 1974, 1976], прорывающие шамвайские стратифицированные толщи. Известно также, что своим южным флангом Великая Дайка не прослеживается ни в пояс Лимпопо, ни сквозь него в пределы Каапвальского кратона; зональный метаморфический ареал пояса Лимпопо (с возрастом около 2000 млн лет) не простирается до южного фланга Великой Дайки.

В связи с этими обстоятельствами возраст этой интрузии продолжает дискутироваться. Д. Бишоп и О. Ван Иден [1973] оперируют возрастом 2150 млн лет и приблизительно коррелируют время ее внедрения с внедрением комплекса Бушвельд. Обсуждая корреляцию системы Трансвааль Каапвальского кратона с системой Ломагунди в Зимбабве, авторы допускали их позднерифейский возраст, а стало быть, и позднекембрийский возраст Великой Дайки.

П. Котерилл [1973] связывал внедрение Великой Дайки с послешамвайским временем (2800—2500 млн лет). Близкий возраст, в 2514 млн лет, приводил Хамилтон [Hamilton, 1977]. Интересные данные приводятся [Бичан, 1973; Котерилл, 1973] по геологии сегмента Селюкве (см. рис. 32, 33). В качестве себаквийских отложений выделяются две толщи. Нижняя (более 1000 м) представлена переслаиванием мелко- и среднезернистых аркозов и граувакк, сложенных пачками пелитовых туфов. Верхняя, близкой мощности, сложена тефротурбидитами с подчиненными пропластками силицитов (по фтанитам) и мощными пачками метабазальтов. Вся толща интродуцирована силлами ультрабазит-базитовых дифференцированных интрузий. В зонах разрывных нарушений располагаются тектонические линзы ультрабазитов с хромитами и серпентинитовыми, тальковыми, тальк-карбонатными и частично окремненными бластомилонитами в оболочке.

В составе булавайских отложений выделяются две различные толщи. Одна из них, рассматриваемая как базальная, сложена неслоистыми конгломератами с линзами аркозов и граувакк и содержит обломки всех себаквийских толщ,



D	Долериты	
G	Граниты, микрограниты	
Gn	Граниты, гнейсы	
Y1	Конгломераты, гравийно-песчаные	Шамвайское время
X3	Граувакки	Булавайское время
X2	Полосчатые железняки, филлиты	
X1	Конгломераты, песчаники, мигматиты	
	Ультраосновные породы	Себаквийское время
Z2q	Кварциты, полосчатые железняки	
Z2	Граувакки, туфы, базальты	
Z1	Арказы, граувакки	

Рис. 33. Геологическая схема соотношения массива Великая Дайка со структурой вмещающих толщ в районе Селюкве (по данным [Магматические..., 1973] с изменениями)
 1 — железные дороги; 2 — дороги; 3 — сбросы; 4 — взбросы

а также ультрабазитов, базитов, хромитов, тальк-карбонатных пород и силицитов. Существенную часть этой толщи составляют мигматиты. Толща отделяет себаквийские отложения от второй булавайской толщи, которая сложена аркозами, граувакками, полосчатыми джезилитами и метабазами (более 2000 м). Как и себаквийская, она также пронизана силлами долеритов и дифференцированных интрузий ультрабазит-базитового состава. Кроме того (см. рис. 33), поля второй булавайской толщи разбиты системой разрывов, вдоль которых располагаются тектонические блоки ультрабазитов. Отмечается тектонизация границ Великой Дайки в этом сегменте. Все образования несогласно перекрываются в северной части района шамвайскими конгломератами, а те, в свою очередь, прорваны гранитоидами группы Чилиманзи (2600—2500 млн лет).

Из авторской интерпретации разреза вмещающих толщ вытекает дошамвайский возраст ультрабазит-базитов района. В их описании обращают внимание три обстоятельства: формационная сближенность состава себаквийской

и второй шамвайской толщ; наличие в обеих толщах ультрабазит-базитовых силлов и тектонических блоков вдоль разрывов, рассекающих эти толщи; "булавальные" булавайские конгломераты (и милониты. — А.С.) с обломками ультрабазитов, габброидов и хромитов из тектонических блоков вдоль разломов образовались только после того, как были введены в структуру района по разломам. Сказанное приводит к альтернативному представлению, что и себавийские и шамвайские разрезы могут представлять вулканогенно-осадочную (единую) толщу, формационный состав которой сопоставим с наборами таковых в разрезах активных периокеанических окраин фанерозоя. Появление дифференцированных интрузий связано с окончанием накопления этого разреза, за которым последовало тектоническое сдвигание разрезов, перемещение блоков ультрабазит-базитовых интрузий вдоль разрывов и размывы всех образований с формированием пестрого олистостромового(?) конгломерата ("булавайского" и "шамвайского"), обнаженного в единой полосе выходов (см. рис. 33).

Суммируя ограниченные материалы по условиям становления Великой Дайки, можно сказать достаточно определенно, что ее становление происходило до начала формирования чехольного комплекса рифейских осадков Калахари, с которого начинается история кратонного режима этой части Южной Африки; ее появлению в структуре предшествовало накопление пестрого вулканогенно-осадочного разреза сланцевого комплекса Селюкве, состав которого аналогичен комплексам активных окраин фанерозоя, становление сопряженных дифференцированных ультрабазит-базитовых силлов и последующие характерные явления сгущивания разреза с появлением тальк-серпентинит-перидотитовых протрузий вдоль тектонических швов; последовавшие метаморфизм и гранитизация — формирование комплекса Чилиманзи — по возрасту и геодинамическому режиму не коррелируются с событиями в трансваальских структурах, вмещающих комплекс Бушвельда.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

В структуре Северо-Американской платформы многочисленные интрузивные массивы ультрабазит-базитового состава связаны с дорифейскими структурами фундамента; наиболее крупными из них являются Стилутер и Седбери. С особенностями накопления рифейского чехольного комплекса связаны многие интрузивные массивы того же состава, из которых крупнейшие Маскок и Дулут.

Для массива Стилутер, частично обнаженного под фанерозойскими чехольными отложениями, существует наименьшее количество данных по формационной принадлежности вмещающих толщ. Показано [Page, Nokleberg, 1974; Page, 1977], что а) в интервале 1800—1600 млн лет породы комплекса испытали слабый региональный метаморфизм; б) на рубеже 2750 млн лет интрузия была расчленена на крупные блоки, по швам между которыми были внедрены интрузии кварцевых монцититов; в) внедрению комплекса предшествовало накопление граувакк, аркоз, железистой формации и метакварцитов (метафтанитов), а также их складчатость и метаморфизм низких ступеней; г) на прединтрузивном этапе формирование двух поколений складок сопровождалось поворотом складок второго поколения по субвертикальной оси относительно ориентировки шарниров первого поколения; д) ориентировка кумулятивной полосчатости в нижних ультрабазитовой и полосчатой зонах повернута по часовой стрелке вокруг горизонтальной оси относительно ориентировки кумулятивной полосчатости в верхней габбровой зоне и неравномерно вдоль простирания интрузии; е) внедрению кварцевых монцититов между блоками интрузивного комплекса Стилутер предшествовало вращение этих блоков. Данные "г", "д", "е" показывают, что на прединтрузивном и послепостинтрузивном этапах деформации складчатость вмещающих пород, изменение пространственной ориентировки куму-

лятивной слоистости в разных частях разреза интрузии и вращение отдельных твердых блоков сопровождалось вращательными движениями в условиях латерального простого сдвига.

В отношении интрузивного комплекса Седбери показано в многочисленных работах, что его становление связано с раннепротерозойским (гудзонским) этапом истории Канадского щита.

Архейский (кеноранский) этап эволюции в провинциях Сьюпириор, Слейв, Абитиби, Йеллонайф и др. представлен различно метаморфизованными осадочно-вулканогенными комплексами базальтоидных лав, теффроидов, граувакковых туфротурбидитов, силицитов и силицит-железистых сланцев, которые накапливались на обширных пространствах ложа акваторий с рассеянным ареальным магматизмом (рис. 34). Охватившая эти образования кеноранская складчатость, метаморфизм и гранитизация (2700—2600 млн лет) проявлены во всех районах, где обнажаются эти комплексы, однако не с одинаковой интенсивностью. Зональные метаморфические ореолы включают изменения пород от зеленосланцевой до амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, отражая значительные вертикальные амплитуды гипсометрического положения изотермальных поверхностей в ходе преобразований [Семихатов, 1974; Jolly, 1980; Helmstaedt et al., 1986; Ludden, Hubert, 1986; и др.].

Ультрабазит-базитовый комплекс Седбери располагается среди нижнепротерозойских отложений комплекса Гурон. В современной структуре дорифейского фундамента он обнажен в районе Великих озер и в периферии выступа кеноранских образований провинции Сьюпириор (рис. 35). К северу от интрузивного комплекса Седбери гуронские толщи залегают полого, характеризуются малыми мощностями и слабо или почти не метаморфизованы. К югу мощности их быстро нарастают, а в пределах Пенокенского подвижного пояса гуронские толщи, кроме того, интенсивно деформированы и метаморфизованы вплоть до амфиболитовой фации.

В составе комплекса Гурон выделяются четыре толщи в ранге подсерий, из которых три нижние представляют нижнюю часть комплекса (серия Брюс) и одна — верхнюю (серия Кобальт) (рис. 36, 37). Подсерии слагают призмы осадков, из которых каждая вышележащая относительно смещена конседиментационно в сторону кеноранского основания и верхняя толща Кобальт залегают в районе горы Кобальт на архее. Существенным является то, что общая тенденция накопления гуронских толщ характеризует динамику постепенного погружения края кеноранского основания. В чередовании отложений в общем разрезе отчетливо обособливаются три основных ритма седиментации. Нижний включает подсерии Эллиот и Миссисаги, средний — подсерии Куэрк, верхний — серию Кобальт. Каждый из ритмов начинается с груботерригенных фаций, среди которых существенно псефитовые (конгломератовые) сменяются вверх по разрезу псаммитовыми. В нижнем и среднем ритмах средняя часть их разреза сложена глинисто-сланцевыми (формации Нордик и Виски в нижнем ритме) или песчанисто-карбонатными (формация Эспанола в среднем ритме) фациями — наиболее глубоководными. Верхи нижнего и среднего ритмов сложены регрессивными псаммитовыми терригенными фациями. Хорошо видно (см. рис. 36, 37) нарастание мощности осадков к району Седбери и залив Мак-Грегор, где она никак не соответствует платформенным мощностям.

Появление в разрезе нижнего ритма вулканитов контрастной серии (формации Дункан, Тессалон, Петер, Стоби и др.) тесно связано с осадками трансгрессивной части ритма. С завершением накопления верхних тонкозернистых частей разреза гуронской серии Кобальт (Лоррейн, Гордон-Лейк, Уатвортер, Бар-Ривер, см. рис. 34, 35, 37) близко связано по времени внедрение базальтоидов группы Нипсинг (2200—2100 млн лет) и интрузии Седбери (1720—1665 млн лет).

бассейн р. Маккензи — большого Невольничьего озера

оз. Атабаска — р. Дубон

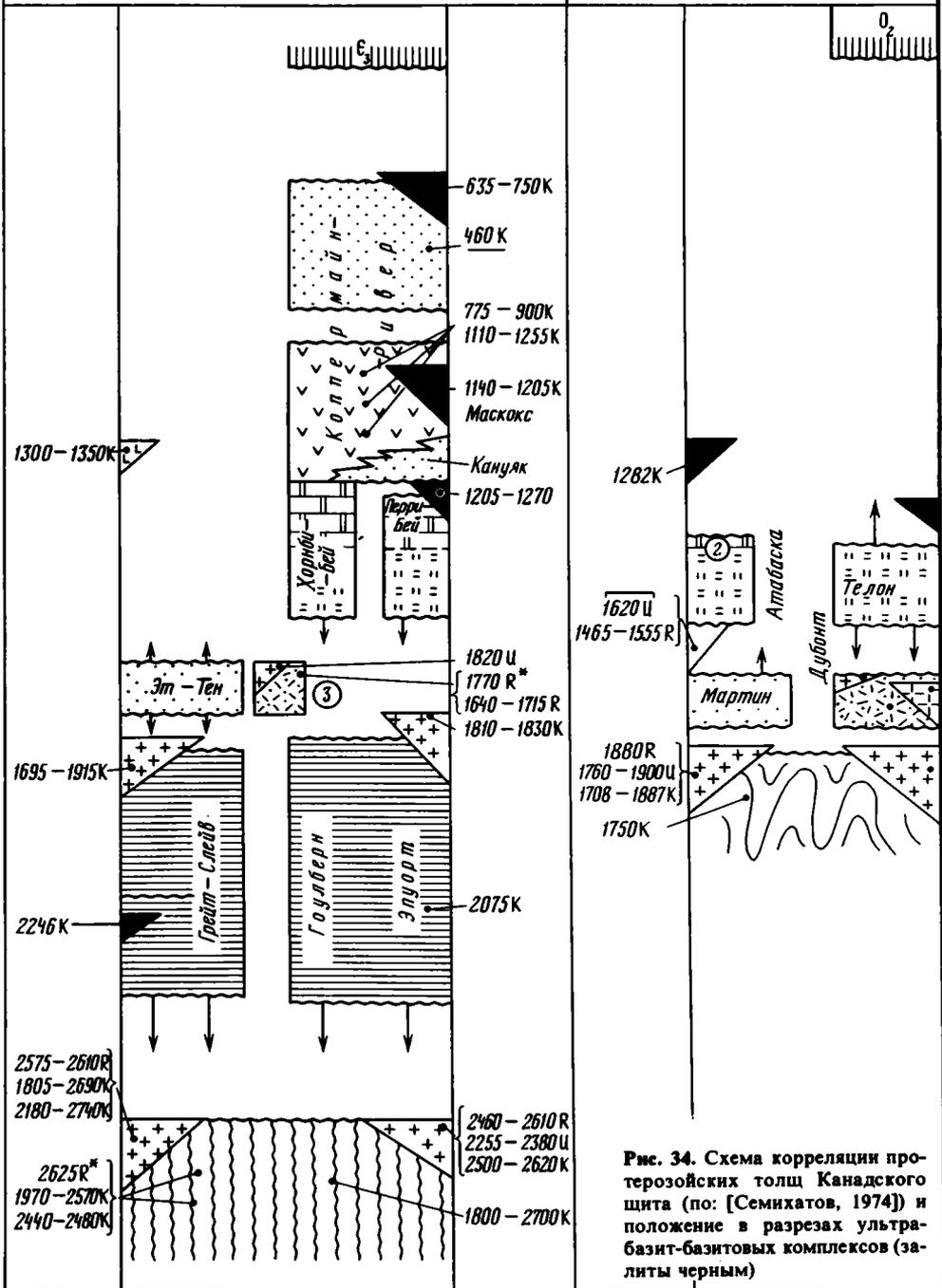


Рис. 34. Схема корреляции протерозойских толщ Канадского щита (по: [Семихатов, 1974]) и положение в разрезах ультрабазит-базитовых комплексов (залиты черным)

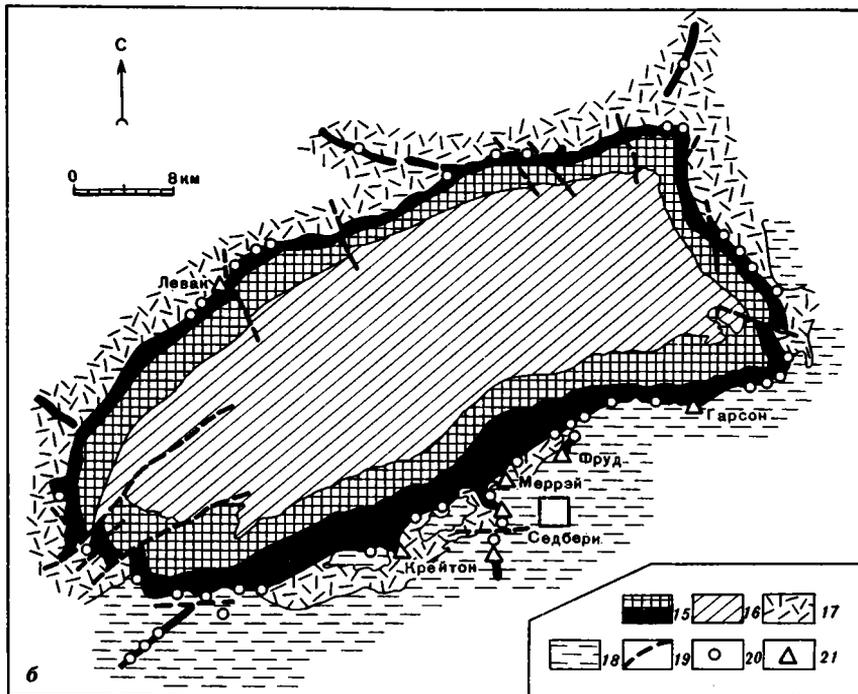
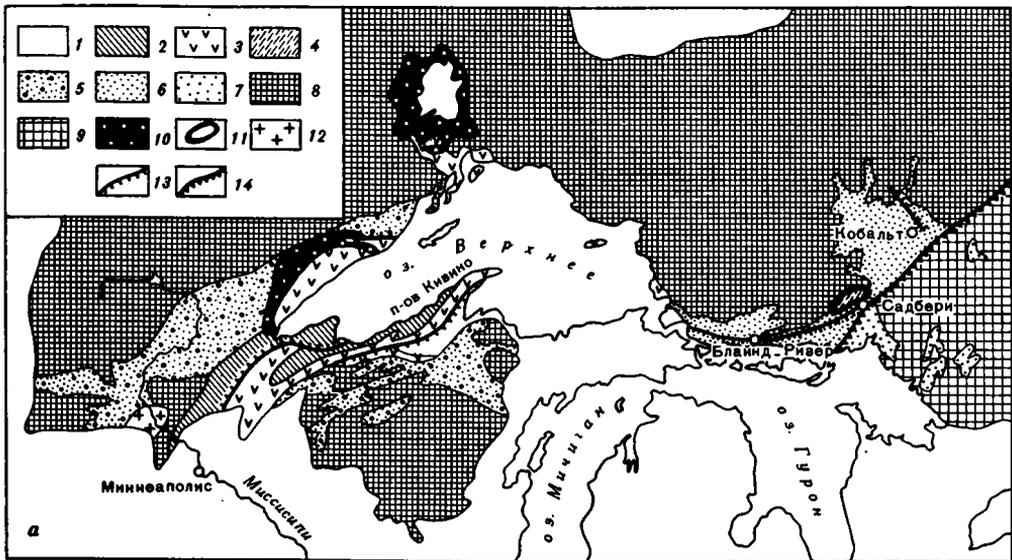


Рис. 35. Геологическая схема района Великих озер (а) (по: [Семихатов, 1974]), массива Сёдбери (б) (по: [Магматические..., 1973])

1 — фанерозойские отложения; 2—4 — рифейские отложения: 2 — верхнего Кивино, 3 — нижнего Кивино, 4 — серии Уайтвотер; 5—7 — раннепротерозойские отложения: 5 — надсерии Анимики, 6 — надсерии Гурон, 7 — то же, в провинции Гренвилл; 8 — архейские образования; 9 — то же, в провинции Гренвилл; 10 — ультрабазит-базитовый массив Дулут; 11 — массив Сёдбери; 12 — постанимикские гранитоиды; 13 — разрывные зоны; 14 — фронт Гренвилл; 15 — никеленосный эруптив; 16 — серия Уайтвотер; 17 — гнейсы и граниты; 18 — вулканиты, осадки, основные интрузии; 19 — сбросы; 20 — медноникелевые проявления; 21 — месторождения

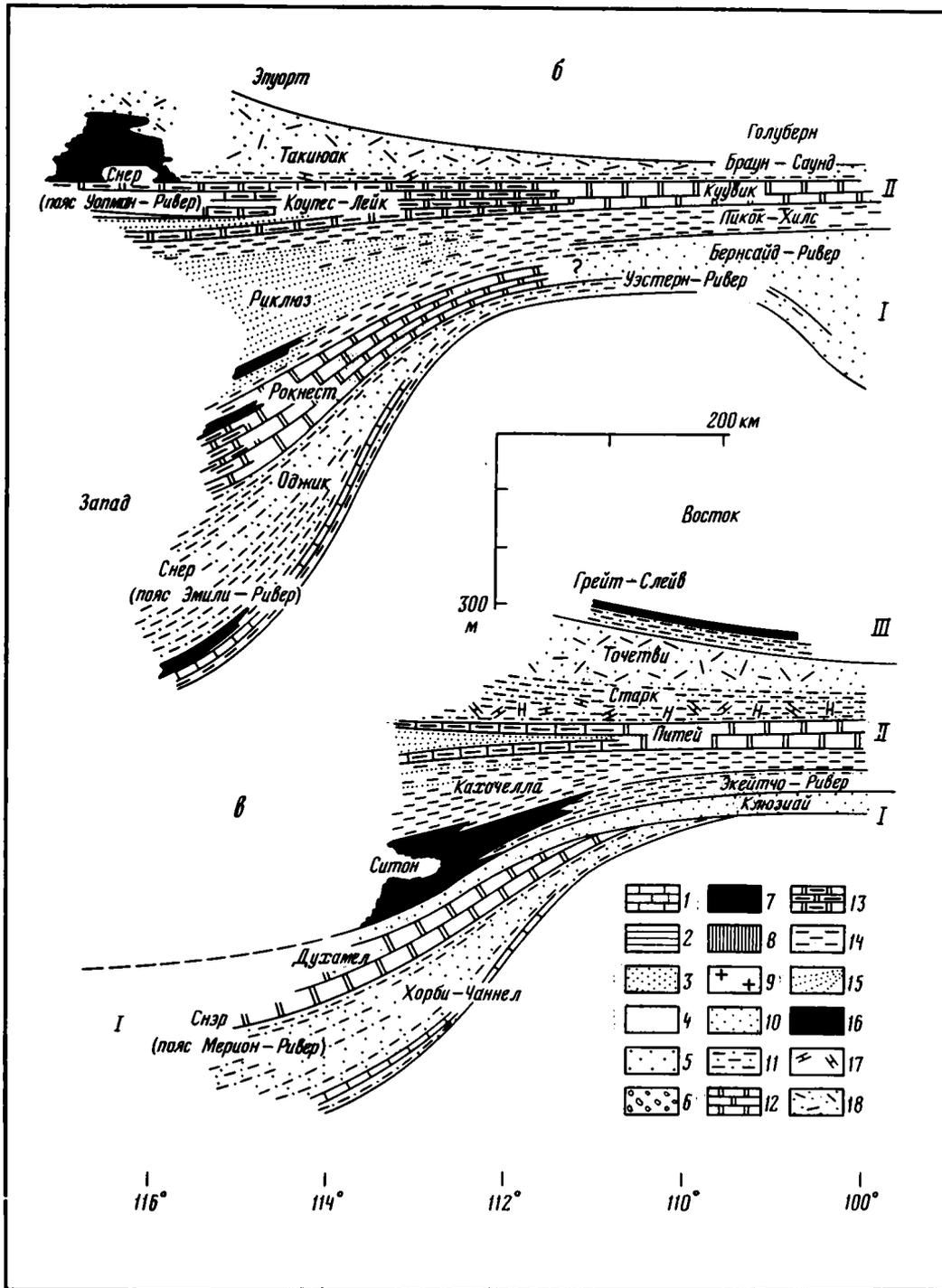
На западном и южном берегах озера Верхнее обнажена группа осадков Анимики, рассматриваемых в качестве возрастного аналога гуронских отложений (см. рис. 34, 35). Среди них выделяются четыре толщи, метаморфизованные до уровня зеленосланцевой фации (биотит-гранатовая зона), которые организованы в три трансгрессивных оборванных ритма; регрессивные части ритмов в этих разрезах отсутствуют. Каждый из ритмов начинается конгломератовыми и кварцитовыми формациями и заканчивается кремнисто-сланцево-карбонатными. Накопление каждого из ритмов сопровождалось извержением вулканитов. В нижнем ритме (серия Чоколай) это формации Рэндвилл, Бед-Ривер, Кона, залегающие в верхней карбонатной части цикла. В среднем цикле (серия Миномини) это редкие пачки базальтоидов формаций Фелш, Аджибик, Палмс, Сайамо, Пакегама и Кекабека, связанные с нижней груботерригенной частью разреза, а также небольшие покровы базальтоидов в верхней, карбонатной.

В верхнем ритме (серии Бэрага и Пайнт-Ривер), объединяющем толщи с большой фациальной изменчивостью, вулканиты контрастной базальт-риолитовой серии связаны с нижней частью ритма, где ассоциированы с кварцитами, доломитами, железистыми кварцитами и граувакковыми тефротурбидитами. Мощность этой части разреза весьма изменчива и варьирует от первых десятков метров до 7—9 км. С завершением накопления осадков группы Анимики, ее черносланцево-граувакковой серии Пайнт-Ривер, сопоставляются по времени внедрения небольшие интрузии габброидов (1865—1600 млн лет).

В северо-западных районах Канадского щита раннепротерозойские аналоги гуронских отложений (см. рис. 34) наиболее полно представлены в первую очередь по периферии выступа архейских (кеноранских) образований в провинции Слейв (рис. 36). В северо-западной части этой провинции (район залива Баттерст) эти отложения представлены серией Гоулберн (см. рис. 36, 37). Породы этой серии не испытали заметных деформаций, метаморфизма и слагают толщи, мощность которых характерна для платформенных чехлов.

К северо-западу от провинции Слейв строение и состав раннепротерозойских отложений заметно меняется. В северо-восточной части поля их развития представляющая их серия Эпуорт (см. рис. 36, 37) обладает близкими формационными наборами отложений, однако мощность формаций резко нарастает, заметно усилена степень их дислоцированности и метаморфизма, разрез насыщается магматическими образованиями. В западной и южной части поля развития эти толщи интенсивно дислоцированы, метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и претерпели гранитизацию на значительных участках. Корреляция разрезов обеих серий показывает наличие в них двух отчетливых осадочных трансгрессивно-регрессивных ритмов (см. рис. 36), граница между которыми проходит в серии Гоулберн в кровле формации Бернсайд-Ривер, а в серии Эпуорт — в кровле формации Риклюз. Рисунок 36 иллюстрирует явную приуроченность базальтоидных извержений (формации Оджик, Рокнест, Снэр) к трансгрессивным частям ритмов, а также общую приуроченность базальтоидных извержений к области с наибольшей интенсивностью прогибания.

В южном обрамлении провинции Слейв (восточный рукав озера Большое Невольничье) нижнепротерозойские отложения представлены серией Грейт-Слейв (см. рис. 36, 37), которая, как и серия Эпуорт, обладает миогеосинклинальными свойствами разреза: резко повышенными мощностями, довольно интенсивной складчатостью и зеленосланцевым метаморфизмом толщ. С юга к этим разрезам примыкает обширная область гудзонской складчатости и гранитизации (1900 млн лет) провинции Черчилл (см. рис. 34). В разрезе серии Грейт-Слейв также отчетливо обособливаются три трансгрессивно-регрессивных ритма, и извержения базальтоидов тесно ассоциируют и здесь с отложениями трансгрессивных частей ритмов (см. рис. 36).



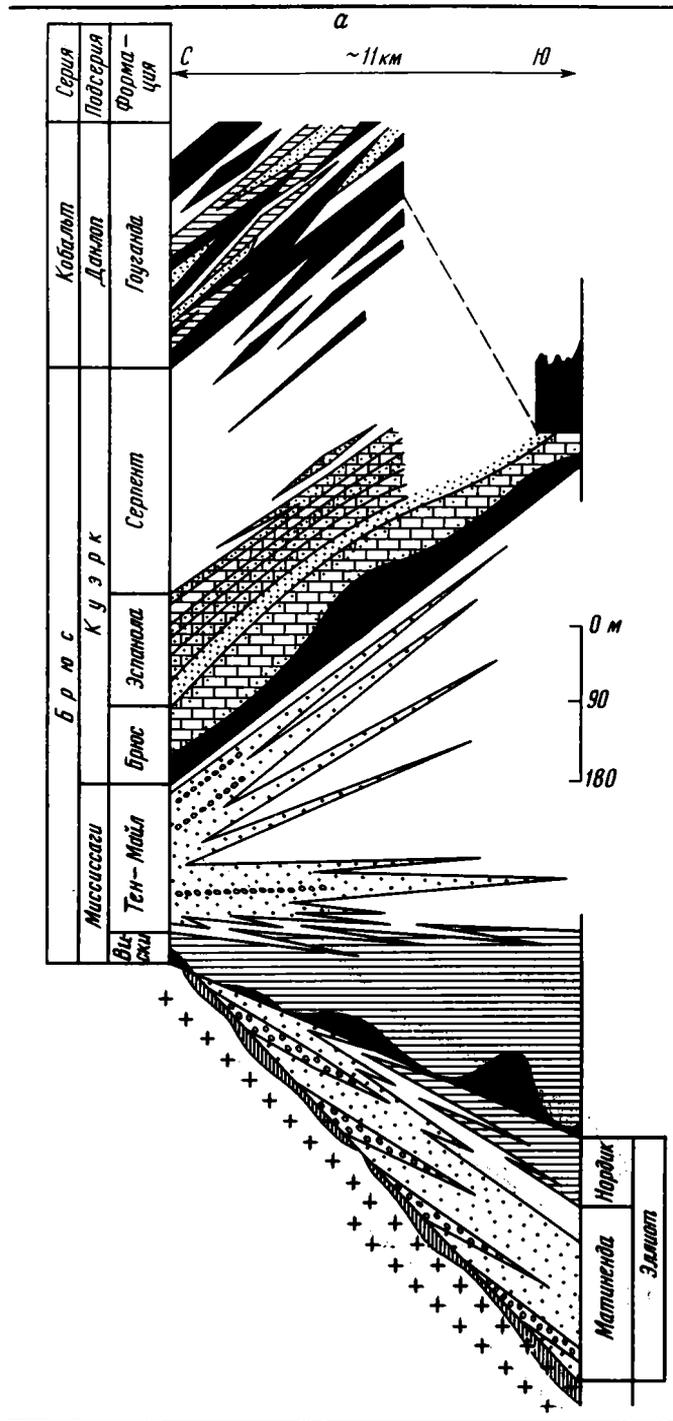


Рис. 36. Схемы строения разрезов [Семихатов, 1974] надсерии Гурон в районе озер Куэрк и Эллиот (а), надсерии Грейт-Слейв и ее аналогов в провинциях Бэр (б) и Слейв (в)

1 — известняки; 2 — аргиллиты, глинистые сланцы, граувакки; 3 — граувакки; 4 — полевошпатовые кварциты; 5 — гравелиты, грубозернистые фельдшпатовые кварциты, аркозы; 6 — олигомиктовые конгломераты; 7 — полимиктовые валунные конгломераты; 8 — догуронская кора выветривания; 9 — догуронские эффузивы и граниты; 10 — кварциты с конгломератами; 11 — сланцы, песчаники, алевролиты; 12 — доломиты, известняки, глинистые известняки; 13 — сланцы, известняки; 14 — сланцы с карбонатными конкрециями, алевролиты; 15 — граувакки и сланцы с градационной слоистостью; 16 — вулканиты; 17 — карбонатные брекчи с глинистым цементом; 18 — косослоистые красные песчаники

Район Садберч,
заг. Маг-Грессор

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22

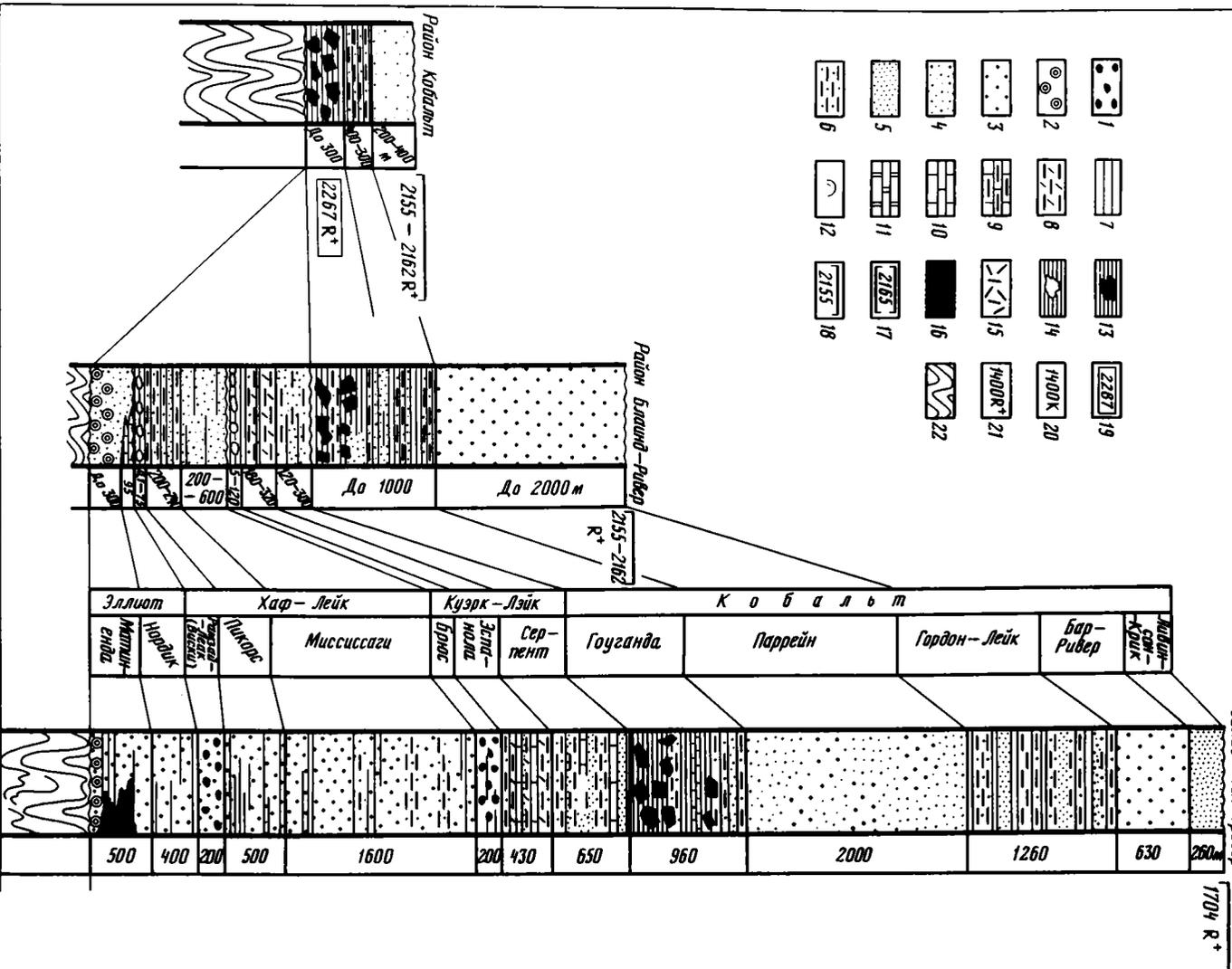
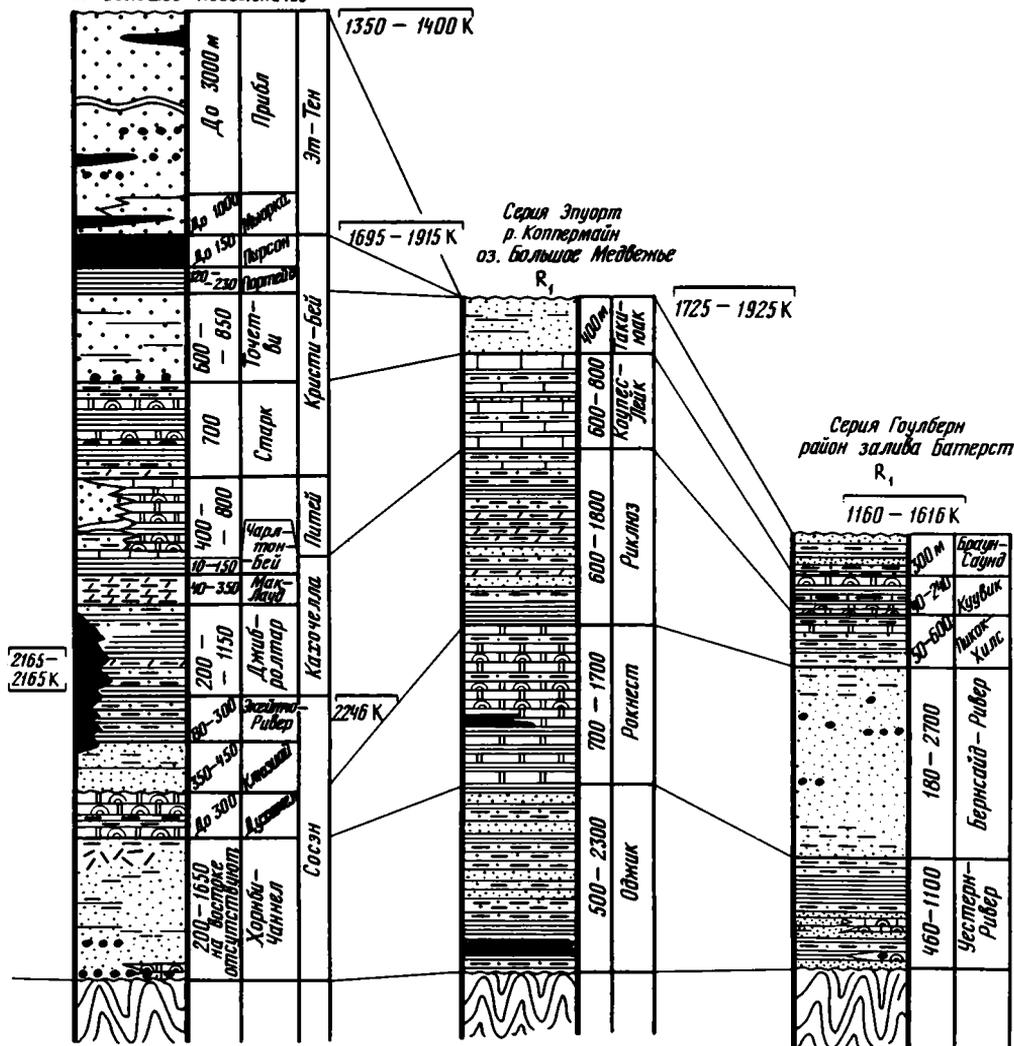


Рис. 37. Стратиграфическая схема строения надсерии Гурон и ее аналогов [Семихатов, 1974] южной и северо-западной частей Канадского щита

1 — конгломераты; 2 — ураноносные конгломераты; 3 — граувакки; 4 — олигомиктовые песчаники; 5 — железистые песчаники; 6 — алевролиты; 7 — глинистые сланцы; 8 — известково-глинистые сланцы; 9 — глинистые известняки; 10 — известняки; 11 — доломиты; 12 — строматолиты; 13 — тиллиты; 14 — тиллонды; 15 — туфы; 16 — основные эффузивы; 17—21 — радиологический возраст, млн лет; 17 — эффузивов и комагматичных гипабиссальных тел, 18 — интрузий, 19 — валовых проб метаседиментных пород, 20 — К—Аг-метод, 21 — изохронный Rb—Sr-метод; 22 — архейские образования

Надсерия Грейт-Слейв,
серия Эт-Тен

оз. Большое Небольничье



УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ В ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ—РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУРАХ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ИХ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

К началу рифейского этапа вещественно-структурной эволюции Земли существовали обширные области коровой оболочки с континентальным типом строения [Тектоника..., 1980; и др.]. В их пределах ядра раннеархейской консолидации, окаймляющие их нижнепротерозойские осадочные призмы форланда и периокеанические толщи испытали складчатость, региональный метаморфизм, гранитизацию и в результате были спаяны в обширные стабилизированные массивы. В последующие 1,5 млрд лет геологической истории эти массивы являлись реологическими неоднородностями в структуре внешней оболочки Земли с ясно платформерным седиментогенезом в хинтерленде.

Оформление на рубеже архейско-раннепротерозойского и рифейско-фанерозойского этапов качественно новой геологической ситуации представляет возможность рассмотреть применительно к условиям становления ультрабазит-базитовых формаций свойства вновь возникших геологических обстановок.

К немногим областям, где возможно рассмотрение интересующего нас этапа геологической истории обрамления древних платформ лавразийской группы относятся в первую очередь некоторые периферические районы Урало-Монгольской складчатой области. Среди них по условиям обнаженности и геологической изученности выделяется территория, включающая Алтае-Саянскую и Байкальскую горные области, а также сопредельные Западную и Северную Монголию. Другим крупным регионом, где сохранились следы этого этапа геологической истории, является территории Пайхоя, Печорской низменности, а также северный и полярный сегменты Урала.

В настоящее время активно обсуждается вопрос о возрасте и свойствах фундамента Урало-Монгольской складчатой области. Составляют ли большую часть ее основания блоки некогда единой Евразийской древней платформы или в ее эволюции заключена сложная многоэтапная стабилизация межконтинентальной области с корой океанического типа и было ли такое строение коры унаследованным или вновь образованным свойством на позднедокембрийском этапе?

Многие, если не большинство исследователей, связанных с изучением этих вопросов на Урале, склонны рассматривать гранитогнейсовые комплексы с докембрийскими радиологическими датировками в пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий в качестве выступов древнего кристаллического фундамента этой складчатой структуры. Предполагается, что он простирается до Сибирской платформы, а в промежутке выступает в пределах Казахстана. Разделяющие эти выступы Тагильский, Магнитогорский, Восточно-Уральский и другие зеленокаменные прогибы рассматриваются в качестве узких рифтогенных структур, аналогичных позднедокембрийским авлакогенам Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Близкими к ним на Канадском щите являются некоторые структуры, выполненные рифейскими толщами

в провинции Южной (серия Кивино) и в провинции Бер (серия Коппермай-Ривер).

Для Алтае-Саянского, Байкальского и Монгольского секторов Урало-Монгольской складчатой области многими предполагается наличие раннедокембрийских инфракристалльных толщ и позднерифейско-вендско-нижнекембрийского этапа рассеянного рифтинга, которым крупные массивы древних платформ были раздроблены на блоки различного размера. Основанием этому считается существование изолированных участков гранитизированных кристаллосланцев [Митрофанов и др., 1981] среди обширных полей венд-раннекембрийских образований с разрезами, характерными для океанического типа коры [Дергунов, Херасков, 1982; Ильин, 1982; Дергунов, Хераскова, 1981; Дергунов, 1986; Хераскова, 1986; и др.]. Вместе с тем на восточном и северном обрамлении Восточно-Европейской, в юго-восточном обрамлении Сибирской (Учуро-Майский район) и в северном обрамлении Китайской платформ располагаются обширные и мощные карбонатно-терригенные толщи довольно полного разреза рифея. По структуре слагаемого разреза, фациальному составу толщ и комплексам органики эти толщи ближе всего стоят к шельфовым образованиям [Семихатов, Серебряков, 1983; Стратотип рифея, 1983; и др.]. Внутри платформ накоплению этих толщ соответствуют значительные стратиграфические перемены, охватывающие нижний, средний и частично верхний отделы рифея. Все вместе это может означать, что мощные рифейские толщи по периферии платформ представляют собой осадочные призмы форланда, за которыми располагалась обширная акватория океанического типа. Представление о наличии в основании Урало-Монгольской складчатой области разрезов океанического типа развивается в работах Л.П. Зоненштайна [1972], А.С. Перфильева [1979], Т.Н. Херасковой [1986], А.Б. Дергунова [1986] и отражено в Тектонической карте северной Евразии (1980 г.).

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ЮЖНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Развитие представлений о геологической эволюции региона связано с исследованиями А.В. Амантова, В.П. Арсентьева, В.Г. Беличенко, В.А. Благоданова, Ю.П. Бутова, Г.М. Владимирского, Б.А. Далматова, А.Б. Дергунова, Н.Л. Добрецова, И.Т. Журавлевой, Н.С. Зайцева, Л.П. Зоненштайна, А.В. Ильина, В.А. Кузнецова, Б.Н. Красильникова, М.Н. Коробова, Г.А. Кудрявцева, Б. Лувсанданзана, Б.А. Литвиновского, Н.Г. Марковой, Ф.П. Митрофанова, А.А. Моссаковского, В.С. и А.С. Павленко, Е.В. Павловского, И.П. Палея, Г.В. Пинуса, Л.И. Салопа, А.И. Суворова, М.А. Семихатова, О. Томуртоого, Н.Н. и Т.Н. Херасковых, А.Н. Чуракова, В.В. Хоментовского и многих других. Исследования многих из них на территории Монголии связаны с работой Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции АН СССР и АН МНР.

Широко распространенное представление о строении Байкало-Монгольского региона предполагает наличие участков двух типов. Одни из них имеют в своей структуре раннедокембрийский кристаллический фундамент и рифей-венд-нижнекембрийский терригенно-карбонатный чехольный комплекс. Другие не имеют древнего кристаллического фундамента и позднедокембрийские—нижнекембрийские отложения здесь начинаются разрезами коры океанического типа [Благоданов, 1978; Зайцев и др., 1974; Зайцев, Лувсанданзан, 1979; Ильин, 1971, 1982; и др.].

В районах обоих типов надежными группами фаунистических остатков (трилобитами, археоциатами) охарактеризованы отложения до нижнекембрий-

ского возраста. Образования более древние датируются либо по относительному положению в геологической структуре района, либо по единичным остаткам водорослей, либо путем очень широкой экстраполяции единичных радиологических датировок. Сам по себе этот путь не ведет к выделению дорифейского фундамента.

В состав дорифейского кристаллического фундамента большинство геологов относит практически все метаморфизованные образования с установленным и неустановленным абсолютным или относительным возрастом, обнаженные в современной структуре региона. Предпринималась попытка выделить комплексы фундамента путем присвоения регионального значения локальным размытам в основании нижнекембрийских карбонатных толщ и отнесения подстилающих пачек кислых вулканитов с локальной распространенностью к позднеорогенным формациям эволюции кристаллического фундамента [Дергунов и др., 1980; Ильин, 1982]. Во всех опубликованных описаниях разрезов (Дзабханский район и Северное Прихубсугулье) толщи, относимые в состав чехла и фундамента на стратотипических участках, не отличается, по данным авторов, степенью метаморфизма, который в фундаменте и чехле не превышает биотитовой зоны зеленосланцевой фации.

Исследованиями Б.А. Литвиновского с коллегами [Леонтьев и др., 1980; и др.] показано, что нижнепалеозойское гранитообразование в пределах Байкальской горной области, Восточного и Западного Саяна, а также в сопредельной Северной Монголии охватило обширные пространства, а также было значительным по объему (таннуольский, баргузинский, ангаро-витимский комплексы). В связи с этим можно полагать, что образование таких масс гранитоидов не могло не сопровождаться формированием в области генерации этих гранитов соответствующих ареалов раннепалеозойского регионального метаморфизма. Его проявление в широких масштабах установлено в Горном Алтае, Западном Саяне [Дергунов, Херасков, 1982]. О его существовании говорит фаунистически доказанный нижнепалеозойский возраст (находки трилобитов, археоциат, граптолитов и т.п.) окинской, монгошинской, сархойской толщ [Бутов, Далматов, 1977; Бутов, 1979; Бутов, Морозова, 1982; Биличенко, 1977; и др.], традиционно относимых в Забайкалье и в Восточном Саяне к метаморфическим заведомо докембрийским образованиям [Митрофанов и др., 1981; Ильин, 1982 и др.]. Сказанное дает достаточное основания предполагать широкое распространение раннепалеозойских метаморфических комплексов среди относимых сейчас к докембрийскому складчатому и метаморфизованному фундаменту или вместо них.

Полевые исследования для решения интересующих вопросов проводилось в течение 1982—1983 гг. под эгидой СМЭ в Северной и Западной Монголии, в Дзабханской и Джидинской зонах, в Прихубсугулье, в пределах хребта Хан-Хухей. Для получения сравнительных характеристик работы проводились в Гоби-Алтайском регионе: в горных массивах Дариби и Эрдени-Ула. Основой исследований служило геологическое картирование участков развития досреднепалеозойских структур в масштабе 1:1 000 000 с прослеживанием вариаций состава и границ различных структурно-вещественных комплексов.

ЗАПАДНАЯ И СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ

Озерная, Джидинская и Ундино-Витимская зоны

Работы А.Б. Дергунова [1986 и др.], А.В. Ильина [1982] и Т.Н. Херасковой [1986] показали формационную принадлежность наиболее древних, венд-нижнекембрийских отложений из разрезов этих зон к океаническому типу.

Озерная зона. В северной части этой зоны, между озерами Харанур и Хиргизнур, нижние обнаженные части разреза представлены (рис. 38) толщей

цольулинской свиты, преобладающую часть которой слагают многоярусные покровы относительно свежих или спилитизированных толеитовых базальтов или андезито-базальтов с однородным или подушечным строением потоков [Хераскова, 1986]. Толща содержит в верхах пропластки силицитов (фтанитов), известняков и тефтроидов с редкой органикой томмотского яруса нижнего кембрия [Амантов, 1963, 1975; Воронин, Дроздова, 1976]. Нижележащая часть толщи имеет докембрийский неясный возрастной диапазон (юдомский?). В верхней части толщи располагается зона чередования вулканитов и известняково-фтанитовых пропластков, выше которой в ненарушенных разрезах располагаются атдабанские отложения бургасутайской свиты: граувакковые тефротурбидиты (песчаники, алевролиты, конгломераты) с пропластками кремней, известняков, базальтов, андезито-базальтов, трахилипаритов и трахиандезитов.

Аналогичные разрезы представлены в горных массивах, окружающих озеро Хиргизнур, а в южных отрогах горного массива Хан-Хухей показан их атдабанско-нижнеботомский возраст [Дергунов и др., 1983]. Показано также, что здесь первое структурное сдвигание разреза и формирование сопутствующих олистостром (с обломками подстилающих пород) связано с ботомским временем; формирование складчато-чешуйчатой ботомской конседиментационной структуры сопровождалось появлением в пакетах пластин прослаивающих чешуй серпентинитов и серпентинитового меланжа.

На левобережье р. Дзобхан (юго-восточнее озера Харанур) и по ее правому берегу этот разрез несколько видоизменяется. В ненарушенных разрезах верхов цольулинской толщи недифференцированных базальтов, андезито-базальтов и редких пачек риодацитов отчетливо обособливается зона частого и несогласного переслаивания базальтоидных и риодацитовых вулканитов, тефтроидов и тефротурбидитов (граувакк) с силицитами (фтанитами, яшмоидами) и известняками. Эта часть разреза — свита тоглоин (см. рис. 38) — надстраивается существенно карбонатной (доломит-известняковой) свитой дагандель томмотско-атдабанского возраста. Большая часть карбонатной толщи содержит пропластки кремнистых пород, граувакковых тефротурбидитов и базальтоидных тефтроидов. К низам разреза количество кремнистых пород нарастает и разрез свиты дагандель постепенно переходит в разрез свиты тоглоин. Аналоги ботомских олистостром в этой части Озерной зоны не известны.

Такое изменение состава разреза в восточной части Озерной зоны А.Б. Дергунов [1981, 1986; и др.], Т.Н. Хераскова [1986] и ряд других исследователей рассматривают как переход в прибортовые фации палеобассейна, ограниченного с востока конседиментационным докембрийским выступом Дзобханской глыбы. К обсуждению этого вопроса вернемся после знакомства с материалами следующего раздела.

Аналоги карбонатно-кремнистой свиты тоглоин присутствуют и в восточном обрамлении, и в центральной части Озерной зоны в одной и той же части разреза (см. рис. 38). Вместе с тем кремнисто-карбонатная толща тесно ассоциирована с базальтоидной; эта ассоциация прослеживается на территории Западной Монголии, Тувы, Западного и Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Салаира [Дергунов, Херасков, 1982]; между недифференцированными базальтоидами томмотского яруса и олистостромами ботомского залегает пестрая по составу толща вулканитов дифференцированной базальт-андезит-риодацитовой серии, граувакковых тефротурбидитов и кремнистых пород, которые датированы атдабанско-нижнеботомским возрастом [Дергунов и др., 1983].

Нижнекембрийские подолистостромовые толщи прорваны различно дифференцированными габброидными интрузиями Озерной зоны дунит-троктолит-плагиоверлит-габбро-норит-(оливин)-габбровой формации, аналогичной мажальскому комплексу Тувы [Рогов и др., 1972]. Обломки этих пород в ботом-

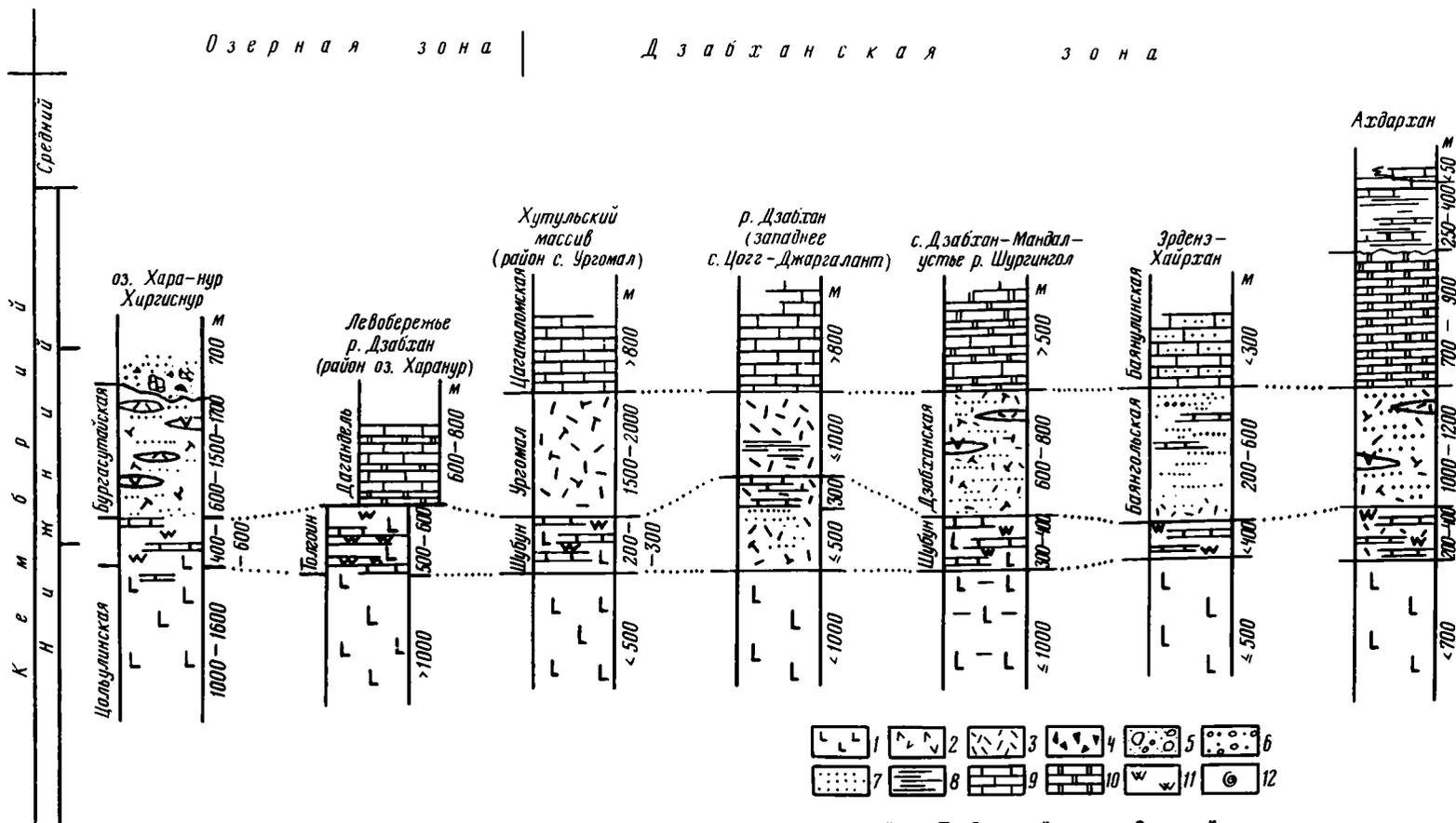


Рис. 38. Схема сопоставления стратиграфических разрезов Озерной и Дзавханской зон в Западной Монголии

1—3 — вулканы серий: 1 — недифференцированной толент-базальтовой, 2 — длинных и укороченных дифференцированных базальт-андезит-риодацитовых серий, 3 — риодацитов; 4 — грубообломочная пирокластика и неокатанные обломки; 5 — грубообломочные конгломераты; 6 — гравийные и галечные конгломераты; 7 — алевролиты, песчаники; 8 — сланцы по глинистым осадкам; 9 — известняки, мраморы; 10 — доломиты; 11 — силициты (кремнистые сланцы, фтаниты, яшмоиды); 12 — скелетная фауна

ских олистостромах не известны, так же как не известны интрузии этой серии среди олистостром.

Все рассмотренные стратифицированные образования прорваны в районе разновеликими телами, штокверковыми или мигматитовыми полями диорит-гранодиорит-тоналитовой формации, аналогичной раннепалеозойскому таннуольскому комплексу [Пинус, 1961]. В контакте с ними вмещающие породы местами (район озера Харанур и др.) метаморфизованы до уровня эпидот-амфиболитовой фации.

Джидинская зона. С севера ее ограничивает Тувино-Монгольский массив, который традиционно считается южным выступом палеоокраины Сибирской платформы, а с юга — Центральномонгольская платформа [Ильин, 1982]. Территориально Джидинскую зону выделяют в бассейнах левых притоков р. Селенги (реки Эгий-Гол, Аригийн-Гол, Ур-Гол на севере Монголии) и рек Джиды, Цакорка в сопредельной части СССР. Джидинская на восток надстраивается Удино-Витимской зоной, которая представлена фрагментами раннепалеозойских осадочно-вулканогенных разрезов в нижнем течении р. Селенги, в бассейне рек Уды, Хилока и частично в южной части Витимского нагорья [Беличенко, 1977].

В юго-западной трети Джидинской зоны (верховья р. Эгийн-Гол, район Цаганбургасского массива ультрабазитов) в ядрах антиклиналей под хубсугульской толщей юдомско(?)-нижне-среднекембрийских кремнисто-карбонатных толщ обнажается монотонная немая толща вулканитов (рис. 39). Она сложена многоярусными потоками базальтов, андезито-базальтов недифференцированной толентовой серии, прослоенных маломощными пачками теффроидов и(или) силицитов (черные фтаниты и красные яшмоиды). Толщи многоярусных потоков лав перемежаются с пачками лав подушечного или трубчатого строения и включают небольшие количества миндалекаменных разностей. Граница между кремнисто-карбонатной и вулканогенной толщами резкая, но без видимых следов размыва или крупных разрывных смещений.

В среднем течении р. Эгийн-Гол (бассейн левого притока Бургалту-Гол, западнее пос. Эрденэ-Булган) строение разреза усложняется (рис. 40). Его видимая, стратиграфическая нижняя часть сложена монотонной толщей массивных базальтовых или андезито-базальтовых лав с пропластками теффроидов. Среди зеленоцветных присутствуют красноцветные разности вулканитов, редкие пропластки карбонатов и силицитов. В прикровлевой части толщи местами присутствуют маломощные (до 10—15 м) линзы риодацитов, главным образом лав.

Через маломощную пачку известняков и доломитов (первые десятки метров) основные вулканиты сменяются толщей частого и неравномерного переслаивания сланцев по базальтам, андезитам и риодацитам, их теффроидам и граувакковых псаммитов, углеродисто-глинистых сланцев, маломощных линз карбонатов с обильным силикатным детритом. Выше располагается монотонная толща частого переслаивания карбонатов, кремней и окрепленных известняков с характерной ребристой поверхностью выветривания.

Неясное положение в этом разрезе занимает тектонической массив известняков с резко переменными количествами силикатного детрита и пропластками переотложенных теффроидов и граувакк, обнаженный по обеим берегам р. Эгийнгол, выше устья р. Бургалтугол. От других толщ разреза этот массив отделен разрывами с линзами серпентинитов, но прорван, как и толщи описанного разреза, среднепалеозойскими гранитоидами. Примерно в 10 км западнее в тектоническом блоке карбонатов аналогичного состава А.В. Ильиным найдены остатки археоциат.

В нижнем течении р. Эгийн-Гол (от устья р. Ур-Гол и до западных отрогов хребта Бутулийн-нуру), в нижнем и среднем течении р. Аригийн-Гол и на их

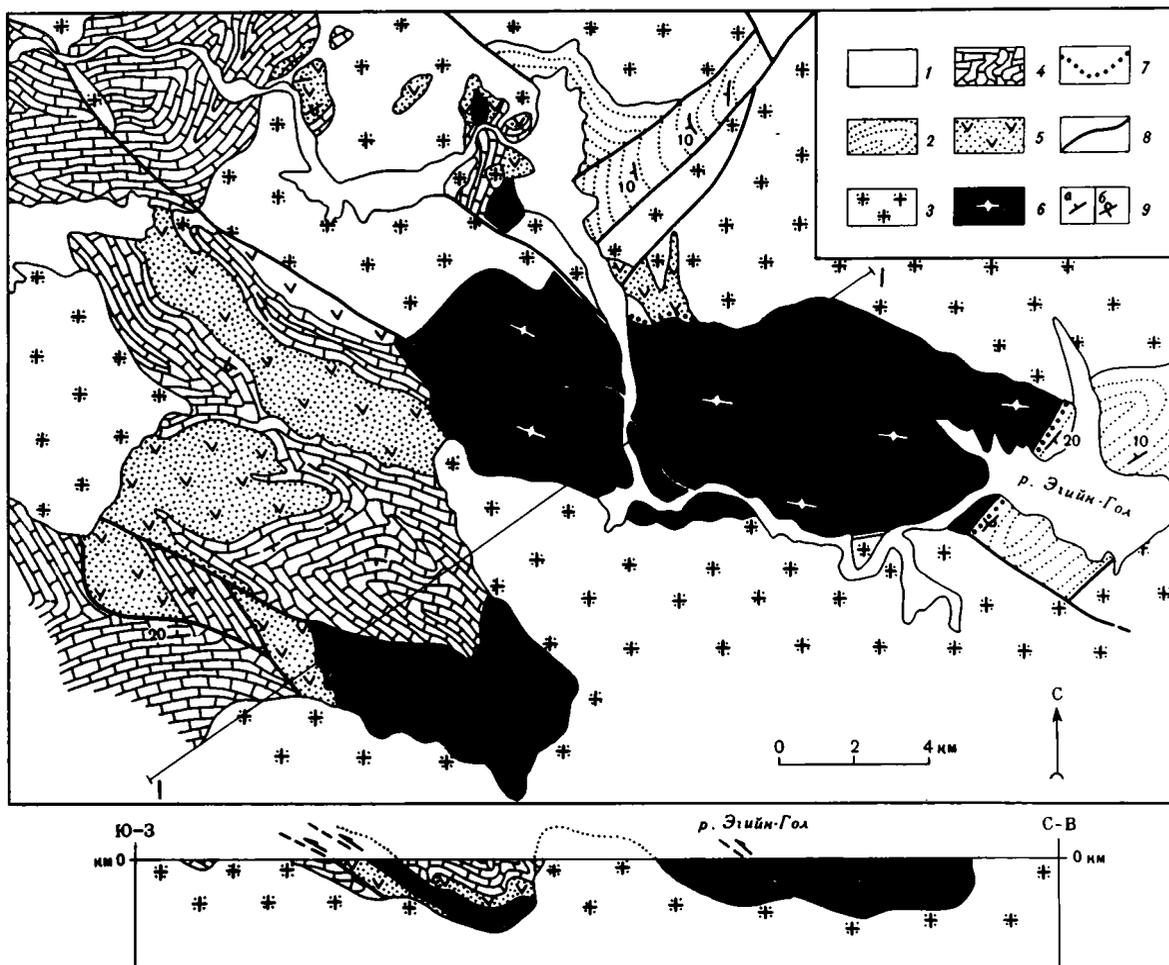


Рис. 39. Геологическая схема размещения Цаган-Бургасского массива ультрабазитов в западной части Джидинской зоны Северной Монголии

1 — четвертичные отложения; 2 — нижне-среднеюрская угленосная моласса; 3 — среднедевонские гранитоиды; 4 — известняки массивные и габброплитчатые; 5 — базальтовые вулканиты, в основном лавы зелено- и красноцветные; 6 — гарцбургиты и дуниты серпентинизированные Цаган-Бургасского массива и залегание полосчатости (крутое); 7 — бирбириты; 8 — разрывные нарушения; 9 — залегание слонности прямое (а) и опрокиннутое (б)

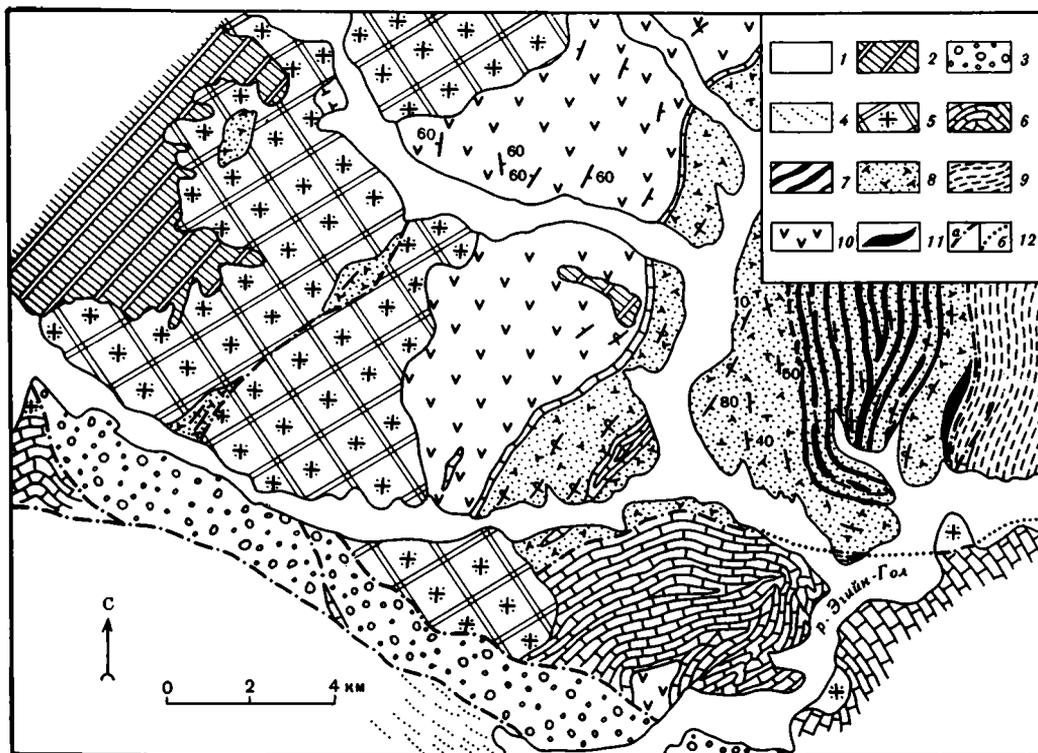


Рис. 40. Геологическая схема участка в среднем течении р. Эггйм-Гоа (район устья ручья Бургэлтугол)

1, 2 — кайнозойские образования: 1 — русловые отложения, 2 — покровы базальтов; 3—5 — девонские образования предположительно: 3 — конгломераты грубые, несортированные с преобладающим габброидным и диабазовым составом обломков, 4 — песчаники полимиктовые, разнозернистые, алевролиты, аргиллиты, местами углистые с флишоидным переслаиванием, 5 — граниты двуполевошпатовые; 6—10 — венд-кембрийские образования: 6 — известняки, опесчаненные известняки с пропластками базальтовых теффродов, 7 — тонкое переслаивание известняков и кремней, 8 — теффронды кислото-среднего состава, теффротурбидиты, 9 — песчаники, алевролиты, аргиллиты во флишоидном переслаивании, 10 — базальтовые и андезитобазальтовые теффронды с пропластками лав, известняков и сургучных яшм; 11 — серпентиниты, серпентинитовые бластомилониты; 12 — разрывные нарушения: достоверные (а) и предполагаемые (б)

междуречье сохраняется в целом аналогичное строение разреза [Ильин, 1982]. Здесь в ядрах антиклиналей (рис. 41) нижнее положение в разрезе также занимает монотонная однородная толща базальтов или андезито-базальтов недифференцированной толлитовой серии. В ней многоярусные лавовые потоки с лавобрекчиевыми горизонтами в кровле прослоены теффрадами и горизонтами лав с подушечным или трубчатым строением.

Зеленоцветные вулканы перемежаются с пестроцветными, те и другие прослоены известняками и темными фанитами, а в межподушечных пространствах располагаются гялокластиты и алые яшмы. Особенностью разреза является латеральное чередование участков, сложенных стратифицированной толщей толлитовых вулкаников и участков дайковых роев базальтовых афиритов, порфиритов, пикритов, бонинитов габбро-диабазов, долеритов с базальтоидными вулканиками в междайковых пространствах [Кеппежинскас и др., 1987].

Вышележащая вулканогенно-терригенная толща надстраивает предыдущую в

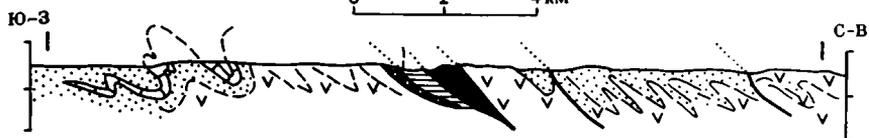


Рис. 41. Геологическая схема Усть-Ур-Гольского участка (район слияния рек Ур-Гол и Эгийн-Гол)

1 — четвертичные отложения; 2—5 — вендско-среднекембрийские образования: 2 — дифференцированные дунит-клинопироксенит-габбровые интрузии, 3 — вулканиты базальт-андезит-риодацитов, дробно дифференцированной серии, лавы, теффонды, тефротурбидиты, лахары с линзами известняков, 4 — пакки известняков, 5 — вулканиты пикрит-базальтовой слабо дифференцированной серии, лавы, туфолавы, лавобрекчи, теффонды и сургучные яшмы; 6 — гарцбургиты, дуниты серпентинизированные blastomилониты; 7 — разрывные нарушения; 8 — залегание слоистости нормальное (а) и опрокинутое (б)

непрерывных разрезах или в некоторых из них располагается структурно выше (отделена разрывными зонами) тектонических пластин серпентинизированных тектонитов дунит-гарцбургитовой серии. Толща имеет пестрый и неустойчивый состав, основной объем слагают базальт-андезит-риодацитовые вулканиты (лавы и обильная пирокластика) с ксенолитами и обломками кремнистых сланцев и известняков, с большим количеством пузырчатых лав, пропластками бомбовых аглютинатов и туффитов, горизонтами лахар с обломками лав и известняков, линзами известняков, окремнелых известняков с примесью углеродистого материала, а также глинистых и песчаных граувакк.

Граница между терригенно-вулканогенной и перекрывающей кремнисто-карбонатной хубсугульской толщами в большинстве разрезов резкая, но без видимых разрывов. Существуют, однако, разрезы, в которых хубсугульские карбонаты ложатся на размытую, карманообразную поверхность лав и пирокластики, разложенных до охристо-глинистой массы (слияние рек Ур-Гол—Эгийн-Гол). В третьих разрезах переход между этими толщами представлен маломощными пакками (десятки метров) углеродистых силицитизированных известняков, черных известковистых силицитов или силицитов со слоистой и колломорфной текстурой.

В отношении кремнисто-карбонатной хубсугульской толщи, присутствующей

в структуре многих и порой обширных участков Джидинской зоны в верхах видимого разреза, многократно подчеркивалась шельфовая мелководная природа отложений. Грубоплитчатые и массивные известняки и доломиты, обилие кремнистого материала, силикатного детрита, горизонты фосфоритов и, наконец, мелководная скелетная фауна археоциат и трилобитов, а также микрофитолигов — все, бесспорно, подтверждает такое представление [Благонравов, Зайцев, 1972; Ильин, 1982; Кежежинскас и др., 1987; и др.].

В сопредельной части СССР, в верхнем и среднем течении рек Хасурты и Джиды (между городами Закаменск и Цакира) разрезы Джидинской зоны сохраняют те же элементы строения (рис. 42), и здесь, в карбонатных банках среди нижней вулканогенной толщи собрана богатая фауна археоциат алданского надъяруса [Беличенко, 1977].

Удино-Витимская зона. Здесь нижнепалеозойский разрез изменяется существенно (см. рис. 42). Видимые низы разреза сложены оддындинской толщей переслаивающихся пачек вулканитов дробно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии (лавы, пирокластита), перетолженной пирокластике с линзами и пропластками красных яшмоидов и известняков. Последние содержат богатые биогермы с фауной археоциат, трилобитов и водорослей суннагинского, усть-кундатского и боградского горизонтов нижнего кембрия [Беличенко, 1977].

Вышележащая химгильдинская свита постепенно сменяет олдындинскую и представлена кварц-полевошпатовыми алевролитами, сланцами в нижней и песчаниками, конгломератами в верхней частях разреза [Бутов и др., 1969]. Возраст свиты предположительно датируется средним кембрием. Предположительно девонским возрастом датируется вышележащая иташинская свита.

Фациальные переходы между разрезами Джидинской и Удино-Витимской зон не удается проследить, поскольку они редуцированы нижнепалеозойскими гранитоидами. Вместе с тем существование этих разрезов позволяет наметить фациальные признаки восточной палеоокраины всей этой области в зоне перехода к Читинскому выступу раннедокембрийского кристаллического фундамента.

В целом для разрезов Удино-Витимской зоны следует отметить наличие юдомско(?)-раннекембрийской терригенно-вулканогенной (дробно дифференцированной) пестро построенной толщи, известной в разрезах Джидинской (сархойская) и Озерной (дзабханская) зон; появление фациальных различий осадочных образований на вышележащем уровне (карбонатном или кремнисто-карбонатном в Джидинской и терригенном в Удино-Витимской зонах).

Дзабханская, Тувино-Монгольская и Бутулийн-нуринская зоны

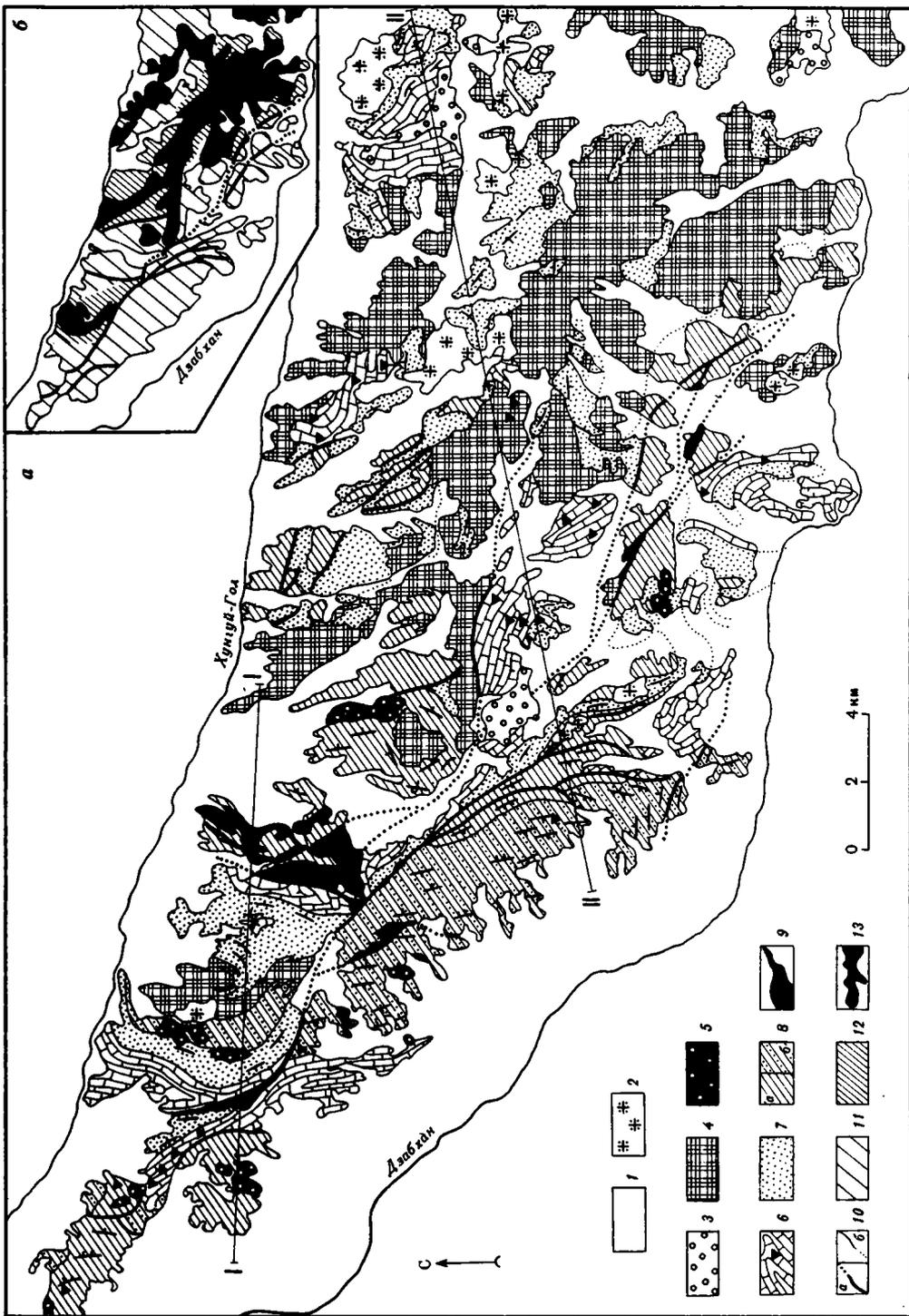
В публикациях В.А. Благонравова, Н.С. Зайцева, А.Б. Дергунова, Ф.П. Митрофанова, И.К., Козакова, И.П. Палея, В.Г. Беличенко, А.В. Ильина и ряда других исследователей развивается представление о двучленном разрезе каледонид этих регионов. В нем выделяются докембрийский кристаллический фундамент и перекрывающие чехольные рифейско-нижнепалеозойские образования. По представлению А.В. Ильина [1982], в структуре этих регионов существуют участки с различным строением. В пределах одних — кристаллический фундамент не известен (Сархойско-Китойский, Дархатско-Хубсугульский и Бусингольско-Качикский рифейские рифты), в других — в современной структуре обнажены метаморфизованные породы, которые идентифицируются с выступами доверхнерифейского кристаллического фундамента. Единичные находки гранулитовых образований в виде включений среди диорит-тоналитов Сангилена и Хан-Хухея, послужили основанием Ф.П. Митрофанову с соавто-

рами [1981] для их сопоставления с архейскими гранулитовыми комплексами Байкальской горной области.

Важным моментом в обосновании двучленного строения считается существование конгломератов в нескольких точках Дзабханского и Тувино-Монгольского районов, которые увязываются с основанием нижнекембрийской карбонатной толщи, перекрывающей соответственно дзабханскую [Дергунов и др., 1980] и сархойскую [Ильин, 1982] толщ. Относительное положение таких конгломератов в разрезе надежно установлено только в южной части Дзабханского района [Дергунов и др., 1980]. Приводимые данные А.В. Ильина [1982] касаются в одном случае изолированного выхода конгломератов с неясными соотношениями с другими толщами (озеро Дод-нур), в другом — не имеют определенной характеристики в отношении условий залегания вмещающего разреза — прямое или перевернутое (северо-западное побережье озера Хубсугул). Два последних пункта вызывают сомнение. А.В. Ильин [1982] уверенно относит эти образования в состав сархойской толщи, но в стратотипическом разрезе, расположенном непосредственно севернее, найдены органические остатки нижнепалеозойского возраста [Бутов, Морозова, 1982]. Последнее обстоятельство вместе со сказанным ранее указывает на существование двух вулканогенно-терригенных уровней в этих районах: подкарбонатного дзабханского и надкарбонатного сархойского.

Дзабханская зона. Охватывает Дзабхан-Хунгуйское междуречье и верховье р. Дзабхан. Она изучалась многими геологами, и разные вопросы ее строения анализировались в работах В.А. Амантова, П.С. Матросова, В.В. Беззубцева, И.И. Волчека, Н.Г. Марковой, Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьменка, Г.П. Пинуса, Л.В. Агафонова, Ф.П. Леснова, Б. Лувсанданзана, О. Томуртоого, С.П. Гавриловой, И.П. Палея и др. В 1982 г. здесь под руководством В.А. Самозванцева закончена геологическая съемка масштаба 1:500000, а в 1983 г., имея на руках материалы этих работ, совместно с Г.Н. Савельевой и Е.В. Хаиным автор провел дополнительные исследования этой территории, главной целью которых было сравнительное изучение разрезов ее отдельных частей и уточнение представлений о составе и строении толщ, относимых в состав древнего кристаллического фундамента и перекрывающего чехла. Основные результаты этих исследований приводятся ниже (рис. 43, 44, см. рис. 39).

В структуре района выделяются три участка: юго-западный, смыкающийся с Озерной зоной, центральный и северо-восточный (все три с северо-западным простираением главных элементов внутренней структуры). Толщи двух последних принято включать в состав кристаллического фундамента. В северо-западной части центрального участка (к югу от пос. Ургомал) в его структуре обособлена изометричная антиформа, которая очерчена на крыльях нижнекембрийской карбонатной толщей (свита дагандель). Со стороны ядра складки к ним примыкает толща, состоящая в основном из риодацитовых вулканитов (лав, теффроидов), пропластков базальтовых и андезитовых вулканитов и переменных количеств тефротурбидитов (свита ургомал). В немногих точках с ненарушенным контактом обеих свит он выглядит достаточно резким: смена вулканитов карбонатами осуществляется через зону их переслаивания на расстоянии первых метров. Далее внутрь структуры толща кислых вулканитов сменяется выходами массивных и подушечных лав базальтов и андезитобазальтов, пронизанных и сопряженных с роями даек диабазов (или микродиабазов). Контакты между толщами кислых вулканитов и базальтоидов перекрыты кайнозойскими отложениями, но между ними в изолированных обнажениях вскрывается толща частого переслаивания основных метавулканитов, силицитов и карбонатов (свита шубун), меняющаяся в примыкающих разрезах Озерной зоны аналогичной по составу и положению свитой тоглоин (см. рис. 38).



В ядре антиформы обнажены диориты и тоналиты с частыми скиалитами метаморфизованных метапорфиритов и диабазов. В восточной половине ядра складки, диорит-тоналиты окружены гнейсами, которые слагают две разнородные толщи. Одна представлена плагиогнейсами по кислым вулканитам, другая — амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами по основным вулканитам. Обе толщи обычно относятся к протерозойским образованиям. Однако обнаженность этого района позволяет надежно проследить прямые переходы каждой из толщ гнейсом в соответствующие слабо метаморфизованные аналоги на крыльях складки. В целом строение и матричный состав толщ разреза на этом участке близки к таковым в прилегающей Озерной зоне. Здесь их отличает только присутствие среди этих толщ интрузий диорит-тоналитов с обрамляющими зонами наложенного огнейсования.

С таким строением и повышенным метаморфизмом пород этот тип разрезов непрерывно прослеживается в полосе шириной 30—35 км на юго-восток, в район слияния рек Дзабхан и Шургин-Гол. В этой полосе диорит-тоналиты контактируют с разными единицами разреза — карбонатной, вулканогенно-терригенной или вулканогенно-кремнисто-карбонатной — и часто включают фрагменты этих толщ в виде крупных ксенолитов или провисов кровли. Существовали указания на ряд стратиграфически несогласных контактов между диорит-тоналитами и верхней карбонатной толщей. Тщательные осмотры всех указанных участков не подтвердили их существования.

В центральной части этой же полосы породы всех перечисленных толщ разреза испытали различные от места к месту метаморфические преобразования: известняки и доломиты мраморизованы, основные вулканиты преобразованы в зеленые сланцы и плагиоклаз-амфиболовые гнейсы, кварц-плагиоклаз-биотит-амфиболовые сланцы, силициты — в кварциты, а кислые вулканиты — в плагиогнейсы и кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-плагиоклаз-мусковитовые сланцы с биотитом и фибролитом. Поля пород, метаморфизованных до уровня амфиболитовой (плагиоклаз-роговообманковой) фации, непосредственно окаймляют выходы диорит-тоналитов. На удалении их сменяют породы зеленосланцевой фации метаморфизма (серицит-хлоритовая, биотитовая или биотит-гранатовая ступени).

С запада центральная полоса метаморфизованных пород и пронизывающих их диорит-тоналитов отделена от юго-западной системы разрывных нарушений с крутыми падениями в восточных румбах. Многочисленные тектонические блоки здесь прослоены телами апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов, наиболее крупным из которых является Хутульский массив. В материалах съемочных работ указывается присутствие в нижнекембрийских терригенных толщах серпентинитового детрита. Его наличие отражает текто-

←
 Рис. 43. Схематическая геологическая карта междуречья Дзабхан-Хунгун-Гол, западная Монголия (по данным геологических съемок с дополнениями и изменениями) (а), схема зонального ореола синкинематического метаморфизма района (б)

1 — кайнозойские отложения; 2 — пермские щелочные гранитоиды, граносиениты; 3 — пермские молассоиды; 4 — тоналиты, диориты, гранодиориты, габбро-диориты; 5 — различно дифференцированные ультрабазит-базитовые массивы; 6 — карбонатная толща (известняки, доломиты, песчаненные известняки, местами мраморизованные) свит дагандель, баянулинской и их аналогов; 7 — вулканиты дробно или контрастно дифференцированных базальт-андезит-риодацитовых серий, граувакки, тефротурбидиты свит бургасутайской, ургомал, дзабханской, баянгольской и их аналогов; 8 — базальтовые вулканиты, силициты, известняки свит тоглоин, шубун (а) и их аналогов (б); 9 — гарцбургиты, дуниты серпентинизированные, серпентиниты, серпентинитовые милониты; 10 — границы толщ тектонические (а), стратиграфические и интрузивные (б); 11—13 — поля: 11 — от биотит-гранатовой зоны и ниже, 12 — от плагиоклаз-роговообманковой зоны и ниже, 13 — автохтонных и аллохтонных гранитоидов

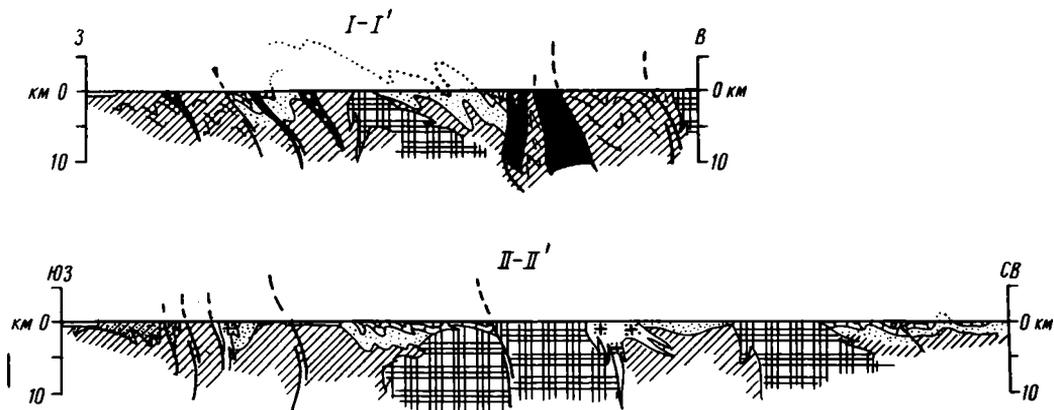


Рис. 44. Геологические разрезы к рис. 43
Условные обозначения см. на рис. 43

ническое сдвигание разреза и выведение серпентинитов в область размыва еще на раннекембрийском этапе эволюции структуры. Повторная активизация движений по этой зоне разломов отражена единичными интрузиями пермских сиенит-гранитов и пермскими молассаами.

Аналогичные пермские образования обнажаются вдоль северо-восточного ограничения полосы метаморфических пород и диорит-тоналитов (по линии Дзабхан-Мандал—Эрдэни-Хайрхан) и отделяют центральный блок от северо-восточного. Между блоками и внутри северо-восточного на больших площадях обнажены серо- и красноцветные граувакковые песчаники, алевролиты, аргиллиты с линзами средне- и мелкогалечных конгломератов, пропластками базальтовых и дацитовых вулканитов. Эти толщи, относимые то в состав докембрийской дзабханской свиты, то нижнекембрийской баянгольской, северо-западнее пос. Эрдэнэ-Хайрхан и к югу от пос. Дзабхан-Мандал стратиграфически перекрываются цаганоломской толщей известняков и доломитов, чистых или опесчаненных, с редкими пропластками кремнистых пород (см. рис. 38, 43). В отдельных антиклиналях, восточнее пос. Эрдэнэ-Хайрхан вулканогенно-терригенная толща (дзабханская свита) подстилается массивными и подушечными базальтовыми или андезитобазальтовыми лавами. Между ними располагается различная по мощности толща переслаивания базальтоидов, силицитов и карбонатов. Юго-восточнее, в районе пос. Абдархан, карбонатная толща надстраивается стратиграфически толщей алевролитистых и глинистых сланцев с пропластками известняков.

Юго-западнее центрального блока, за зоной разрывных нарушений с телами серпентинитов, в районе пос. Цогт-Джергалант и к северо-западу от него, общее строение разреза в целом повторяется, но организовано несколько сложнее (см. рис. 38, 43). Здесь нижнюю часть дзабханской толщи слагают беспорядочно переслаивающиеся вулканиты дробно дифференцированной базальт-андезит-риодацитовый серии (лавы и, главным образом, тефтроиды), граувакковые тефро-турбидиты, различные глинистые (зеленые и углеродистые) сланцы и пропластки известняков с силикатным детритом. Верхи этой толщи значительно обогащены, а местами полностью сложены риодацитовыми лавами и тефтроидами.

Сопоставление разрезов различных участков междуречья рек Дзабхан-Хунгуй-Гол показывает большое сходство их строения, независимо от места расположения в общей структуре района и степени метаморфических преобразований. Сходство это выражено формационной сближенностью и положением

в разрезе толщ, слагающих соответствующие части разрезов на разных участках. Такое сходство дает основание коррелировать формационно близкие толщи из частных разрезов Хунгуй-Дзабханского междуречья и переносить их корреляцию на разрезы Озерной зоны (см. рис. 38).

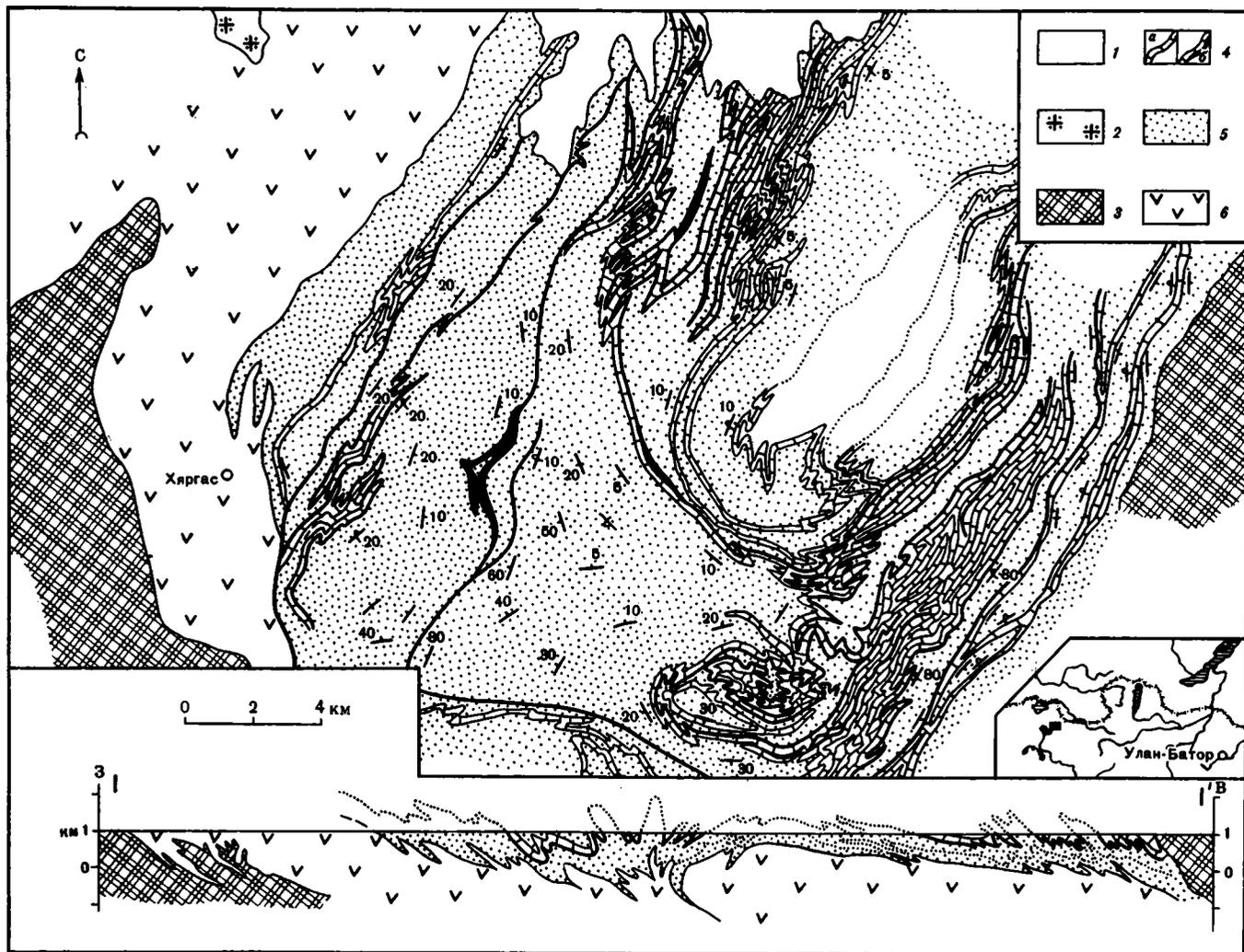
Такая версия корреляции, учитывающая все известные на сегодня находки органики, интрузии и метаморфические преобразования позволяет сделать ряд выводов: наиболее древние толщи слагают здесь единый стратифицированный разрез, в котором под нижнекембрийской (томмотско-атдабанской) карбонатной толщей располагаются последовательно одна под другой вулканогенно-терригенная (дзабханская) кремнисто-карбонатно-базальтовая (свиты толгоин, шубун) и недифференцированная толщи (спилит—базальтовая); седиментогенная история Озерной и Дзабханской зон содержит в главных своих характеристиках на этом этапе аналогичные структурно-формационные образования, принадлежащие к одному ряду; наиболее варьирующими формационными характеристиками обладает дзабханский уровень в целом единой геодинамической обстановки, аналогичной активным мезозойско-кайнозойским перикоэаническим областям западной Пацифики; формирование центральной зоны повышенного метаморфизма венд-раннекембрийских толщ и последующее внедрение интрузий диорит-тоналитов соответствует формированию глубинной части зоны сдвигания коры океанического типа. Первым отражением такого сдвигания в осадконакоплении служит образование вулканогенно-терригенной дзабханской толщи, а последующим — выведение на поверхность протрузий ультрабазитов вдоль разрывных зон и накопление ботомских олистостром.

Тувинно-Монгольский массив. В монгольской части массива участки с предположительно двучленным строением каледонид мной изучались в западной (хребет Хан-Хухей) и центральной (Прихубсугулье) частях, между которыми осуществлялась маршрутная увязка через районы междуречья рек Тэсийн-Гол и Дэлгэр-Мурен.

В хребте Хан-Хухей детально исследовались его центральная часть, а также восточный и западный фланги. Ранняя структура западного фланга наиболее редуцирована ранне- и среднепалеозойскими гранитоидами, сохранившиеся части разреза интенсивно деформированы. Тем не менее в них узнаются основные черты и состав структурно-формационных комплексов, развитых в двух других характеризующихся участках [Палей, Доржнамжаа, 1974].

В центральном секторе хребта Хан-Хухэй, между поселками Хяргас, Барун-Турун и Цаган-Хайрхан, обнажена деформированная и различно метаморфизованная толща. По периметру ее выходы прорваны серыми диоритами, тоналитами и плагιοгранитами тонуольской группы, которые интродуцированы, в свою очередь, среднепалеозойскими красными гранитоидами. Ф.П. Митрофанов с соавторами [1981] выделяют в составе этой толщи архейские (эрзинский и моренский), раннепротерозойский (балыгтыгхэмский), рифейский (нарынский) и нижнекембрийский комплексы пород, которые прямо коррелируют с соответствующими образованиями Сангилен в Восточной Туве. Наиболее древние из них (эрзинские) выделяются в виде ксенолитов или в провисах кровли среди до- и среднепалеозойских гранитоидов и характеризуются как метабазитовые и глиноземистые метапелитовые гранулиты умеренных давлений. Нижнекембрийские толщи наименее метаморфизованы и наиболее удалены от гранитоидов. Комплексы пород с промежуточными степенями метаморфизма и возрастом занимают в этой схеме соответствующее промежуточное положение.

Результаты детального картирования этой территории (рис. 45) опровергают интерпретацию ее строения Ф.П. Митрофановым с соавторами [1981] и возвращают к представлениям, высказанным ранее В.А. Амантовым, а позднее И.П. Палеем и Д. Доржнамжаа [1974] о продолжении в Северных отрогах хребта Хан-Хухэй разрезов Озерной и Дзабханской зон. В составе страти-



фицированного разреза выделяются почти все толщи, характерные для юдомо(?)-раннекембрийских отложений Джидинской зоны.

Структурное и стратиграфически нижнее положение слагает толща недифференцированных базальтовых и андезито-базальтовых массивных и подушечных лав, пронизанных роями диабазовых и микродиабазовых даек. В верхах толщи в районе пос. Хяргас толща содержит пачки риодацитовых вулканитов. На западе (ручей Бойцан) и на востоке (междуречье Барун-Турун—Хангилцагийн) в контакте с диорит-тоналитами и в окаймляющих мигматитовых полях базальтоиды преобразованы в плагиоклаз-пироксеновые, плагиоклаз-гранат)-роговообманковые кристаллосланцы и такситовые габбро-диориты.

Стратиграфически выше толщу недифференцированных базальтоидов смекает вулканогенно-терригенная толща, которая включает вулканиты мелко дифференцированной базальт-андезит-риодацитовой серии (лавы, лавобрекчии, грубые и тонкие теффроиды, лахары), а также граувакковые тефротурбидиты, туффиты, углеродистые и глинисто-алевритистые сланцы (тэсская свита по В.А. Амантову, моренская толща по Ф.П. Митрофанову и др. [1981] или аналоги бургасутайской свиты Озерной зоны). В нижней части разреза располагается маркирующая пачка близкорасположенных пластов карбонатов. Верхний из них сопровождается горизонтом черных кремнистых сланцев (аналог свит шубун и толгоин Озерной зоны). Прослеживание этого маркера по простиранию по всей территории позволило выявить реальную структуру района и установить, что на различном расстоянии от контакта с тонуольскими диорит-тоналитами вмещающие породы, в том числе и прослаивающей маркирующей пачки, метаморфизированы по-разному: сильнее — рядом с контактом (до мраморов и углеродистых или железистых кварцитов) и слабее — на удалении от него. Эти наблюдения указывают на существование здесь одноактного зонального метаморфического ореола, наложенного на стратиграфический разрез, уже хорошо знакомый по описаниям Джидинской зоны.

У пос. Хяргас известняки маркирующей пачки содержат многочисленные остатки онколитов, характерных для венд-нижнекембрийских разрезов Восточной Тувы [Митрофанов и др., 1981]. Это позволяет предполагать венд-нижнекембрийский возраст стратифицированных толщ района и, таким образом, исключает их из состава кристаллического фундамента каледонид. Отсюда же следует, что венд-нижнекембрийские разрезы Озерной и Дзобханской зон действительно прослеживаются во всех своих основных чертах через структуры Хан-Хухэй в районы Восточной Тувы, в том числе и в Сангилен.

В восточном секторе хребта Хан-Хухэй, в районе пос. Тэс, основные особенности строения разреза сохраняются (рис. 46). Здесь также в основании отчетливо обособлена нижняя толща многоярусных покровов недифференцированных массивных и подушечных базальтовых и(или) андезито-базальтовых лав с подчинениями пачками теффроидов. В 10—15 км к юго-западу от пос. Тэс в синформе недифференцированные базальтоиды перекрываются толщей липаритовых лав, теффроидов и переотложенной кислой пирокластикки. В условиях хорошей обнаженности видно, что на базальтоиды ложатся липариты по резкой

Рис. 45. Геологическая схема строения района пос. Хяргас, Западная Монголия

1 — четвертичные отложения; 2 — девонские двуполовошпатовые красные граниты; 3 — диориты, тоналиты, их мигматитовые серии тануольского раннепалеозойского комплекса; 4 — маркирующие пласты известняков, мраморизованных известняков, мраморов (а), кремней (фтанитов), углистых кварцитов (б); 5 — вулканогенно-терригенная толща (лавы, теффроиды мелко дифференцированной базальт-андезит-риодацитовой серии, переотложенные туфы, туффиты, тефротурбидиты, углеродистые и глинистые сланцы); 6 — базальты, андезито-базальты недифференцированной серии, афириты, порфириты, диабазы, габбро-диабазы лав и роев перемежающихся даек

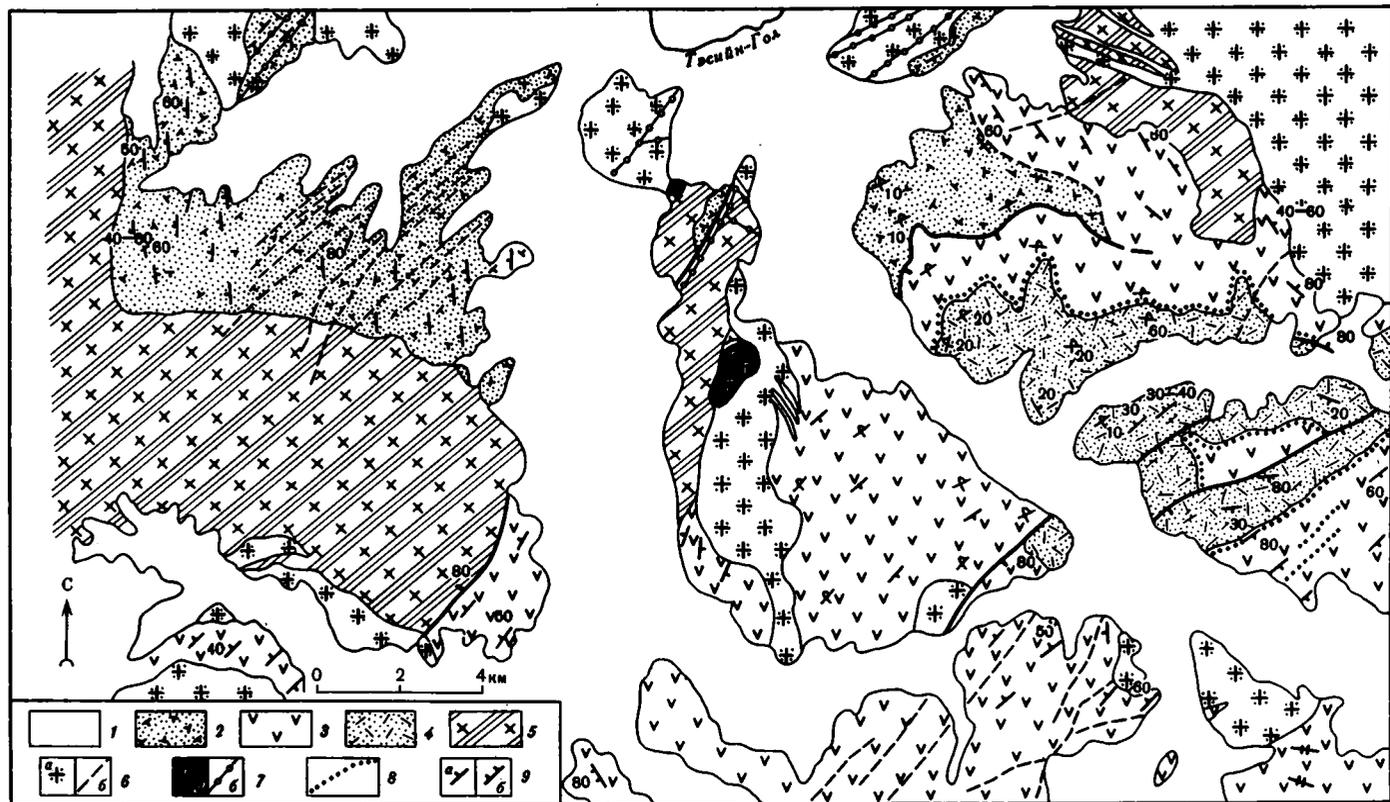


Рис. 46. Геологическая схема строения района пос. Тэс, Западная Монголия

1 — четвертичные отложения; 2—4 — венд-среднекембрийские образования: 2 — вулканогенно-осадочная толща, базальтовые, андезитовые и риодацитовые тефроиды, реже лавы, тефротурбидиты, углеродистые сланцы, 3 — андезито-базальтовые лавы, лавобрекчии, туфолавы, лахары, туфы, туффиты зеленые и красные, 4 — риолиты, лавы и туфы, 5 — тоналиты, биотитовые диориты, гранодиориты; 6 — среднедевонские двуполошпатовые красные граниты крупнозернистые (а) и мелкозернистые (б); 7 — трахигаббро (а) и трахипорфириты (б); 8 — конгломераты; 9 — ориентировка слонистости (а), кливажа (б)

границе горизонтами лавобрекчий, лахаровых конгломератов или бомбовых агглютинатов.

В 5—7 км юго-восточнее пос. Тэс базальтоидная толща сменяется в опрокинутом залегании вулканогенно-терригенной (тэсская свита по В.А. Амантову), основной объем которой слагают граувакковые теффротурбидиты (песчаники, алевролиты и сланцы), переслаивающиеся с вулканитами базальт-андезит-риодацитового состава. Толщи недифференцированных базальтоидов, липаритов и вулканогенно-терригенная прорваны тонуольскими массивами диоритов-тоналитов, а те, в свою очередь, среднепалеозойскими гранитами. Метаморфизм всех толщ не превышает биотит-гранатовой ступени зеленосланцевой фации, и для выделения в этом районе кристаллического фундамента не находится ни соответствующих комплексов пород, ни стратиграфических, ни метаморфических несогласий.

Шишхидгольский сектор располагается в северном приграничном районе МНР. По представлению А.В. Ильина [1982], этот и прилегающий с востока район Дархатской котловины, а также протягивающаяся между ними на юг к истокам р. Шишхид-Гол полоса сложены стратифицированными образованиями, которые относятся к кристаллическому фундаменту ранних каледонид — Шишхидскому выступу доверхнерифейского цоколя.

По всему периметру почти непрерывно выходы этих образований окаймлены кремнисто-карбонатной боксонско-хубсугульской толщей ниже-среднекембрийского возраста, которая практически непрерывно прослеживается отсюда на юго-запад, в Озерную и Дзабханскую, и на восток — в Джидинскую зоны. Западнее Шишхидского ультрабазит-габбрового массива и в среднем течении р. Тенгиз, в ядрах антиклиналей хубсугульская толща стратиграфически подстилается толщей пестрого переслаивания граувакк, глинистых и углеродистых сланцев, вулканитов базальт-андезит-риодацитовый дифференцированной серии, линз известняков и(или) доломитов с силикатным детритом (рис. 47). Под этой толщей обнажается монотонная толща массивных и подушечных лав базальтового, диабазового и андезит-базальтового состава с разной степенью спилитизации. Метаморфизм пород обеих толщ не превышает обычно хлоритовой ступени и только местами достигает биотитовой [Меляховецкий, Леснов, 1976; Меляховецкий, 1982].

Восточнее, по берегам озер Доднур, Таргиннур и в западном обрамлении Дархатской котловины, вплоть до истоков рек Тэссийн-Гол и Дэлгэр-Мурэн обе толщи прослеживаются с аналогичным стратиграфическим положением и степенью метаморфизма.

В складчато-чешуйчатой структуре, прорванной массивными и недеформированными среднепалеозойскими гранитами и сиенит-гранитами, небольшие тела серпентинитов прослаивают отдельные тектонические чешуи, а главное тело ультрабазитов надвинуту с юго-запада на пакет пластин деформированных вулканогенных и осадочных пород. В северной части массива, тануольские крупнозернистые кварц-биотитовые тоналиты прорывают складчато-чешуйчатую структуру вулканогенно-осадочных толщ и имеют активные контакты с гипербазитами. Гипербазиты в экзоконтакте превращены в черные змевики на расстоянии в первые десятки сантиметров—первые метры. Юго-восточнее Шишхидгольского сектора хубсугульская фосфатоносная кремнисто-карбонатная толща подстилается толщей недифференцированных базальтов, обнаженных в междуречье низовьев Дэлгэр-Мурэн и Идер, а также в среднем течении р. Эгийн-Гол (см. рис. 41). Между ней и подстилающими базальтоидами практически отсутствует вулканогенно-терригенная толща, известная в сопредельном Шишхидском секторе. Находками скелетной фауны [Благонравов, Зайцев, 1972; Зайцев и др., 1974] обосновывается средне-нижнекембрийский возраст большей части хубсугульской толщи. Некоторая часть ее, продолжающаяся ниже послед-

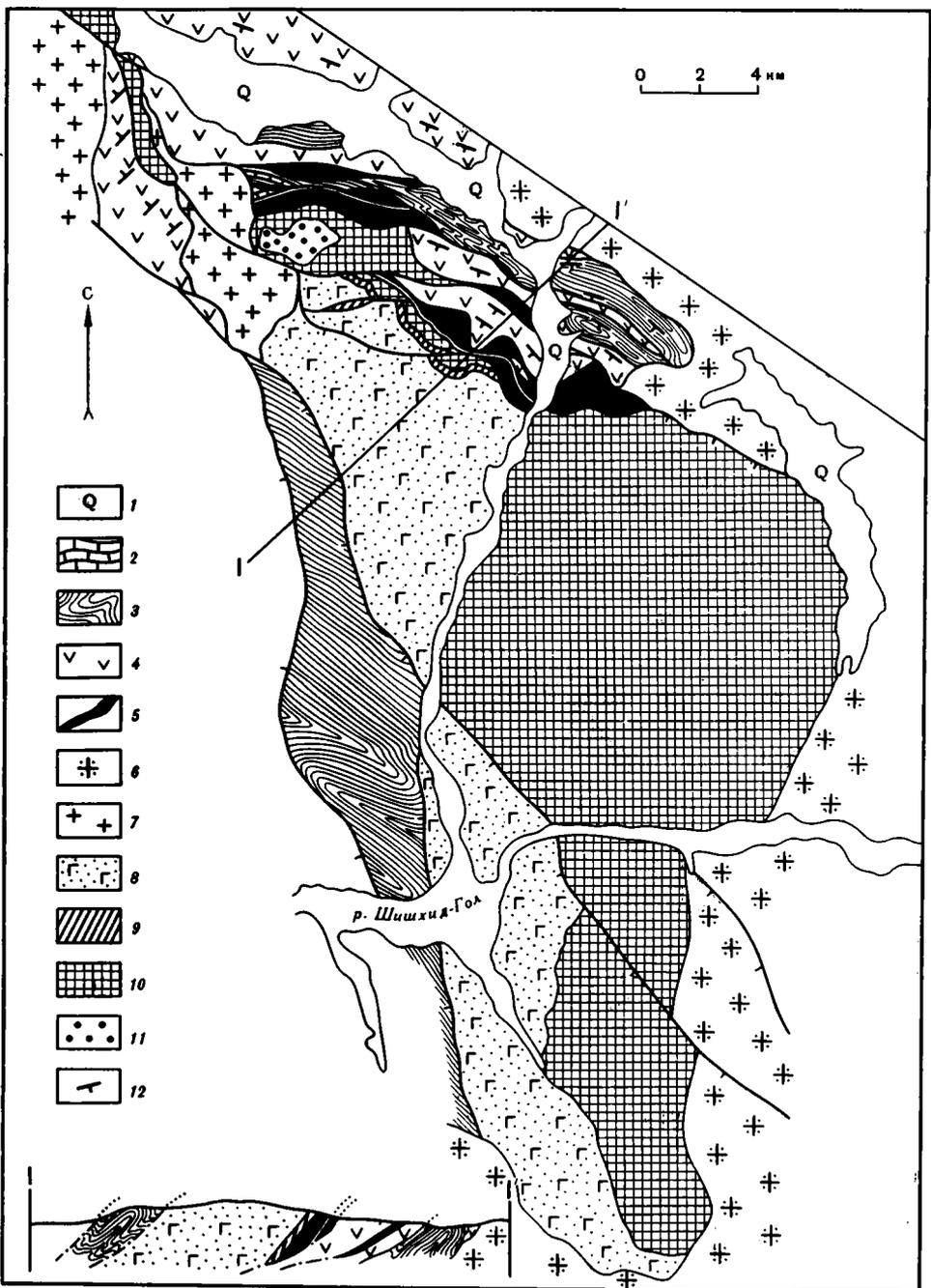


Рис. 47. Схематическая геологическая карта Шихидского габбро-ультрабазитового массива
 1 — четвертичные отложения; 2—4 — верхнепротерозойско-нижнекембрийские отложения: 2 — известняки и доломиты, 3 — тефроиды, туфопесчаники, туфоалевролиты, покровы базальтов и риодацитов, линзы известняков и фтанитов, углистые сланцы, # — базальты, андезито-базальты; 5 — серпентиниты, тальк-серпентиновые сланцы, нефриты; 6 — сиенит-граниты, граносиениты; 7 — тоналиты; 8 — габбро лейко- и мезократовое; 9 — верлиты, клинопироксениты, клинопироксеновые дуниты; 10 — дуниты с остаточными телами гарцбургитов и лерцолитов; 11 — гарцбургиты; 12 — залегание слоистости

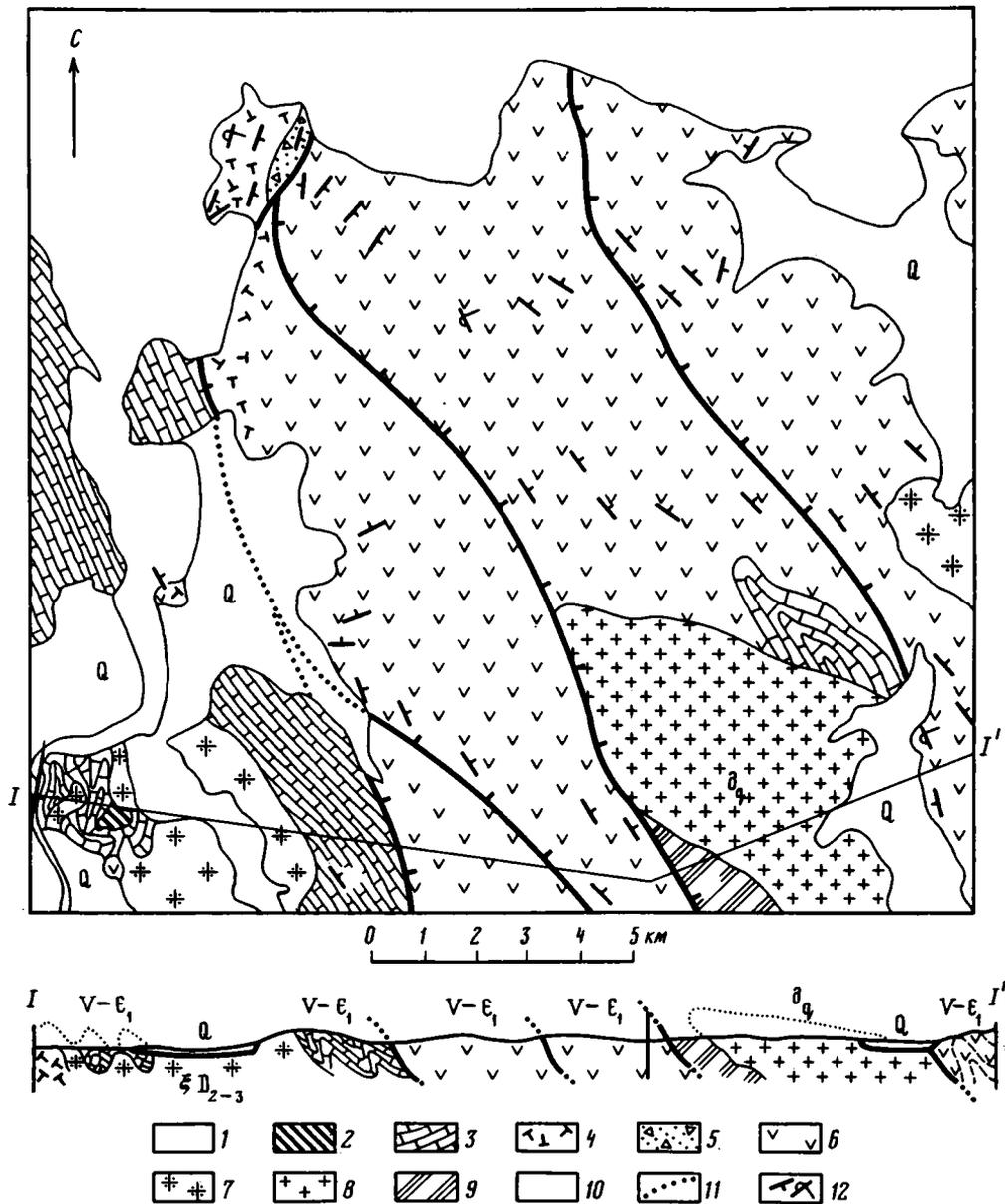


Рис. 48. Схематическая геологическая карта Хатгальского участка

1 — четвертичные озерные и русловые отложения; 2—6 — вендско-среднекембрийские отложения: 2 — фтаниты, 3 — доломиты и известняки, 4 — тейроиды, туфоесчаники и туфоалевролиты с линзами базальтов, риодацитов и известняков, 5 — лахары, 6 — базальты зелено- и красноцветные, часто подушечные; 7 — сиениты, граносиениты, сиенит-граниты; 8 — тоналиты; 9 — плагиоклазовые и цоизитовые амфиболиты; 10 — разрывные нарушения; 11 — разрывные нарушения под четвертичными отложениями; 12 — залегание слоистости

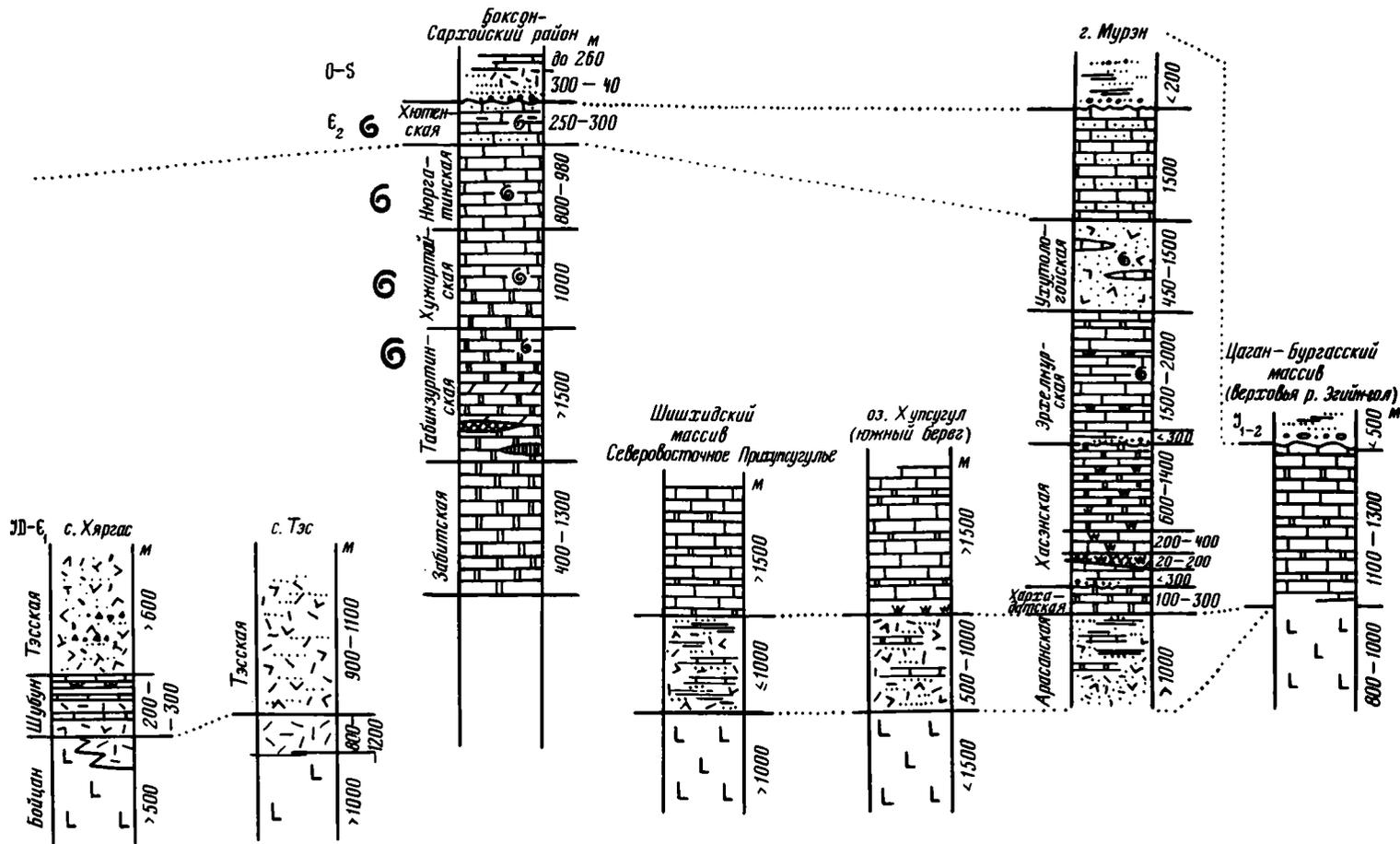


Рис. 49. Схема сопоставления стратиграфических разрезов Прихусугульского района Северной Монголии
 Условные обозначения см. на рис. 38

них находок скелетной фауны, возможно, имеет нижнекембрийско-вендский возраст.

Восточнее Шишхид-Гольского сектора, в Прихубсугулье, вулканогенно-терригенная толща выделяется как сархойская [Ильин, 1982] и прослеживается почти во всех разрезах далеко в сторону западного фланга хребта Хамар-Дабан на обширных площадях. Первое появление этой толщи в разрезах можно видеть на южном берегу озера Хубсугул, восточнее горы Хатгал, где она залегает между пестроокрашенной толщей недифференцированных массивных и подушечных базальтоидов и карбонатной хубсугульской (рис. 48). Ее слагает пирокластическая андезитового и риодацитового состава, а также граувакки с подчиненными пачками андезито-базальтовых лав и лахар.

Восточнее, от правобережья р. Алаг-Цар-Гол в пос. Чандмань-Ундэр и далее к истокам северных (левых) притоков р. Аригийн-Гол, эта толща получает распространение в провисах кровли до- и среднепалеозойских гранитоидов. Природные условия этой территории значительно усложняют непрерывное прослеживание геологической структуры: неоднородная обнаженность, значительные по площади покровы четвертичных базальтов, большое количество до- и среднепалеозойских гранитоидов и, наконец, метаморфизм толщ, доходящий до биотит-гранат-силлиманитовой ступени амфиболитовой фации [Кеpezинская и др., 1987]. Вместе с тем получение некоторых надежных данных все-таки возможно (рис. 49).

В верховьях р. Хухо-Гол, выше пос. Чандмань-Ундэр, между его первым и вторым левыми притоками, а также под перевалом, ведущим к озеру Хубсугул, картируются достаточно большие массивы карбонатной хубсугульской толщи, выполняющей синклиналильные складки среди вулканогенно-терригенной. Последняя здесь сложена сланцами и гнейсами кварц-мусковит-полевошпатовыми, кварц-силлиманит-гранат-биотит-мусковит-полевошпатовыми по риодацитовой пирокластике и грауваккам с реликтивными структурами первичных пород. Толща прослоена частыми пропластками кварц-биотит-амфиболовых, плагиоклаз-амфиболовых, плагиоклаз-гранат-амфиболовых гнейсов по базальтоидам (лавам и пирокластике), а также пропластками и горизонтами мраморов, часто скарнированных (с гидрогроссуляром, альмандин-апессартитом и амфиболом).

Затруднения с прослеживанием границ между основными стратиграфическими единицами разреза, довольно высокий метаморфизм толщ и отсутствие надежных датировок явились, по-видимому, теми причинами, по которым до-среднепалеозойские образования включались здесь в состав кристаллического цоколя каледонид [Беличенко, 1977; Ильин, 1982]. Наблюдение метаморфических преобразований по площади показывает, однако, что при сохранении по латерали матричного состава толщ метаморфические минеральные ассоциации меняются по пространству. Так, от побережья озера Хубсугул на восток появление в метабазитовых ассоциациях биотита фиксируется на правобережье р. Алаг-Цар-Гол, биотита и граната — еще восточнее, на водоразделах с бассейном р. Аригийн-Гол, а силлиманит (фибролит)-биотит-гранатовой ассоциации — далее на восток, в бассейне р. Хухо-Гол и ее притоков (реки Баран-Гол и Бугат-Гол). Эти данные позволяют обоснованно предположить, что трехчленное строение раннепалеозойского разреза может быть экстраполировано от горы Хатгал далеко на восток-северо-восток, в область верховий левых притоков р. Аригийн-Гол (реки Ур-Гол, Зун-Мурин, Джиды), где распространены такие же метаморфические толщи; метаморфизм этих толщ связан с формированием одноактного зонального ореола, близкого по времени формирования таннуольско-баргузинскому комплексу гранитоидов.

Бутулийннуринская зона. В горном массиве Бутулийн-нуру, расположенном по левобережью р. Селенги, между г. Сухэ-Батор и устьем р. Эгийн-Гол,

также предполагаются выходы древнего докембрийского цоколя каледонид. Наиболее представительным в этом отношении считается восточный фланг массива, примыкающий к Государственной границе СССР—МНР.

Стратифицированные образования восточной половины массива Бутулийн-нуру при картировании распадаются на две различные толщи (см. рис. 42). Одна из них, нижняя (ухмал-ула), обнажена на отрогах горы Ухмал-ула, где представлена базальтовыми и(или) андезито-базальтовыми порфоридами, афиритами, их теффроидами, тефро-турбидитами и туфогенными сланцами с редкими маломощными пропластками риодацитов.

В тектонически ненарушенных разрезах (например, по р. Хургийн-Гол) с хорошей обнаженностью видно последовательное изменение степени метаморфизма этой толщи в пределах зонального ореола. По простиранию толщ породы от массивных или слабокливажированных разностей с первичными структурами и альбит-серицит-эпидот-хлорит-актинолитовыми изменениями до биотитовой ступени метаморфизма сменяются через альбит-хлорит-(биотит)-актинолитовые сланцы (с утраченными первичными структурами и редкими плагиоклаз-амфиболовыми, биотит-плагиоклаз-амфиболовыми лейкосомами) плагиоклаз-роговообманково-биотитовыми гнейсами с мигматитами и телами биотит-роговообманково-кварцевых плагиогнейсов.

Залегающая стратиграфически выше толща харгисте-ула наиболее полно представлена в отрогах горы Харгисте-ула, где сложена резко преобладающими риодацитовыми метавулканидами (70—90%) — лавами и теффроидами, а также граувакками и сланцами с пропластками базальтоидных метавулканидов. В зональном одноактном ореоле они метаморфизованы в широкий спектр пород: от кварц-полевошпат-серицитовых и кварц-полевошпат-двуслюдяных сланцев до биотит-кварц-полевошпатовых гнейсов и гнейсогранитов. Участки с наибольшим метаморфизмом и наибольшим числом поколений складок обильно насыщены лейкосомами и телами биотитовых гранитов, а также секущими многофазными жилами гранит-аплитов.

Общая структура района образована системой брахиформных и линейных складок с горизонтальными шарнирами, которые в южных отрогах хребта имеют северо-западное, а в северных — запад-северо-западные простирания, плавно меняющиеся в общем рисунке правой сигмоиды. С увеличением числа последовательных поколений складок, а также осевого кливажа в полях гнейсов и сланцев тесно связано смещение линзовидных чешуй и блоков по поверхностям осевого кливажа. В наиболее развитых случаях это выражено складчато-чешуйчатыми структурами участков с несколькими поколениями гранит-аплитов: ранние поколения смяты в складки внутри чешуй, а поздние — либо прослаивают чешуи, либо круто пересекают их.

К северным отрогам Бутулийн-нуру степень метаморфизма толщ снижается в долине р. Дзелтер (пос. Цаганнур, северный) до уровня до биотитовой ступени. Здесь в сложном перемешанном пакете тектонических пластин, помимо недифференцированной базальтоидной и вулканогенно-терригенной толщ, присутствует карбонатная, близкая по облику к хупсугульской, а также блоки терригенных толщ с силурийской органикой (по Д. Доржнамжаа). Полоса пород с повышенным зональным метаморфизмом прослеживается через среднюю часть горного массива к северо-западу, в район междуречья Эгийн-Гол—Джиде, где постепенно сменяется крупным телом доритов-тоналитов, прорывающих венд-нижнекембрийские толщи Джидинской зоны.

Кратко суммируя вышесказанное, следует подчеркнуть в первую очередь, что в Северной Монголии додевонские комплексы пород Тувино-Монгольской зоны отличаются от развитых в сопредельной Джидинской повышенными метаморфическими преобразованиями и гранитизацией, развитых на многих участках. Традиционно эти комплексы включаются в состав раннекембрийского

фундамента, однако накопленные наблюдения характеризуют отсутствие между ними и слабометаморфизованными венд(?)-нижнекембрийскими толщами стратиграфического, структурного или метаморфического несогласий. Наоборот, в недеформированных разрезах, вскрывающих периферию метаморфических комплексов, отчетливо проявлено постепенное снижение степени метаморфизма пород и замещение метаморфических пород толщами, аналогичными по составу и соотношениям тем, что развиты в венд(?)-нижнекембрийских разрезах Джидинской зоны.

Наблюдения многих участков из разных частей Тувино-Монгольской зоны склоняют к представлению, что развитые в ней додевонские метаморфические породы принадлежат раннепалеозойскому одноактному зональному ареалу метаморфизма. Первичные состав и соотношение толщ, развитых в этой и Джидинской зонах, являются аналогичными и прослеживаются из одной зоны в другую и через изограды метаморфизма прямым картированием.

Разрезы ранних каледонид завершаются в структурах региона венд(?)-нижне-среднекембрийской кремнисто-карбонатной хубсугульской толщей, которая накапливалась здесь в виде чехла на обширных пространствах шельфа. Здесь практически повсеместно этот чехол перекрывает латерально неоднородный разрез вулканитов, местами он стратиграфически перекрывает толщи толеитовых базальтов недифференцированной серии, но на большей части территории между ними располагается в разрезах терригенно-вулканогенная толща с вулканитами мелко дифференцированной длинной базальт-андезит-риодацитов или укороченной андезит-риодацитов серий. В разрезах видно, что обе подхубсугульские вулканогенные толщи накапливались в условиях пелагического мелководья активной палеоокеанической окраины.

Присутствие в структуре многих участков обеих зон различно дезинтегрированных офиолитов [Ильин, 1982] позволяет утверждать, что наблюдаемые разрезы салаирских структур Северной Монголии развивались на коре океанического типа. Формирование в Тувино-Монгольской зоне зонального метаморфического ареала [Васильев и др., 1984] и становление раннепалеозойского тануольско-баргузинского комплекса гранитоидов представляют, по-видимому, взаимосвязанные явления, развивавшиеся в зонах глубинного скупивания при формировании салаирской структуры.

ПАРАГЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ ОСАДОЧНЫХ И УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Основные материалы по ультрабазит-базитовым формациям, распространенным в каледонских структурах центральноазиатского сегмента обрамления Сибирской платформы, связаны с исследованиями Л.В. Агафонова, В.И. Богникова, В.В. Велинского, В.М. Волкова, М.И. Грудинина, Н.Л. Добрецова, А.В. Ильина, А.Э. Исоха, В.А. Кузнецова, П.П. Кузнецова, А.П. Кривенко, Э.Г. Конникова, Ф.П. Леснова, А.А. Меляховецкого, Г.В. Полякова, Л.Г. Пономаревой, Г.В. Пинуса. Этими исследованиями установлено, что такие формации распространены широко, но неравномерно в каледонском обрамлении Сибирской платформы и образуют с вмещающими породами две группы ассоциаций.

Ультрабазит-базитовая формация офиолитов

В досреднепалеозойской структуре Северной и Западной Монголии, а также в сопредельных районах Алтае-Саянской области эта формация повсеместно представлена в различно дезинтегрированных разрезах. Их тектонические блоки приурочены к крупным и региональным тектоническим швам, в структуре которых они перемежаются с пластинами осадочных и вулканогенных

пород от докембрийского до силурийского возраста [Добрецов, 1982; Дергунов, Херасков, 1982; Велинский, 1986; Dobretsov, Sonenshaine, 1986].

Опубликованные материалы [Пинус и др., 1958; Пинус, Колесник, 1966; Ильин, Кудрявцев, 1973; Меляховский, Леснов, 1976; Леснов и др., 1977; Леснов, 1979; Леснов, Агафонов, 1980; Гончаренко и др., 1982; Пинус и др., 1984; Добрецов и др., 1984; Dobretsov et al., 1986; Melyakhovetskiy, Sklyagov, 1986; и др.] и наблюдения автора показывают существование в этой провинции двух типичных разновидностей разрезов офиолитов.

Первый вид разрезов. Является наиболее распространенным, наблюдается в шовных структурах Дзабханской зоны, в Хутульском и сопутствующих массивах на междуречье Дзабхан—Хунгуй (см. рис. 43), в Малчинском массиве западных отрогов хребта Хан-Хухэй, в Алагулинском массиве хребта Дариби, в Цагангольском, Найтуринском и сопутствующих массивах Толбонурского пояса, а также в многочисленных телах Баянхонгорского, Прихубсугульско-Сангиленского поясов Северной Монголии и Тувы, Баянлегского и Гобийского поясов Южной Монголии (хребты Дзолен, Бурун-Гурван-Сайхан). В Джидинской зоне Северной Монголии эти разрезы представлены в Цаган-Бургаском (см. рис. 39) и Армакагольском (р. Урго́л, левые притоки), а также других многочисленных мелких массивах (см. рис. 40, 41) [А.В. Ильин, 1982; Велинский и др., 1981; Богнибова и др., 1981]. Сюда же относятся Парамский, Шаманский, Киянские и некоторые другие массивы ультрабазитов в бассейне р. Витим [Салоп, 1967; Грудинин, 1978, 1979; Добржинская, 1981; и др.]. Этот вид разрезов объединяет различные по форме и размерам развальцованные тектонические блоки и линзы ультраосновных пород, перемешанные в чешуйчато-складчатой структуре шовных зон с пластинами отложенных недифференцированной базальтоидной, вулканогенно-терригенной и карбонатной толщ юдомий-нижекембрийского возраста. Характерными свойствами их структурного положения являются: крутой наклон поверхностей ограничивающих разрывов, суб- и горизонтальные сдвиговые смещения по этим поверхностям и частое появление в ассоциации с ними метаморфизованных (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации) вмещающих пород. В метаморфизованных и гранитизированных породах, ассоциированных с ультрабазитами Хутульского массива (см. рис. 43), по данным А.В. Фирсова (ИГиГ СО АН СССР) К—Аг-радиологическое датирование показало наиболее молодой возраст образований (амфиболиты, гранитогнейсы и граниты) 436 ± 23 — 388 ± 5 млн лет [Пинус и др., 1984].

Наиболее распространенными ультрабазитами в этом типе разрезов являются серпентиниты (оливин-антигоритовые, лизардитовые и магнетит-хризолитовые) с массивной или сланцеватой текстурой. Они образуют тектонические клинья, пластины, милониты, разделяющие тектонические блоки стратифицированных и метаморфических толщ. С серпентинитами тесно ассоциированы тальк-карбонатные, кварц-тальк-карбонатные, серпентин-тремолитовые сланцы и нефриты, часто с фукситом. Среди серпентинитов сохраняются разные по форме и размерам участки серпентинизированных пород дунит-гарцбургитовой серии с деформированной полосчатой или штокверковой структурой (высокотемпературные мантийные тектониты). Среди них, в свою очередь, присутствуют небольшие и разобщенные реликтовые тела лерцолитов.

Характерной особенностью этих разрезов является практически полное отсутствие троктолитов, верлитов, клинопироксенитов, норитов и габбро-норитов. Породы этой серии обычно связаны в полных разрезах офиолитовых ассоциаций с лерцолит-гарцбургит-дунитами и включается в состав нижнего кумулятивного комплекса. Столь явная редуцированность офиолитовых разрезов и их дезинтегрированность отражают их многократные перемещения в приповерхностной структуре коры в ходе формирования ее каледонской структуры.

Второй вид разрезов. Представлен наборами пород, более близкими по полноте к каноническому набору офиолитовой ассоциации [Колман, 1979], но в единичных разрезах. В Алтае-Саянской области такие разрезы представлены в Джойском, Борусском и Куртушубинском секторах Западного Саяна [Херасков, 1979], в северном обрамлении Гарганской глыбы Восточного Саяна [Добрецов и др., 1984; Dobretsov et al., 1986] в Неранском и Тайширинском районах Дзабханской зоны Монголии [Пинус и др., 1984]. Один из немногих довольно полных разрезов офиолитов представлен в Шинхидгольском районе Северной Монголии [Меляховецкий, Лесно, 1976; Леснов и др., 1977].

Карта массива и его обрамления (см. рис. 47) показывает, что ультрабазит-базитовый комплекс пород приведен по разрывам в соприкосновение с недифференцированной базальтоидной и вулканогенно-терригенной подхубсугульскими толщами, прорван диоритами, кварцевыми диоритами раннепалеозойской тоннуольской, а затем и гранит-сиенитами среднепалеозойской групп. Серпентиниты, тальк-карбонатные и тремолитовые сланцы прослаивают здесь тектонические пластины вулканогенных и осадочных пород, а также развиты в подошве главного тела. Основной объем гипербазитовой серии слагают серпентинизированные дуниты с подчиненными и разобщенными телами гарцбургитов и лерцолитов. Габброидная серия представлена главным образом габбро-норитами (иногда оливиновыми), диопсид-анортитовыми габбро и образованными по ним анорит-тремолитовыми породами. Последние наследуют структуру габбро и габбро-норитов без заметных текстурных преобразований, но характеризуются полным или частичным замещением пироксенов тремолитовым агрегатом. В северо-западной половине массива между габброидами и гипербазитами сохранилась в ненарушенном виде зона перехода между сериями. Ее ширина не превышает первых сотен метров, и в общей структуре верлиты тяготеют к полям гарцбургит-дунитов, а клинопироксениты — к полям габброидов. Реальное строение зоны перехода выглядит значительно сложнее и имеет вид довольно хаотичного и незакономерного чередования оскольчатых блоков в разной степени клинопироксенизированных дунитов и верлитов с клинопироксенитовыми оторочками, которые цементированы габброидами. Последние практически повсеместно (за исключением зон наложенных вторичных преобразований) характеризуются однородной массивной текстурой, без заметных признаков полосчатости или расслоенности. Нахождение интрузии диоритов—тоналитов среди пластин ультрабазитов-габбро показывает, что она внедрялась в разрез офиолитов уже расчлененной на пластины.

Наблюдаемые незначительные контактовые изменения гранитоидами ультрабазитов показывают, что совмещение тех и других произошло в приповерхностной части земной коры.

Более полный разрез офиолитовой ассоциации описан в последнее время северо-восточнее, в северном обрамлении Гарганской глыбы [Dobretsov et al., 1986]. Здесь в пакете тектонических пластин представлены практически все единицы ассоциации: гарцбургит-дунитовая, дунит-верлит-клинопироксенит-габброидная серии, а также серия перемежающихся габбро-диабазовых даек и недифференцированных толеитовых базальтов. Полнота и относительно слабая расчлененность таких разрезов офиолитовой ассоциации показывают правомерность выделения в структурах каледонского обрамления Сибирской платформы фрагментированных разрезов палеокоры океанического типа; отражает менее напряженную историю их тектонического перемещения в верхние горизонты земной коры сравнительно с разрезами первого типа.

Данные по надежно задокументированным и датированным разрезам показывают, что офиолиты являются наиболее ранними и наиболее древними в структуре южного обрамления Сибирской платформы. Метаморфические и гранитизированные комплексы этих районов включают те или иные единицы

этой ассоциации в виде различно переработанных включений. Со сказанным ранее это склоняет к представлению, что до каледонской орогении большая часть пространства центральноазиатского обрамления Сибирской платформы эволюционировала как область с океаническим типом разреза коры.

Ультрабазит-базитовые формации дифференцированных массивов

Эти формации выделяются в каледонских образованиях южного обрамления Сибирской платформы в качестве раннепалеозойского мажалыкского комплекса с начала 70-х годов [Волохов и др., 1972; Рогов и др., 1972]. Этот комплекс интрузивных пород представлен во всем регионе неравномерно по площади, но распространен на обширной территории — от Кузнецкого Алатау до Южной Тувы и от Горного Алтая через Восточный Саян до Забайкалья [Поляков и др., 1973; Кузнецов и др., 1976; Грудинин, 1978, 1979; Лисицын и др., 1979; Минин, Саратовцева, 1979; Кривенко и др., 1979; Конников, 1982, Конников и др., 1979].

В составе комплекса объединяются две группы формаций: ультрабазит-базитовая (дуниты, верлиты, клинопироксениты, троктолиты, анортозиты, габбро-нориты, габбро) и монцодиоритовая (нориты, габбро-нориты, габбро, габбро-диориты, диориты, монзониты, сиениты). В отдельных массивах обе серии могут присутствовать совместно либо, в зависимости от эрозийного вскрытия, одна из серий или часть ее. Для многих массивов характерной чертой внутренней структуры является концентрически зональное (или конфокальное) строение. В одних массивах монцодиоритовая серия располагается в центральной части интрузий, а ультрабазит-базитовая по периферии [Лисицын и др., 1979], в других массивах пространственное размещение серий обратное [Кривенко и др., 1979].

Показано многими исследованиями, что массивы этого комплекса имеют интрузивные контакты со всеми единицами разреза венд-раннекембрийского возраста, а в Кузнецком Алатау частично прорывают толщу дифференцированных вулканитов среднекембрийской раннеорогенной серии. Вместе с тем установлено, что, в свою очередь, они прорываются раннепалеозойским тоналит-диорит-гранодиоритовым таннуольским комплексом или его аналогами [Поляков, Богнибов, 1979].

В пределах каледонских образований Западной и Северной Монголии интрузивный комплекс с аналогичным составом и возрастом установлен после исследований в Озерной зоне Г.В. Полякова с сотрудниками. Мне удалось его наблюдать в структурах Дзабханской и Джидинской зон. В качестве аналога мажалыкского комплекса такие интрузии были выделены в северной части Озерной зоны и на Хунгуй-Дзабханском междуречье при проведении съемочных работ под руководством В.А. Самозванцева. Есть указания на наличие этого комплекса и на востоке Монголии [Пинус и др., 1984].

В указанных районах Монголии комплекс также представлен двумя группами формаций: одна — дуниты, троктолиты, верлиты, клинопироксениты (иногда плагиоклазовые), вебстериты, нориты, габбро-нориты, (оливиновые) габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты, другая — диорит-сиениты. Полнота обеих групп меняется от массива к массиву. На уровне эрозийного вскрытия размеры массивов меняются от первых сотен метров до десятков квадратных километров, имеют форму от изометричной до удлиненной и местами деформированы.

Массивы имеют интрузивные границы со всеми главными стратиграфическими единицами венд-раннекембрийского разреза, вплоть до ниже-средне-

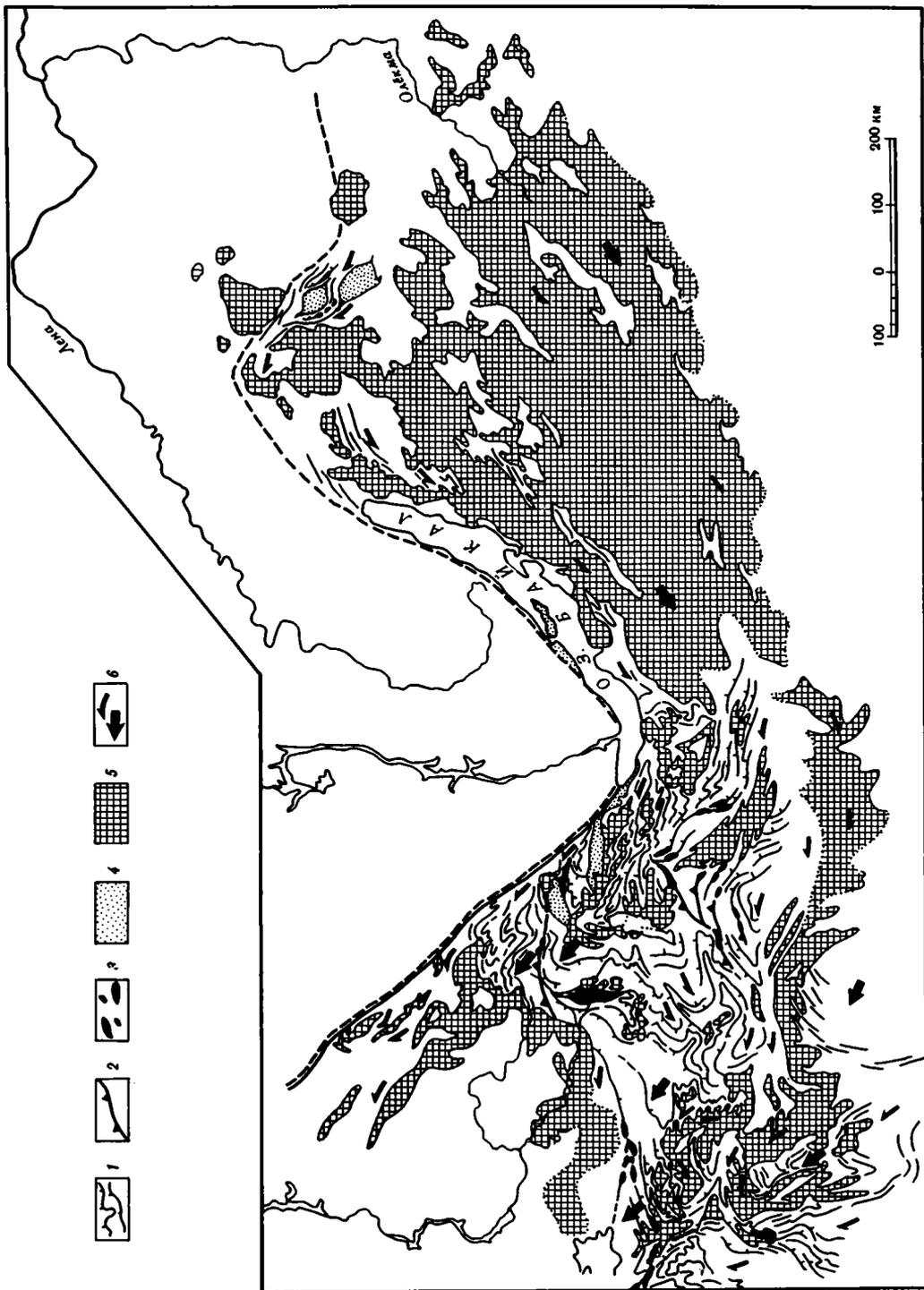
кембрийской (боксонско-хубсугульской) карбонатной. Взаимоотношения этих интрузий с ботомскими олистостромами не известны. Вместе с тем на р. Эгийнгол (5—7 км выше устья р. Бургэлту-Гол) вскрывается толща грубых, несортированных конгломератов, которая практически целиком состоит из обломков пород этого комплекса, несогласно перекрывает структуры, выполненные венд-раннекембрийскими толщами, и прорывается средне-палеозойскими гранитоидами (см. рис. 40). В пределах северной части Озерной зоны и на Хунгуи-Дзабханском междуречье массивы этого комплекса охвачены зональным ореолом метаморфизма и прорываются тоннуольскими гранитоидами (см. рис. 43).

Особо следует остановиться на соотношениях ультрабазит-базитовых интрузивных массивов и офиолитов. В работах Г.В. Пинуса, В.В. Велинского, Ф.П. Леснова, Л.В. Агафонова постоянно подчеркивается, что во многих разрезах наблюдаются наложенные интрузивные или метасоматические взаимоотношения между поздней клинопироксенит-габброидной серией пород и ранней лерцолит-гарцбургит-дунитовой, за которой признается принадлежность к мантийным высокотемпературным тектонитам [Пинус и др., 1984; и др.]. Авторы предполагают, что образование той или другой группы пород происходило в рамках единых актов, но на разных уровнях верхней мантии [Пинус и др., 1981]. Вместе с этим мера разновозрастности той и другой групп пород ими не оценивается. В большинстве разрезов сделать это не удастся из-за отсутствия необходимых данных.

Редким массивом, где такие взаимоотношения удается проследить, является Алагулинский, расположенный на восточном фланге горного массива Дариби в системе Монгольского Алтая. Его структура представлена пакетом тектонических пластин, наклоненных к югу, фрагменты базальтово-кремнисто-карбонатной (аналог толщ толгоин и шубун Хунгуи-Дзабханского междуречья), вулканогенно-терригенной (аналог дзабханской) и карбонатной (аналог цаганоломской или дагандель) толщ перемежаются с блоками серпентинизированных гарцбургитов и дунитов. Здесь же присутствуют тектонические пластины терригенных толщ ордовикско-силурийского(?) и девонского(?) возраста. Присутствующие в структуре участка массивы клинопироксенит-габбро-норит-габбромонзонит и габбро-диабазового состава имеют интрузивные контакты с гипербазитами Алагулинского массива, а также с породами венд-нижекембрийских толщ, которые можно видеть в основании южных склонов горы Алаг-Ула и на верхинном плато севернее и западнее от нее. Вместе с тем эти габброиды содержат многочисленные ксенолиты, среди которых атрибутируются различно преобразованные гипербазиты (вплоть до тальк-тремолитовых сланцев), кремнистые, карбонатные, слюдястые и вулканогенные породы.

В этой части хребта Дариби и западнее, в его южных и западных отрогах, среди метаморфизованных толщ недифференцированной базальтоидной, базальтоидно-кремнисто-карбонатной, вулканогенно-кремнисто-сланцевой и карбонатной присутствуют многочисленные дифференцированные интрузии дунит-клинопироксенит-габброидной серии в виде силловых залежей и штоков. Некоторые из них имеют оболочку из плагиогранит-диорит-сиенитов.

Состав интрузивных массивов, их форма и соотношения с вмещающими породами или с блоками пород лерцолит-гарцбургит-дунитовой толщи показывают их принадлежность не к офиолитовой, а поздней ассоциации. Вместе с вмещающими толщами ее породы охвачены на многих участках зональным ареалом метаморфизма (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации) и прорваны двумя поколениями гранитоидов: раннепалеозойской тоналит-диорит-гранодиоритовой и среднепалеозойской гранодиорит-гранит-граносиенитовой сериями. В характеристиках ассоциаций, ее соотношениях с вмещающими и прорывающими породами предстает аналог мажалыкского комплекса, много-



численные обломки пород которого присутствуют в базальных конгломератах ордовика, выделенных на западном фланге хребта Дариби [Хераскова и др., 1985].

Аналогичные соотношения ультрабазит-базитовых формаций обеих групп можно видеть (севернее пос. Чандомань) в пределах горного массива Эрдени-Ула на восточном фланге Монгольского Алтая. Как и на хребте Дариби, здесь тектонические блоки серпентинизированных пород лерцолит-гарцбургит-дунитовой серии офиолитов перемежаются с блоками толщ недифференцированной базальтовой, кремнисто-карбонатной и вулканогенно-сланцевой, включаемых в состав венд-кембрийских отложений. Габброиды здесь также имеют интрузивные контакты со стратифицированными толщами, включает в себя ксенолиты гипербазитов, кремнисто-карбонатных пород и различных сланцев и прорываются нижнепалеозойскими гранитоидами [Путеводитель..., 1979]. Такие же соотношения между аналогичными комплексами пород описаны в пределах Керуленского гипербазитового пояса (Восточная Монголия), в районе пос. Мурэн [Пинус и др., 1984].

Из всех опубликованных и приводимых описаний очевидно следует, что ультрабазит-базитовые формации пород дифференцированных массивов, включаемых в состав можалыкского комплекса или его аналогов, формировались явно позже офиолитов и являются членами последующей ассоциации. По опубликованным данным для более изученных районов Алтае-Саянской области каледонид, ее формирование связано с накоплением толщ среднекембрийско-раннеордовикского возраста [Кривенко и др., 1979; Дергунов, Херасков, 1982]. Материалы по территории Западной и Северной Монголии находятся в согласии с этими данными.

Деформационная структура венд-раннепалеозойского осадочного чехла

Эта структура в пределах Западной и Северной Монголии содержит в своем генеральном рисунке две дуговые виргации складчатых и разрывных деформаций, обособленных одна от другой. Обе виргации обращены выпуклостью на запад-северо-запад и сопрягаются между собой в зоне субширотного простирания, которая протягивается вдоль долин рек Селенги (среднее течение) и Тэс (рис. 50).

Западно-Монгольская дуговая виргация. Она очерчивается в юго-западном крыле структурными элементами Цаганоломской и сопредельной с запада Озерной зон, а также следующими далее к западу каледонскими структурами Монгольского Алтая; в лобовой части — структурами Дзабханского и Ханхухэйского районов; в северо-западном крыле — структурами Сангиленского района Южной Тувы и сопредельными с северо-запада структурами Бурен-Ондумской и Куртшубинской зон.

Конседиментационное отражение этой структуры на томмотско-атдабанском уровне — чередование (в поперечном сечении лобового сегмента дуги) участков накопления терригенных, карбонатных, вулканогенных или кремнистых осадков. Эта часть структуры на ботомском этапе эволюции выражена зонами сдвאי-

←
Рис. 50. Схема структур, сформированных в салаирское время в южном обрамлении Сибирской платформы

1 — конфигурация шарниров складок и падение их осевых поверхностей; 2 — зоны подвигов; 3 — протрузии серпентинизированных ультрабазитов; 4 — внутренние массивы (тектонические отторженцы фундамента); 5 — гранитоиды, таннуольского, баргузинского комплексов и их аналогов; 6 — наиболее вероятное направление движения массопотоков в коровой оболочке

вания разрезов, выведения по разрывам тектонических фрагментов офиолитовых серпентинизированных перидотитов-дунитов ботомскими олистостромами. Тыловая область дуги сложена карбонатными толщами. Последующее развитие дуги выражено цепочками или роями дифференцированных интрузивных массивов мажалыкского комплекса и его аналогов и наложенным на них зональным ареалом метаморфизма и синкинематической таннуольской раннепалеозойской гранитизации.

Генеральная вергентность разрывно-складчатых раннепалеозойских деформаций характеризуется запад-северо-западным направлением. Шарниры складок ранних поколений ориентированы субгоризонтально и очерчивают элементы дуги, а у поздних — наклонены в восточных румбах. Осевые поверхности складок ранних поколений ориентированы либо субвертикально (см. рис. 41), либо наклонены к юго-востоку (см. рис. 46), либо опрокинуты к западу (см. рис. 45), а у поздних поколений ориентированы субвертикально с вариациями наклонов в северо-восточных или юго-западных румбах соответственно на юго-западном и северо-восточном флангах дуги. В лобовой части дуги (хребет Хан-Хухэй) ранние поколения складок с западной вергентностью имеют либо субгоризонтальные ($\pm 5^\circ$) (см. рис. 45), либо очень пологие ($10\text{--}20^\circ$) юго-восточные (см. рис. 46) наклоны осевых поверхностей.

Эшелонированное расположение шарниров у складок ранних поколений образует на юго-западном фланге дуги систему правого, а на северо-западном — систему левого эшелонов (см. рис. 41, 50). Сопряженные разрывные нарушения имеют крутые падения: в Дарибском сегменте дуги — юго-восточные, а в Дзабханском — главным образом восточные, северо-восточные и частично юго-восточные (см. рис. 41). В смещениях по поверхностям разрывов геологических границ отражены субгоризонтальные сдвиговые движения. Все сказанное показывает значительные масштабы латеральных дифференцированных движений при формировании этой дуговой системы.

Хубсугульская дуговая виргация. Располагается (см. рис. 50) севернее Тэс-Селенгинской зоны сопряжения и органически объединяет в себе элементы раннекаледонской структуры севера Монголии, сопредельных территорий Восточного Саяна, Тувы и Забайкалья. Фронтальная часть дуги содержит Каахемский и Гарганский выступы высокометаморфизованных пород, включаемых традиционно в состав фрагментов кристаллического фундамента Сибирской платформы, и представлена главным образом пакетами пластин юдомско-раннепалеозойских толщ, офиолитов и раннепалеозойских олистостром.

Восточнее и внутрь дуги их сменяет дуговая полоса выходов вулканогенно-терригенной и карбонатных толщ Западного Прихубсугулья и Боксон-Сархойского районов. Внутреннюю область виргации образуют две частные системы: южная, Джидинская, и северная, Хамардабанская. Последняя включает в качестве внешнего элемента полосу выходов кристаллосланцев и диоритоналитовые интрузии таннуольской группы, обнаженные в восточной части Джидинской зоны в восточном Прихубсугулье. В северном крыле дуги их продолжают выходы метаморфических пород и гранитоидов Западного Хамар-Дабана и Слюдянского района в Западном Прибайкалье. Вся Хубсугульская виргация образует фронтальную зону деформаций перед областью внедрения баргузинских гранитоидов.

Во фронтальной зоне собственно Хубсугульской виргации складчатые деформации ранних поколений имеют субгоризонтальные шарниры, ориентированные конформно дуге. Осевые поверхности наклонены внутрь дуговой виргации: в структурах Восточного Саяна (северный фланг дуги) осевые поверхности наклонены в южных румбах, в структурах Восточной Тувы (лобовая часть дуги) — в восточных, в структурах р. Селенги — в северных. Организация рисунка относительного положения шарниров и ориентировка наклона осевых

поверхностей складок приведены на рис. 50. В согласии с этим рисунком располагаются главные зоны разрывных деформаций, которыми юдомско-нижнепалеозойские толщи совмещены в пакеты пластин, прослоенных серпентинизированными перидотитами дезинтегрированной офиолитовой ассоциации.

В рисунках ориентировки шарниров складок ранних и поздних поколений, а также разрывных зон (см. рис. 50) отражена структура неоднородных однонаправленных латеральных движений во время формирования всей Хубсугульской дуговой виргации. Так, в пределах Восточного Саяна деформации шарниров у поздних складок обусловлены левым вращением вокруг субвертикальной оси. В южном крыле Хубсугульской дуги вдоль Тэс-Селенгинской зоны сопряжения также преобладают рисунки деформаций с левым вращением. Между этими зонами локальные ориентировки тех же структурных элементов и протрузий серпентинизированных офиолитовых перидотитов очерчивают вместе с тем довольно сложный, но закономерный построенный рисунок вергентности, отражающий латеральные направления главного и частных массопотоков во время раннекаледонских деформаций осадочного чехла.

Совмещенное с этим рисунком размещение участков раннепалеозойского синкинематического метаморфизма и гранитизации (таннуольско-баргузинской) показывает их конформность (см. рис. 50). Конфигурация полей метаморфизма и гранитизации органически вписывается в рисунок складчатых деформаций осадочного чехла, занимая в нем соответствующее и закономерное положение. В целом наблюдаемые рисунки размещения венд(?)-раннекембрийских толщ и их деформаций отражают такие движения коровой оболочки, при которых латеральное направление движения массопотока огибало Байкальскую выступ Сибирской платформы, обтекало его с востока на запад-северо-запад.

Заключая сказанное, следует отметить, что сравнительные формации характеристики стратифицированных толщ, выполняющих раннекаледонские структуры Джидинской, а также частично Озерной и Удино-Витимской зон обладают сравнительной сближенностью главных свойств с таковыми в Тувино-Монгольской, Бутулийннуринской и Дзабханской зонах. Практически повсеместно в датированных венд-кембрийских толщах этих зон верхнее стратиграфическое положение занимает фосфатоносная кремнисто-карбонатная венд-нижнекембрийская хубсугульская толща или ее аналоги. Также повсеместно разрезы этой толщи стратиграфически наращиваются вниз терригенно-вулканогенной и вулканогенной толщами; на большей части территории верхняя карбонатная и нижняя вулканогенная разделены терригенно-вулканогенной; участками, на сравнительно небольших площадях, вулканогенная толща непосредственно подстилает карбонатную.

Формационный и петрохимический составы обеих подхубсугульских толщ [Ильин, 1982; Кебезинская и др., 1987] отражают их формирование: нижней, вулканогенной (недифференцированных толеитовых вулканитов) в условиях рассеянного спрединга на обширных площадях, а средней, терригенно-вулканогенной (с вулканитами дробно дифференцированных базальт-андезит-риодацитовой серий) в сменявшихся условиях скупивания коровой оболочки на обширных площадях, среди которых сохранились участками локальные (междугуговые) центры спрединга. Для обеих этих толщ характерно осадконакопление в условиях пелагического мелководья с изрезанным подводным рельефом на активной палеоокеанической окраине, которая к хубсугульскому времени выродилась в шельфовую область с фосфато-кремнисто-карбонатным осадконакоплением. Присутствие в структуре многих участков тех и других зон различно дезинтегрированных офиолитов [Ильин, 1982], по-видимому, отражает накопление всех перечисленных толщ на коре энсиматического типа.

Джидинская, Озерная и Удино-Витимская зоны отличаются от Тувино-Монгольской, Бутулийннуринской и Дзабханской присутствием варьирующих

количество гранитоидных раннепалеозойских массивов (тануольско-баргузинской группы), сопровождающих одноактный зональный ареал метаморфизма. В недеформированных разрезах раннекаледонских структур тех и других зон, вскрывающих периферию этого ареала, ясно выражена их фациальная метаморфическая зональность. Границы между позднедокембрийскими—раннекембрийскими толщами или их маркирующие пачки прослеживаются прямым картированием из зон первой группы в зоны второй группы непрерывно через изограды метаморфизма. Поэтому можно предполагать, что в раннекаледонской структуре Тувино-Монгольского Бутулийнурийского, Дзобханского районов отражено формирование коры переходного типа путем зарождения, разрастания и объединения призм скупивания, а также метаморфической переработки и гранитизации коры океанического типа.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ПАРАГЕНЕЗЫ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ И ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМ

События, очень близкие по времени и геологическому содержанию к рассмотренным в центральноазиатском сегменте обрамления Сибирской платформы, выделяются и в восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы. Осознание этого положения сформировалось после обобщения материалов по ряду вопросов геологии всего региона и корреляции его геологических событий [Зоненшайн, 1972; Моссаковский, 1975; Перфильев, 1979; Тектоника..., 1977; Тектоническая..., 1978; Тектоника..., 1980], а также после завершения ряда стратиграфических исследований [Стратотип рифея, 1983; и др.].

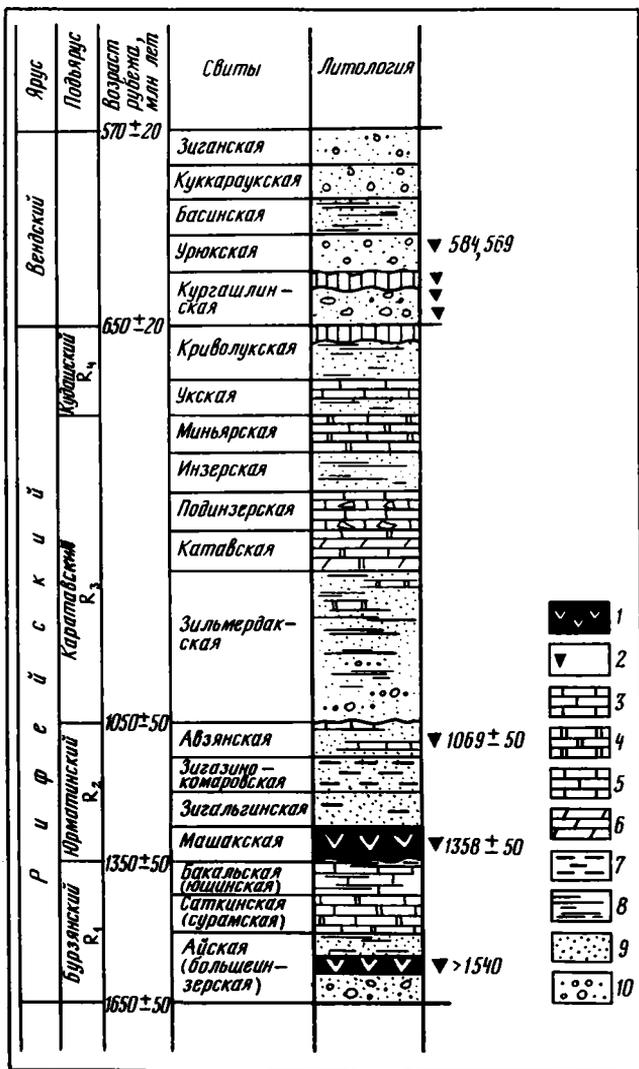
Этими и многими другими исследованиями показано, что на рассматриваемом этапе в геологической эволюции Восточно-Европейской платформы и ее обрамления отчетливо выражены два рубежа. Один отделяет завершение формирования карельского основания от начала накопления позднедокембрийских комплексов, с другого начинается вендско-раннепалеозойский этап эволюции, на котором ярко обособилась Урало-Монгольская подвижная область и в ней зона собственно уралид. Последний рубеж приходится в разных районах Урала на ранний—средний кембрий; в периферии платформ он простирается до раннего—среднего ордовика, а местами и до силура включительно [Самыгин, 1980]. Последующее рассмотрение материалов ограничено нижним—средним девоном — рубежом перехода в эволюции подвижной области уралид к орогенному этапу.

РИФЕЙСКО-ВЕНДСКИЕ СТРУКТУРЫ ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Южно-Уральский сегмент окраины Восточно-Европейской платформы может быть кратко охарактеризован на основе компилированных данных. Генерализованная схема детально описанного стратотипического разреза рифея в западных отрогах Южного (Башкирского) Урала [Стратотип..., 1983] приводится на рис. 51. Разрез иллюстрирует седиментогенную ритмичность терригенно-карбонатных толщ, которую неоднократно подчеркивают Б.М. Келлер и Н.М. Чумаков. В разрезе видны бурзянский, юрматинский, раннекаратаевский (зильмердакско-катавско-подинзерский), позднекаратаевский (инзерско-миньярский) и раннекудашский (укский) седиментогенные трансгрессивно-регрессивные циклы. В каждом из них пик накопления трансгрессивных (карбонатных) толщ приходится соответственно на саткинский (в бурзянском цикле), авзянский (в юрматинском), катавско-подинзерский (в раннекаратаевском), миньярский (в верхнекаратаевском) и верхне-

Рис. 51. Схема строения разреза верхнепротерозойских отложений в стратотипическом разрезе Южного Урала [Стратотип рифея, 1983]

1 — базальтоидные (и ассоциированные) вулканы; 2 — эпизоды базальтоидного вулканизма и радиологический возраст, млн лет; 3 — известняки обломочные; 4 — доломиты; 5 — известняки; 6 — мергели; 7 — глинистые сланцы углеродистые; 8 — глинистые, глинисто-алевритистые сланцы; 9 — песчаники, алевролиты; 10 — гравелиты, конгломераты



укский (в раннекудашском) уровне. При разработке стратиграфической схемы рифея авторы используют в качестве границ основных ее подразделений стратиграфические несогласия (следы размывов), которые присутствуют в основании каждого из основных подразделений рифея: бурзяния, юрматиния, каратавия и кудаша. Выделяются стратиграфические несогласия и в основании толщ, относимых к вендскому отрезку разреза.

Из приводимой схемы корреляции разрезов рифея в южном Приуралье прилегающих платформенных районов Волго-Уральской области и других следует, что на бурзянском уровне нижнего рифея в Сергиевско-Абдуллинском и Камско-Бельском прогибах выделяются толщи соответственно кудашской и кырпинской серий, аналогичных бурзянской по строению и составу. Аналоги юрматиния там отсутствуют, эродированные предкаратавским размывом. Близкая ситуация устанавливается и для каратавского уровня, в котором в волго-уральских разрезах находятся аналоги только нижней—средней части разреза и отсутствуют аналоги его

верхов. Нет здесь и аналогов кудашских отложений. Речь идет, таким образом, о втором глубоком предвендском—ранневендском размыве, охватившем значительные территории. Подчеркивая этим сокращение полноты разрезов рифея от периферии к внутренним районам платформы, авторы сводки обращают внимание вместе с тем еще на одно важное обстоятельство. Заключается оно в том, что после каждого из трех крупных стратиграфических перерывов (предбурзянского, предкаратавского и предвендского) менялся структурный рисунок подошвы седиментации, а внутри каждого из циклов, разделенных этими перерывами, устанавливаются конседиментационные движения отдельных блоков.

На рис. 51 видно, что базальтоидный магматизм, зафиксированный в разрезе верхнедокембрийских отложений платформы и ее обрамления, приурочен к определенным толщам и моментам их накопления [Парначев, 1980; и др.]. В нижнерифейских разрезах базитовый магматизм зафиксирован в южном Приуралье в составе айской свиты, в Камско-Бельском прогибе — в тюрюшевской (низы кырпинской серии), а в целом связан с начальными стадиями бурзянской трансгрессии. С началом следующей, юрматинской трансгрессии связан машакский уровень базальтоидных вулканитов. С пиком этой трансгрессии, соответствующим авзянскому уровню накопления карбонатных толщ, связано внедрение базальтоидных даек и силлов в отложения верхов кырпинской серии Камско-Бельского прогиба (калтасинская и надеждинская свиты). Ближе к началу верхневендской трансгрессии происходило извержение базальтоидов и накопление тефровых горизонтов, представленных в разрезах вильчанской и валдайской серий платформенного чехла. Таким образом, здесь, как и в ранее рассмотренных случаях, появление в разрезах базальтоидных магматитов тесно связано с накоплением трансгрессивных серий осадков и приходится либо на начало их накопления, либо на пик трансгрессии. Регрессивные серии осадков базальтоидной магматической активностью не сопровождаются.

Приполярный и Полярный сегменты Урала содержат в своей структуре надежно выделяемые докембрийские толщи только вдоль окраины палеозойской платформы, где вскрываются под фаунистически охарактеризованными толщами позднего кембрия—нижнего ордовика. В число таких районов входят Кожимское, Енганэпэйское, Манитаньрдское и Малокарское поднятия.

В Кожимском поднятии, где сочленяются структуры Урала и Тимана, обнажен наиболее полный разрез позднедокембрийских отложений [Белякова, 1972; Беляков, Маслов, 1972; Пучков, 1975; и др.]. В структуре Урала этот разрез является самым северным и последним из тех, что обрамляют карельский фундамент Восточно-Европейской платформы. Далее ее край резко отворачивает на северо-запад и следует вдоль Тимана. Корреляция этого разреза с разрезами докембрийских отложений более южных районов Урала проводится с работ К.П. Львова, однако относительно надежные данные по палеонтологической характеристике его толщ, уточнение их состава и размещения появились только после работ Л.Т. Беляковой [1972].

Нижнерифейские толщи в основании разреза представлены нижней маньхобейнской аркозой сланцево-кварцитовой терригенной и верхней шекуринской вулканогенно-терригенно-карбонатной свитами. В связи с находками органики в карбонатах шекуринской толщи обе свиты коррелируются с бурзянскими образованиями юга Урала. Вышележащая, пуйвинская толща начинается с ошизской свиты конгломератов и кварцитовидных песчаников и вверх наращивается разрезом с переслаивающимися песчаниками, сланцами, карбонатами, в котором количество псаммитов вверх убывает, вытесняясь глинисто-алевритовыми и карбонатными пачками. В целом толща имеет вид трансгрессивной серии. По находкам органики верхняя часть пуйвинской толщи датируется переходным юрматинско-каратавским уровнем и в нижней своей части содержит пачки диабазовых и андезитовых лав с сопровождающими теффроидами.

Перекрывающая толща аркозов, кварцитов и филлитовидных глинисто-алевритистых сланцев выделяется как хобеинская свита с каратавским возрастом верхнего рифея. Кудашскому уровню в этом разрезе соответствует маньинский горизонт, в котором выделяются мороинская свита кремнисто-углеродистых сланцев, тефротурбидитов и вулканитов базальт-риолитовой контрастной серии, а также саблгорская свита вулканитов базальт-андезит-риодацитовый дифференцированной серии.

Весь разрез кроется пестроцветной лаптопайской свитой конгломератов, гравелитов и граувакк с пачками вулканитов трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой серии. Эта свита традиционно относится к вендским отложениям [Белякова, 1972; и др.]. В последние годы здесь и в районах, расположенных севернее, в толще с аналогичным составом и положением, в разрезе найдены многочисленные находки верхнекембрийской фауны. Эта толща постепенно сменяется нижнеордовикскими отложениями тельпосского горизонта и входит в трансгрессивную серию осадков, которая характеризует начало раннепалеозойского этапа эволюции пояса уралид [Пучков, 1975; Перфильев, 1979; Дембовский, 1984].

В Енганэпэйском, Манитаньрдском, Малокарском и Оченырском поднятиях довернекембрийские толщи представлены группой осадочно-вулканогенных формаций. Связанные с ними единичные находки органики и стратиграфическое положение под фаунистически охарактеризованными верхнекембрийско-нижнеордовикскими отложениями позволяют сопоставлять их с образованиями маньинского горизонта Кожимского поднятия и рассматривать их возраст как кудашко-вендский. Эти осадочно-вулканогенные толщи слагают видимые низы разреза и выделяются в составе двух свит: енганэпэйской (граувакковой, тефротурбидитной) и бедамельской, которая сложена вулканитами базальт-андезит-риодацитовый дифференцированной серии с пачками тефротурбидитов, углеродистых сланцев и известняков.

В этих районах позднекембрийские отложения отделены от вышележащих нижнепалеозойских стратиграфическим перерывом, соответствующим нижнему и среднему кембрию: отложения этого возраста на севере Урала не известны. Местами из разрезов выпадают и верхнекембрийские толщи, и там верхнекембрийские отложения кроются непосредственно нижнеордовикскими. Западнее пермских краевых угленосно-флишевых прогибов, в пределах палеозойской платформенной области, верхняя граница стратиграфического перерыва простирается до среднего ордовика. Близкие по глубине стратиграфические перерывы известны в Сакмарской зоне Южного Урала, а в Прибельской они простираются до лландовери [Самыгин, 1980].

В современной структуре перикратонной области палеозоид граница верхнекембрийских и нижнепалеозойских толщ выражена стратиграфическим и ярко выраженным структурным несогласием. Соскладчатые и позднескладчатые интрузии недифференцированных габброидных интрузий слагают единичные массивы или рои даек среди полей верхнекембрийских отложений и прорываются интрузивными массивами плагиогранит-тоналит-гранодиорит-диоритовой серии. Окатанные обломки интрузивных пород обеих серий часто наблюдаются в конгломератах базальных горизонтов нижнепалеозойских отложений.

В расположенных восточнее аллохтонных покровно-складчатых структурах Урала, в которых обнажены палеозойские толщи, соответствующие палеотектоническим областям континентального склона, краевых поднятий и различных структур палеоокеанической периферии, выделение докембрийских образований является затруднительным и дискутируется до настоящего времени. Между Кожимским поднятием и Полярным кругом в их состав относятся толщи вулканитов базальто-андезит-риодацитовый дифференцированной серии (кокпельская свита), залегающие под фаунистически охарактеризованными конгломератово-песчано-сланцевыми отложениями тремадока—аренига [Савельев, 1979; и

др.]. Продолжающиеся здесь работы показывают, однако, что после находок радиоляриевой и криноидной фауны часть этих толщ входит в состав ордовикских, а часть — кембрийских отложений [Водолазский, 1983]. В состав докембрийских образований относят метаморфические толщи, обнаженные на Полярном Урале между гипербазитовыми массивами Войкаро-Сыннинским и Райиз [Волович, Дембовский, 1972], между массивами Райиз и Сыумкеу (Харбейское поднятие) и западнее массива Сыум-Кеу (Марункеу) [Ленных и др., 1976]. Среди метаморфизованных толщ хараматалоусской структуры В.Н. Вороновым при съемочных работах были найдены остатки радиолярий, что поддерживает представление о палеозойском возрасте метаморфизма развитых здесь толщ. Для двух других структур надежные геологические, фаунистические и радиохронологические данные отсутствуют, и докембрийский возраст обнаженных здесь толщ присваивается им только в связи с амфиболитовым или эклогитовым уровнем метаморфизма, чего явно недостаточно для обоснования.

Как видно из приводимых данных, сравнительно надежно датированные позднедокембрийские стратифицированные толщи в Приполярном и Полярном секторах Урала характеризуют такую стадию вещественно-структурной эволюции палеокоры, которая на завершающих стадиях этого этапа не обрела свойств зрелой континентальной. Значительная роль в ее составе базальтоидных магматитов различно дифференцированных серий (толеитовой группы) и ассоциирующихся граувакково-сланцевых и карбонатных пачек, низкий метаморфизм — все склоняет к представлению о ее принадлежности к субокеанической переходной, близкой по составу к коре кайнозойских активных приокеанических окраинах, например западной Пацифики [Иванов, 1980].

Обратимся в связи с изложенным к вопросу о рифейских офиолитах. Присутствие их в герцинской структуре Урала утверждалось в работах Н.Л. Добрецова, Ю.Е. Молдаванцева и А.П. Казака [Петрология..., 1977], В.И. Ленных [1981]. На Урале, в частности, к их числу относились ультрабазит-базитовые комплексы массивов Сыум-Кеу, Райиз, западной части Войкаро-Сыннинского массива на Полярном Урале и максютовский комплекс на Южном Урале [Ленных, 1977; Офиолиты..., 1985]. Основанием этому служили глаукофан-эклогитовый и амфиболитовый уровень метаморфизма вмещающих толщ и К—Аг-радиологические датировки (800—1050 млн лет) единичных валовых проб [Краснобаев, 1980].

Последующими работами установлен для полярно-уральских районов палеозойский возраст вмещающих метаморфизованных пород и нижнепалеозойский — осадочно-вулканогенных единиц офиолитовой ассоциации [Путеводитель..., 1978; Савельев, Самыгин, 1979; Бутин и др., 1976; Язева, Бочкарев, 1984]; выявлена олистостромовая природа максютовского комплекса, в котором цемент олистостромы метаморфизован заметно меньше, чем в рифейских осадочных толщах [Ленных, 1981; Путеводитель..., 1985].

Среди заведомо позднедокембрийских образований на Полярном Урале в зонах доверхнекембрийских разрывных нарушений известны в массивах Енганэпэ и Манитанырд несколько тектонических блоков серпентинитов. Они имеют вид деформированных и частично дезинтегрированных линз протяженностью в сотни и мощностью до десятков метров. В центральной части этих тел сохранились серпентинизированные дуниты и гарцбургиты с реликтовыми структурами высокотемпературных деформаций, характерных для офиолитовых мантийных тектоников. Другие породы офиолитовых ассоциаций здесь отсутствуют.

Этот случай нахождения заведомо доверхнекембрийских офиолитовых ультрабазитов является практически единственным из известных для Урала, поскольку в других его районах подобные образования надежно не атрибутированы и обсуждаются только косвенные возможности их выделения. Сознвая ограниченность накопленных данных и вместе с тем признавая существующий факт, следует констатировать, что появление докембрийских офиолитовых ультраба-

зитов на Урале в структуре коры, как и в южном обрамлении Сибирской платформы, связано с вендско-нижнекембрийским (салаирским) этапом тектонической активности. На Урале и Восточно-Европейской платформе более древние образования такого рода не известны вообще.

Из приводимых материалов видно, что в уральском обрамлении Восточно-Европейской платформы доверхнекембрийские офиолитовые ультрабазиты встречаются лишь в полярном сегменте — районе, где под палеозойскими толщами на обширных пространствах развиты в качестве вмещающих формации пород, характерные для разрезов с океанической и(или) субокеанической корой. К югу от Кожимского поднятия, где рифейские и вендские разрезы представлены карбонатно-терригенными толщами форланда или внутринавлякогенных линз, офиолитовые ультрабазиты не известны. Там с карбонатно-терригенными формациями рифея ассоциированы вулканические [Алексеев, Алексеева, 1981; Парначев, 1980; Парначев и др., 1986] или, как правило, слабо дифференцированные дайковые габброидные комплексы [Кориневский, 1978; Ленных, Петров, 1978; Иванов, 1978; Алексеев и др., 1981; Стратотип..., 1983; Семенов и др., 1975].

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ПАРАГЕНЕЗЫ КАНАДСКОГО ШИТА

В области гудзонской стабилизации на Канадском щите парагенезы ультрабазит-базитовых и осадочных формаций представлены в нескольких различных геоструктурных положениях. В периферической зоне они представлены у арктического побережья (бассейн р. Маккензи—Большого Невольничьего озера) и на юге (район Великих озер); во внутренней области они размещаются в районе озер Атабаска, Дубонт, Бейкер и западнее Гудзонова залива (рис. 52,а).

На Арктическом побережье это хорошо известный рифейский комплекс (см. рис. 34,52,б), который со стратиграфическим, структурным и метаморфическим несогласиями перекрывает толщи серий Гоулберн, Эпуорт (рис. 53), а местами гудзонские гранитоиды или архейские толщи. Комплекс представлен мощной толщей, характеризующей трансгрессивно-регрессивный цикл седиментации. В нем накопление наиболее глубоководной (карбонатной) части серии Хорнби-Бей завершилось извержением мощной толщи базальтоидных лав (низы серии Коппермайн-Ривер). Регрессивная, не менее мощная часть разреза (верхи серии Коппермайн-Ривер) представлена толщей красноцветных песчаников, прослоенных алевролитами и строматолитовыми доломитами. Наблюдаемое местами налегание терригенной части серии Коппермайн-Ривер на толщи серии Хорнби-Бей или на более древние, а также значительное сокращение мощности этой части серии в разрезах залива Баттерст отражают ее накопление в условиях поднятия.

Породы находящегося здесь же интрузивного дифференцированного массива Маскок рассматриваются на основе радиологических датировок (1300—1100 млн лет) комагматами вулканогенной части разреза серии Коппермайн-Ривер. Из рис. 52, видно, что лополит интрузии венчает протяженную дайку и в становлении связан с конседиментационной мульдой, выполненной толщами Хорнби-Бей и Коппермайн-Ривер. Хорошо видимое выклинивание к северному флангу горизонтов ультраосновных пород в разрезе интрузии показывает, что наибольшую мощность и полноту разреза интрузия обрела на южном фланге, и, таким образом, были наибольшими вертикальные амплитуды смещений вдоль подводщего тектонического шва; расслоение интрузивного массива было синтетектоническим.

В южном обрамлении Гудзонской области стабилизации, на западных берегах оз. Верхнего распространены толщи серии Кивино (см. рис. 34). Они выполняют краевую тектоническую впадину в теле кеноранского фундамента, отделенную от размещенной южнее подвижной области гренвилд кеноранским выступом краевого поднятия (см. рис. 35,а). В современной структуре сохранившаяся часть разреза серии Кивино имеет мощность около 12 км, своим основанием серия

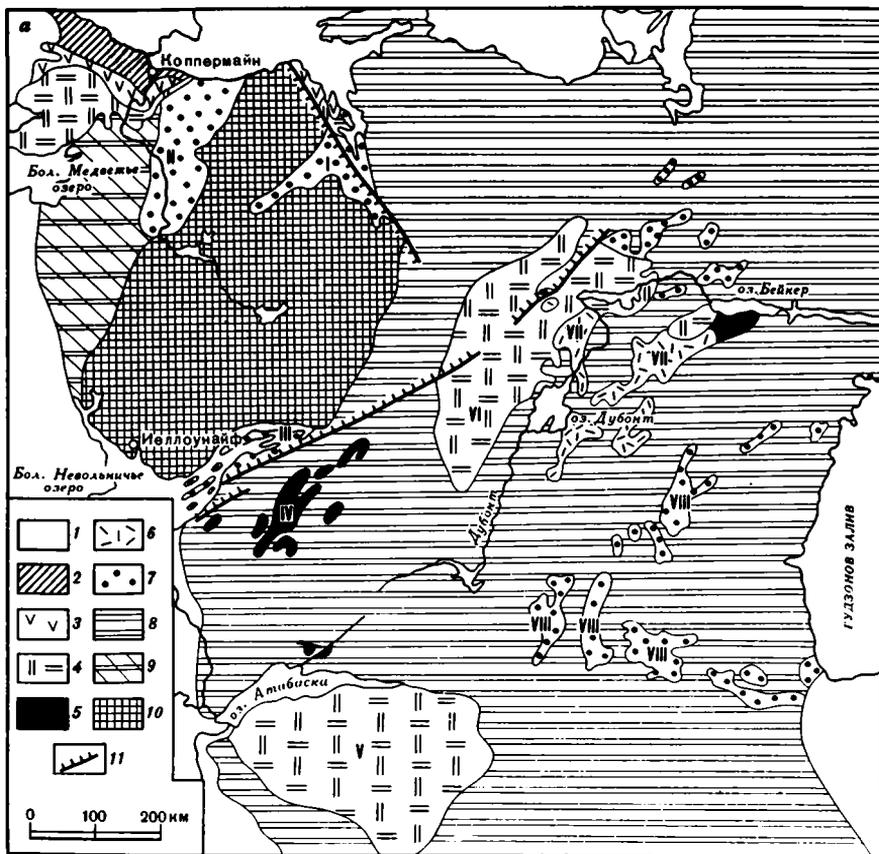


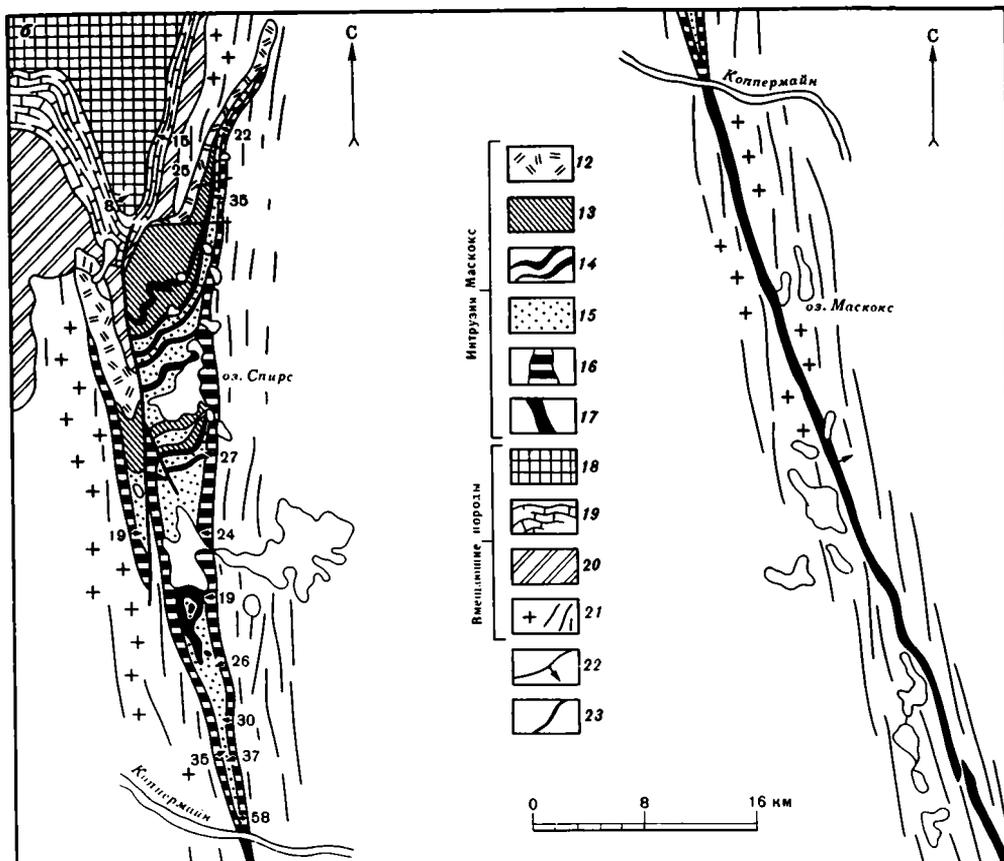
Рис. 52. Геологическая схема строения северо-западной части Канадского щита [Семихатов, 1974] (а) и расчлененного ультрабазит-базитового массива Маскок [Магматические..., 1973; Smith, Carr, 1969] (б)

1 — фанерозойские отложения; 2 — верхнерифейские обломочные толщи верхов серии Копермайн-Ривер; 3 — среднерифейские вулканогенные толщи средней части серии Копермайн-Ривер; 4 — нижнерифейские толщи; 5 — осадочные фации поздних гудзонских моласс; 6 — вулканогенные фации тех же моласс; 7 — раннепротерозойские метаосадочные и осадочные толщи в провинции Черчилл, интенсивно деформированные; 8 — архейско-раннепротерозойские гранитоиды провинции Черчилл; 9 — гудзонские гранитоиды, метapelиты и метавулканы провинции Бер;

ложится с резким угловым несогласием на раннепротерозойские отложения серии Анимикси или на кеноранские образования (см. рис. 53).

Осадочные отложения серии представлены в нижней, средней и верхней частях ее разреза пестроокрашенными полимиктовыми песчаниками, алевролитами, сланцами, конгломератами и редкими пачками строматолитовых доломитов. Главная масса ассоциирующихся магматитов представлена толщей вулканитов контрастной базальт-риолитовой серии, пронизанной многочисленными силлами и дайками габброидов. Крупнейшим представителем интрузивных массивов этого района является интрузивный дифференцированный массив Дулут.

Сокращение мощности разреза серии в южном борту впадины (южный берег оз. Верхнее) и нарастание ее на север к приосевой зоне отражают контрастность конседиментационных движений в области формирования впадины. Чередование в разрезе всей серии и в ее средней части терригенных осадков и магматитов, а также значительные сохранившиеся мощности всего разреза (12 км) и вулканитов среднего



10 — архейские образования провинции Слейв; 11 — главные зоны разломов; 12 — гранофиры, основные гранофиры; 13 — гранофировые габбро, габбро, оливковые габбро; 14 — пироксениты; 15 — полевошпатовые перидотиты, перидотиты, дуниты; 16 — перидотиты, переходящие в бронзитовые габбро; 17 — дайка — подводный канал; 18 — базальты серии Коппермайн-Ривер; 19, 20 — серия Хорьби-Бей: 19 — доломиты, 20 — песчники, кварциты; 21 — граниты и метаморфические породы серии Эпуорт; 22 — падение контакта; 23 — разрывы. Районы нахождения: I—IV — серий: Гоулберн (I), Эпуорт (II) надсерии Грейт-Слейв (III), Ноначо (IV); V, VI — формаций: Атабаска (V), Телон (VI), VII—VIII — серий: низов серии Дубонт (VII), Харунц и ее аналогов (VIII)

Кивино (6—7 км) отражают интенсивные, но пульсирующие режимы консолидационного погружения подошвы впадины и эвакуации базальтоидных магм из подстилающего верхнемантийного очага магмогенерации.

Внутри области гудзонской стабилизации близкий режим формирования, по-видимому, имели приразломные впадины, выполненные между озерами Дубонт и Бейкер толщами Дубонт и Телон, а к северо-западу от озера Дубонт и к югу от озера Атабаска — их стратиграфическими аналогами, толщами Мартин и Атабаска. Формирование всех перечисленных структур сопровождалось массивным интрузированием в область гудзонской стабилизации весьма значительной массы даек базальтоидов [Fahrig, Wanless, 1963; Garth, Mitchel, 1982; Mafic..., 1985 и др.].

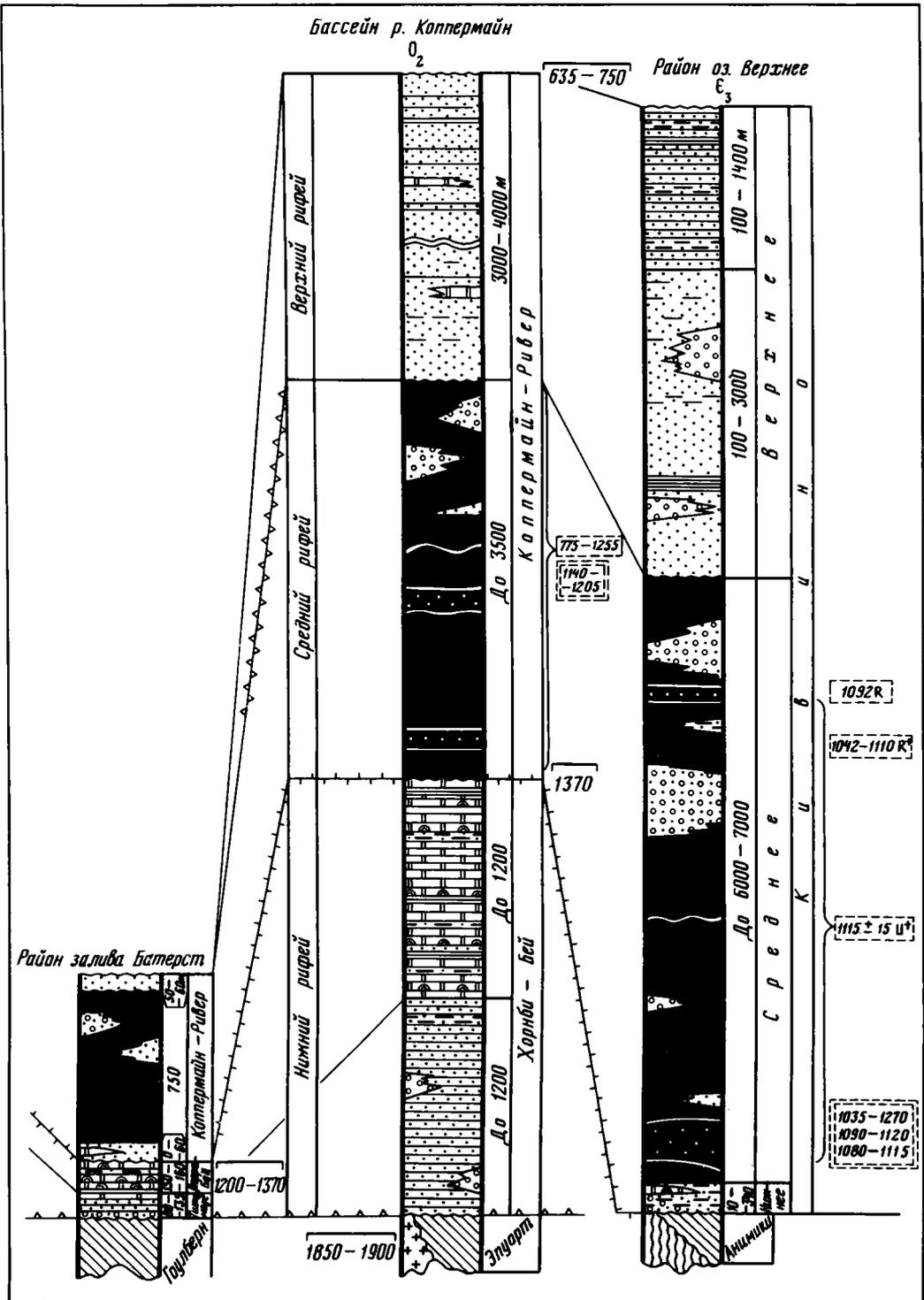


Рис. 53. Стратиграфическая схема строения рифейских толщ северо-западной и южной частей Канадского щита [Семихатов, 1974] (черным залиты интервалы разреза, занятые базальтоидными вулканитами)

Условные обозначения см. на рис. 37

**ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-СРЕДНЕДЕВОНСКИЕ СТРУКТУРЫ
УРАЛЬСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Условия становления ультрабазит-базитовых формаций позднекембрийско-среднедевонской возрастной группы в обрамлении Восточно-Европейской платформы удобно рассмотреть на материалах полярно-уральского сегмента. В его структуре присутствуют практически все палеотектонические элементы обрамления платформы, характерные для всего Урала [Пучков, 1975; Перфильев, 1979; Самыгин, 1980; и др.].

Разные аспекты этого этапа вещественно-структурной эволюции региона получили наиболее полную характеристику в ряде публикаций последних лет [Еномян, 1971; Тектоника Урала, 1977; Водолазский, 1983; Савельев, Самыгин, 1979; Язева, Бочкарев, 1984; Савельева, 1986; и др.]. Здесь различаются шесть структурно-формационных комплексов позднекембрийского—среднедевонского возраста, из которых один (Елецкий) распространен по периферии платформенных разрезов и является автохтонным, а остальные — аллохтонные — обнажены в пакете тектонических пластин. Весь пакет пластин надвинут на елецкие автохтонные разрезы и приведен с ними в соприкосновение различными единицами, которые внутри пакета сближены в различной мере. Список структурно-формационных комплексов и их стратиграфическое содержание иллюстрирует рис. 54, б.

Формационные комплексы имеют устойчивый состав по простиранию и несколько изменчивый — вкрест его.

Елецкая зона представлена трансгрессивной серией терригенно-карбонатных формаций, слагающих призму перикратонного форланда раннепалеозойского края платформы. Характеристика этого формационного комплекса рассмотрена в работах К.К. Войновского-Кригера, К.А. Львова, М.Е. Раабен, Ю.Б. Евдокимова, В.В. Маркина, В.Я. Устинова, А.С. Перфильева, В.Н. Пучкова, В.С. Еномяна, В.И. Водолазского, Б.Я. Дембовского и др.

Подошва серии со стратиграфическим и структурным несогласием ложится различными горизонтами на размытую поверхность деформированных позднекембрийских отложений. Установлено, что в наиболее восточных районах зоны (Кожимское, Манитанырдское и Малокарское поднятия) на отдельных участках разрез начинается с вулканогенно-терригенной пестроцветной толщи верхнекембрийско-раннетремадокского возраста [Водолазский, 1983; Пучков, 1975; Савельев, Самыгин, 1980; Дембовский, 1984]. Ранее в разных районах она выделялась под разными названиями (лаптопайская, хойдышорская) в составе вендских отложений. Толщу слагают в переменных соотношениях кварцево-полимиктовые, преимущественно красноцветные молассоиды и вулканы контрастной базальт-риолитовой серии с повышенной щелочностью, титанистостью и содержанием фосфора [Дембовский, 1985]. Среди полей этой толщи довольно часто встречаются участки, где эта толща в разрезах отсутствует и на кудашвендские толщи непосредственно налегают различные горизонты тремадока. Западнее границы герцинского краевого прогиба, в области платформенных палеозойских разрезов, подошва этой серии начинается со среднеордовикских эвапоритовых толщ.

Основной объем терригенной части трансгрессивной серии слагает серицит-кварцевая терригенная мелководная формация тельпосского горизонта с органикой тремадока—аренига. Вверх она сменяется карбонатной толщей, в составе которой доломиты преобладают в западных, а известняки в восточных разрезах. С конца силура и в нижнем девоне восточный край зоны карбоната копления фиксируется линейной зоной рифовых построек и ассоциированных с ней обломочных известняков.

Лемвинская зона представлена в рассматриваемом интервале также трансгрессивной серией отложений, подробно рассмотренной в работах К.Г. Войновского-

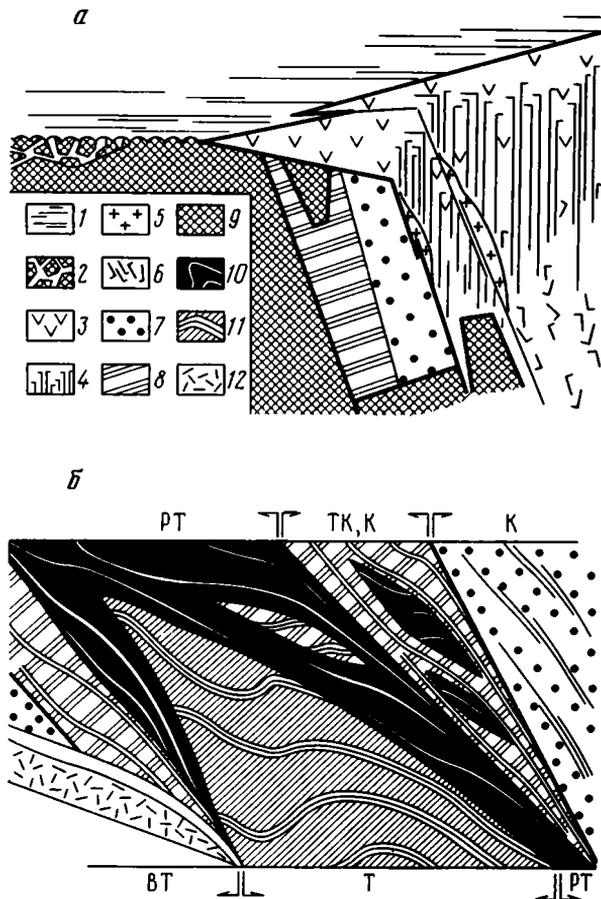


Рис. 54. Обобщенная схема соотношений главных (а), в том числе верхнемантийных (б) формаций в разрезе офиолитовых комплексов

1, 2 — вулканогенно-осадочный комплекс: 1 — пелагические силициты (фтаниты, яшмоиды), карбонаты, умберы, 2 — офикальциты; 3—6 — вулканоплутонический комплекс: 3 — базальтоиды многоярусных покровов массивного или подушечного сложения, гиалокластиты, тейфриды, 4 — диабазы, габбро-диабазы даек или жил одного или нескольких поколений, 5 — плагиограниты, 6 — габбро-диабазы, диабазы такситовые, разномерные, часто пегматоидные, амфиболовые; 7—11 — верхнемантийные комплексы: 7, 8 — кумуляты (К) и тектонизированные кумуляты (ТК): 7 — нориты, габбро-нориты, габбро, часто оливиновые, с габбровой и офитовой структурой, с однородным или ритмическим строением, 8 — дуниты, верлиты, клинопироксениты, троктолиты, алливалиты, редко ортопироксениты, вебстериты, гарцбургиты и лерцолиты с линзовидными и полосчатыми невыдержанными текстурами, 9 — ультрабазитовые мантийные тектониты, 10 — реситит-тектониты (РТ) дунит-гарцбургитовой серии, 11 — тектониты (Т) лерцолитовой серии; 12 — внутрикоровые тектониты (ВТ), метаморфические породы по офиолитам. Принципиальные соотношения ориентировки деформационных структур в верхнемантийном комплексе показаны черными и белыми линиями в полях пород разного состава

Кригера, К.П. Евсева, В.Н. Гессе, А.С. Перфильева, В.С. Енокаян, А.И. Елисева, В.Н. Пучкова, А.И. Водолазского.

По данным последних, наиболее полных исследований [Водолазский, 1983], эта зона характеризуется как некомпенсированный окраинно-континентальный прогиб, который на бортах выполняется мелководными, а в центральной части пелагическими, наиболее глубоководными и наименее мощными осадками. Повсеместно в основании разреза располагается горизонт песчаников и конгломератов,

возраст которых в центральных и восточных разрезах верхнекембрийский, а в западных, переходных к елецким, нижнетремадокский. Асимметрия вещественного состава этого горизонта подчеркивается присутствием глауконитовых песчаников в западных разрезах и толеитовых базальтовых порфиритов в восточных.

Перекрывающая песчано-алевро-сланцевая толща тремадокско-ашгильского возраста сложена в западных разрезах терригенно-карбонатной формацией, в центральных и восточных — пестрокрашенной туфогенно-сланцевой с пачками углеродистых сланцев и линзочками известняков. В восточных разрезах зоны эта толща надстраивается толщей переслаивания вулканитов базальт-андезит-риодацитовой, дробно дифференцированной серии с пачками фтанитов, тефротурбидитов и линзочками известняков.

Силурийский уровень представлен в разрезах зоны монофациальной серией углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев, которые к верхней половине разреза обогащаются глинистыми известняками с петельчатой текстурой. В составе толщи А.И. Водолазский [1983] выделяет отложения лландоверийского, венлокского, лудловского и аржидольского ярусов. Следующие выше нижнедевонские разрезы (в объеме лохковского и пражского ярусов) представлены в восточных разрезах углеродисто-кремнисто-глинистосланцевой формацией, а в западных — органо-генно-обломочными известняками в области перехода к елецким разрезам.

Завершает разрез серии толща среднедевонского возраста, в которой восточные разрезы представлены вулканогенно-терригенной с акцессорным хромшпинелидом (граувакки, трахибазальты — трахиандезиты) формаций, центральные — кремнисто-алевро-глинистой, а западные — карбонатно-глинистой. Хорошо видно, что в конце ордовика и особенно в девоне отчетливо проявлен восточный борт Лемвинской зоны — та ее часть, которая ускользала в анализе В.Н. Пучкова [1975; и др.] и которую только удалось наметить по наличию следующей восточнее зоны [Водолазский, Петров, 1978; Савельев, Самыгин, 1979; Путеводитель..., 1978].

Уралтауская зона выделяется по материалам геологических съемок А.И. Водолазского, А.М. Маслова, А.А. Савельева и И.Б. Грановича. В основании ее разрезов, как и в Лемвинской зоне, на дифференцированных вулканитах кудашвендского(?) возраста со стратиграфическим и структурным несогласиями залегают последовательно конгломератово-песчаниковая (верхнекембрийско-тремадокская) и пестроцветная туфосланцевая (тремадок-аренигская) толщи. В восточных отрогах Кожимского поднятия этот стратиграфический уровень представлен наиболее западными разрезами терригенных саранхопнерской и хомасьинской свит. Выше их сменяет олигомиктовая толща песчаников с чередующимися пачками пестроцветных вулканитов дробно дифференцированной базальт-андезит-риодацитовой-известково-щелочной серии (лавы, теффроида, бомбовые агглютинаты), красноцветных тефротурбидитов и известняков, часто перекристаллизованных в контакте с вулканитами. В южных разрезах зоны (р. Грубею) описана группа палеовулканических центральных аппаратов, в которых кварцевые порфиры, фельзиты и игнимбриты прорывают песчаники тремадока и содержат контактово-измененные известняки верхнего ордовика [Дьяченко, 1972]. В средней части зоны (междуречье Западной и Восточной Чигимхаруты) пестроцветные бомбовые агглютинаты, теффроида и контактово-измененные известняки непосредственно связаны с флангом протяженной дайки габбро-диабазов.

На северном фланге зоны, в бассейне р. Байдарата, средне-верхнеордовикская изъяхойская толща представлена также вулканогенно-осадочными формациями, которые перекрыты терригенно-карбонатными отложениями силура с пачками риолитовых туфов [Охотников, Стрельников, 1974]. Наиболее молодые части разреза этой зоны сохранились в западной ее части, в области перехода к лемвинским разрезам (реки Пага, Погурей, южнее Полярного круга). Они представлены толщей кварцево-полимиктовых песчаников, алевролитов и сланцев с детритом средне-

девонской флоры и вверху с пачками трахибазальт-трахиандезитовых вулканитов [Водолазский, Петров, 1976; Водолазский, 1983].

Салатимская зона выделяется по разрезам, вскрывающимся восточнее уралтауских. На юге в состав этой зоны входят разрезы, расположенные в восточных отрогах Кожимского поднятия и представленные в восточных выходах серанхопнерской, хомасьинской, а также польнской свитой — аналогом средне-верхнеордовикской пальнической свиты Северного Урала. Севернее она представлена толщами молдшорской свиты (А.И. Водолазского и М.А. Маслова) и лагортинского комплекса с обломками кораллов и радиоляриями силура [Ленных и др., 1976]. В северных разрезах эту стратиграфическую зону В.Н. Воронов выделял как средне-верхнеордовикскую сядайскую свиту.

Имеющиеся данные являются разрозненными, но показывают, что весь разрез зоны охватывает стратиграфический интервал от среднего ордовика до нижнего карбона включительно. Его формационный облик характеризуется преобладанием глинисто-фтанит-углеродистых сланцев, окремненных алевропелитовых туффов с пропластками кварцево-олигомиктовых песчаников, мощность которых убывает в восточном направлении. Вулканиты андезито-базальтовой, слабо дифференцированной известково-щелочной серии (афириты, порфириты, тефроиды) насыщают разрезы серии с запада на восток и с юга на север.

Комплексы, представленные в разрезах двух следующих к востоку зон, изучались в разное время Б.Ф. Костюком, Н.А. Сириным, С.Н. Волковым, А.С. Мельниковым, М.П. Мезенцевым, Ю.В. Затонским, А.В. Цымбалюком, В.А. Дедеевым, Ю.Н. Шестаковым, В.Н. Вороновым, В.М. Коркиным, А.С. Поспеловой, И.Н. Ушатинским, Р.Г. Язевой и др.

Тагильская зона представлена разрезами осадочно-вулканогенной трансгрессивной серии ордовикско-среднедевонского возраста. Видимые низы разреза слагает толща недифференцированных толеитовых базальтов массивных и подушечных, сопряженных местами с роями перемежающихся диабазовых даек [Семенов и др., 1975]. В западных разрезах зоны их возраст не поднимается выше нижнесилурийского, а в восточных доходит до верхнесилурийского.

В западных разрезах эта толща наращивается вулканитами известково-щелочной, дробно дифференцированной базальт-андезит-риодацитовой серии с пачками тефротурбидитов. Ее перекрывают позднесилурийско-нижнедевонские вулканиты трахибазальтов, трахиандезитов, андезито-трахитов и трахитов (ортофиров), переслаивающиеся с тефротурбидитами и кремнистыми осадками. Пространственно и генетически с этими толщами тесно связаны дифференцированные интрузии северного фланга Платиноносного пояса, на что впервые было указано для более южных районов Н.А. Штрейсом. Венчают западные разрезы зоны массивные рифогенные известняки, завершающие видимую его часть.

В восточных разрезах зоны недифференцированные вулканиты перекрываются мощной существенно осадочной толщей верхнего лудлова — среднего визе. В ее низах отмечается пачка серпентинитовых кластитов, а в целом толща сложена турбидитами, среди которых вверх по разрезу присутствуют в нарастающем количестве пропластки туфосилицитов и глинисто-кремнистых сланцев. В средней части толщи широко распространены пачки олитостром глыбы и крупные блоки верхнесилурийских и ниже-среднедевонских рифовых известняков в мелкообломочной и сланцевой массе со следами оползневых деформаций, прослой полимиктовых и известняковых кластитов.

Войкарская зона представляет наиболее удаленную от края платформы область раннепалеозойских палеоокеанических разрезов и является северным продолжением Магнитогорской зоны Уральских герцинид. Формационный состав зоны представлен в двух тектонических пластинах. В западной (Пайерской) пластине обнажен наиболее полный в СССР разрез офиолитовой ассоциации [Петрология..., 1977; Путеводитель..., 1978; Савельева, 1987; и др.]. В ее пределах обнажены только

самые низы стратиграфированного разреза Войкарской зоны (верхняя единица разреза офиолитовой ассоциации) — недифференцированные толеитовые диабазы и сопряженные с ними рои перемежающихся диабазовых даек [Язева, Бочкарев, 1984; Путеводитель..., 1978]. Те и другие прорваны тоналитами с возрастом по Rb—Sr-изохроне 400 ± 10 млн лет [Геохимия..., 1983] и являются, таким образом, додевонскими.

Восточная (Хулгинская) пластина спаяна с западной интрузивным массивом плагиогранит-тоналит-кварцевых диоритов, выше которых располагается стратифицированный разрез верхнего силура—верхнего девона. Результаты его исследований опубликованы в работах С.Н. Волкова, В.В. Маркина, Н.П. Лупановой, А.С. Перфильева, Б.Ф. Костюка, Н.И. Литовченко, И.Б. Грановича, Г.Н. Савельевой, С.Г. Самыгина и наиболее полно изложены в работе Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1984].

Западные разрезы этой пластины начинаются с монотонной толщи недифференцированных толеитовых подушечных спилитов, вериолитов и микродиабазов. Вверх их сменяют вулканы известково-щелочной, мелко дифференцированной базальт-андезит-риодацитовой серии. С вулканическими постройками (центрального типа) ассоциированы биогермы известняков, а в межвулканных депрессиях переслаиваются вулканогенно-терригенные и кремнистые осадки. Перекрывающие живетские толщи сложены продуктами размыва кислых вулканитов с субвулканическими телами и линзами ортофиоров, андезито-дацитов.

В восточном направлении, как и в Тагильской зоне, резко уменьшается роль вулканитов, которые замещаются вулканомиктовыми песчано-алевролитовыми толщами с пропластками яшмоидов и туфосилицитов.

Палеоструктуры ниже-среднепалеозойской окраины платформы с охарактеризованными выше разрезами образуют две естественные группы. Первые три из них — Елецкая, Лемвинская и Уралтауская — имеют в своем основании салаирский фундамент с незрелой корой переходного типа. Три восточные — Салатимская, Тагильская и Войкарская — развивались на раннепалеозойской коре океанического типа. Ранее показано, что в течение позднего кембрия — среднего ордовика материковая окраина имела простой профиль: платформа—форланд—континентальный склон—батинальное подножие, и только к началу силура оформляется практически весь выделяемый ряд структур [Савельев, Самыгин, 1979]. В нем Елецкая зона продолжает развиваться как перикратонный форланд. Восточнее, в пределах материкового склона, с силура развивается внешнее (Уралтауское) поднятие, которое отчленяет окраинно-материковую и относительно глубоко-водную (Лемвинскую) впадину. С оформлением внешнего Уралтауского поднятия область материкового склона перемещается в Салатимскую зону. После оформления раннесилурийской Тагильской вулканической (островной) дуги Салатимская зона преобразовалась в задуговой бассейн. После оформления в нижнем девоне следующей, Войкарской островной дуги восточно-тагильская зона преобразовалась в междуговой бассейн, а восточно-войкарские разрезы приобрели роль фронтальной террасы. Таким образом, к началу девона на крае платформы оформился латеральный ряд структур: платформа—краевая впадина—краевое поднятие фундамента с вулканической грядой—задуговой океанический бассейн—вулканическая дуга—междуговой бассейн—вулканическая дуга (см. рис. 55). Сравнивая этот ряд структур с синхронным южноуральским, С.Г. Самыгин [1980] показал одинаковую последовательность и близость формационного выполнения и заметные отличия в эволюции обоих латеральных рядов структур. Наиболее важное отличие выражено тем, что эволюция Лемвинской структурно-фациальной зоны в отличие от Сакмарского аналога на Южном Урале не прошла стадии базальтоидного вулканизма, а довольно интенсивные складчатые деформации в ее пределах не вывели в приповерхностную структуру мантийных ультрабазитов. Оба таких явления выражены в Сакмарской зоне. При близкой длительности структур-

ной эволюции и ее геологического содержания это может означать либо большую мощность коры в Лемвинской зоне, либо меньшую интенсивность структурообразующих процессов в ней, либо то и другое вместе (см. рис. 55, В).

Другое отличие выражено более ранним появлением в обрамлении платформы вулканической дуги: в раннем силуре Тагильской (на севере) и на границе силур—девон — Таналык-Ирендыкской (Магнитогорской) (на юге) [Самыгин, 1980]. А.С. Перфильев [1979], анализируя латеральные ряды структур Урала, показал, что на досреднепалеозойском этапе эволюции структурно-фациальные зоны последовательно смещались от края платформы на восток. Обстоятельство, подмеченное С.Г. Самыгиным [1980], раскрывает отдельный аспект развития поперечного ряда структур. Этот аспект требует специального и обширного рассмотрения, заключается он в неоднородности развития и миграции во времени структурно-фациальных зон вдоль края платформы. Поясню его только кратко.

В ходе анализа эволюции палеозойских структур в Приполярном и Полярном секторах Урала было обращено внимание на то, что на раннеорогенном этапе устанавливается неравномерность скорости сближения Войкарской и Тагильской зон на разных участках их простирания при тектоническом приближении к краю платформы; с юга на север нарастает амплитуда шарьирования островодужных разрезов на платформу, а степень скученности и амплитуды смещений окраинно-платформенных разрезов нарастают с севера на юг; рои даек во внешнем поднятии ориентированы вдоль края платформы; в перикратонной области волна орогенных поднятий смещалась со временем с востока на запад и с юга на север [Пучков, 1975, 1987]. Перечисленные наблюдения приводят к представлению о дифференцированных конседиментационных латеральных движениях коровой оболочки вдоль палеозойского края платформы, которые в Приполярном и Полярном секторах развивались в системе левого сдвига.

Для герцинских структур всего Урала этот вопрос специально не обсуждался. Однако опубликованные данные по последовательности развития и составу вулканических серий в Тагильской зоне [Мельников, Ерошевская, 1971] показывают возможность выделения в ней кулисообразной среднепалеозойской системы зон вулканической активности, развивавшейся в левом эшелоне с последовательным омоложением зон вулканизма с севера на юг. К такой же мысли приводит кулисообразное надстраивание с севера на юг Тагильской зоны Магнитогорской: последовательное во времени и кулисообразное расположение в левом эшелоне зон вулканизма (от ордовикско-нижнесилурийского до верхнесилурийско-инжнедевонского соответственно) от Сакмарской через Вознесенско-Халиловскую к Таналык-Ирендыкской (Магнитогорской) [Тектоника..., 1977; Перфильев, 1979; Самыгин, 1980; Коротеев, 1982; Коротеев и др., 1986; и др.].

В конечном итоге такое рассмотрение приводит к выводу о смещении коровых масс Уральской периокеанической окраины к северу относительно края Восточно-Европейской платформы и соответственно последнего — к югу относительно сопредельных с востока суб- или океанической области. Сравнение этой направленной движений с той, что устанавливается для южного обрамления Сибирской платформы (см. рис. 50), дает возможность для истолкования дугообразных рисунков складчатых зон размещения базальтоидного и гранитоидного магматизма в пределах Монголо-Уральской складчатой области как следствия общей северной направленности верхнемантийно-литосферного массопотока в этой области в течение палеозойской истории ее эволюции.

Парагенные ассоциации ультрабазит-базитовых и осадочных формаций этой возрастной группы и их соотношения в вертикальных разрезах и по латерали лучше обоснованы фаунистическими характеристиками вмещающих структурно-формационных комплексов.

Видно из рис. 54, б, в и рассмотренных материалов, что наиболее ранними на ниже-среднепалеозойском этапе были излияния базальтоидов, сопровождавшие

накопление позднекембрийско-тремадокских конгломерато-песчаных толщ. Накопление их знаменует начало трансгрессии в область края платформы, консолидация которой завершилась на ранне-среднекембрийском (салаирском) этапе тектонической активности. Накопление базальтово-терригенной ассоциации отложений в области с салаирским субконтинентальным фундаментом сопровождалось становление недифференцированных и маломощных интрузивных массивов диабазов и габбро-диабазов. В области елецкого форланда (массивы Енганэпэ и Манитанырд) они имеют преимущественную форму силлов и довольно редки. В области континентального склона на крае салаирского фундамента они имеют вид конформных его простирацию крутопадающих даек. В более восточных структурно-фациальных зонах из возрастные аналоги представлены ордовикской толеитовой серией недифференцированных подушечных базальтов, а также сопряженных роев диабазовых перемещающихся даек и интрузий габбро [Путеводитель..., 1978; Язева, 1978; Семенов и др., 1975; и др.] — верхней единицы разреза раннепалеозойской офиолитовой ассоциации.

С обособлением в пределах континентального склона внешнего (Уралтауского) поднятия и оформлением Лемвинской краевой впадины связано становление в пределах внешнего поднятия позднеордовикского лемвинского комплекса недифференцированных (или слабо дифференцированных) интрузивных массивов диабазов и габбро-диабазов [Водолазский, 1983]. В составе комплекса — рои и пояса даек (конформные краю палеозойской платформы), прямо переходящие в субазральные вулканические аппараты или линзы бомбовых агглютинатов. Сопряженные с ними пестроцветные тефроиды и вулканиты слабо дифференцированной андезито-базальтовой серии перекрывают сланцевы аренигские толщи. Пространственно и во времени с этими массивами связано становление вулканоплутонического комплекса риолитов, трахириолитов, гранит-сиенитов. И.Л. Лучинин [1969] выделяет их как гранит-липаритовую вулканоплутоническую формацию, Б.А. Голдин — как большепатокско-пайпудынский комплекс ордовика [Голдин, Каримув, 1973], а А.И. Водолазский [1983] — как пожемаюсский комплекс. Становление габбро-плагιοгранитной группы этих интрузий в пределах внешнего поднятия сопровождалось кратковременным оформлением на материковом крае вулканической дуги, не продвинувшейся в развитии дальше эмбриональных стадий [Савельев, Самыгин, 1979]. В более восточных разрезах в это время продолжалось формирование верхней единицы офиолитов. Для выделения там возрастных аналогов комплекса материялы отсутствуют.

Оформление в силуре тагильской вулканической дуги, в которой накапливалась дифференцированная известково-щелочная серия, не сопровождалось магматической активностью в прилегающей перикратонной области. Слабым ее отражением здесь явилось заметное углубление краевой Лемвинской впадины и накопление в ней углисто-глинисто-кремнистой формации.

На южном Урале в аналогичной Сакмарской структуре с лландовери-лудловским временем связаны довольно интенсивные излияния толеитовых базальтов [Самыгин, 1980]. В прилегающей с востока Вознесенско-Халиловской зоне (аналог Салатимской и Тагильской зон) излияния недифференцированных толеитовых базальтов продолжались до лудлова.

С геологической эволюцией зоны связано становление дифференцированных интрузивных массивов Тагильского платиноносного комплекса, на что указывалось в ранних работах Н.А. Штрейса [1951]. Решающие аргументы в этом вопросе были получены Ю.С. Каретиним в среднеуральском секторе Тагильской зоны. По уточненной схеме стратиграфии А.В. Пейве и Н.А. Штрейса Ю.С. Каретин [1976, 1980] выделяет здесь снизу вверх: зеленосланцевый терригенно-вулканогенный комплекс недифференцированных диабазов с возрастом субстрата от среднего ордовика до низов верхнего ордовика; спилит-кератофир-кварцевоальбитофирную формацию лландовери; андезитовую формацию верхнего лландовери-нижнего венлока; группу

порфировых формаций с возрастом от верхнего венлока до нижнего—среднего девона, которые с рифовыми осадками выполняют несколько поколений наложенных грабен. Ультрабазит-базитовые дифференцированные массивы тагильского комплекса прорывают и метаморфизуют в контактах ордовикско-нижневенлокские отложения. Толщи верхнего венлока этими интрузиями не прорываются и не метаморфизуются. Показано также, что пространственно связанный с зоной интрузий синтетектонический зональный одноактный метаморфизм относится к приразломному типу. Он развивался вдоль западного ограничения Тагильской структурной зоны и охватил вмещающие толщи до внедрения интрузий тагильского комплекса, но местами продолжался и после их внедрения, переработав часть его интрузий. Ю.С. Каретиным показана прямая генетическая связь интрузий тагильского комплекса с островодужной стадией эволюции структуры, что не оставляет никаких сомнений в том, что он не имеет отношения к офиолитам. Подтверждаются эти выводы и материалами исследований О.К. Иванова [1979; и др.].

С рубежом силура и девона в Приполярном и Полярном секторах Урала тесно связано становление комплекса плагиогранитов — кварцевых диоритов-тоналитов с тагильско-войкарских разрезах (собский комплекс А.Н. Заварицкого). Ранее уже говорилось о возрасте пород комплекса 400 ± 10 млн лет [Геохимия..., 1983]. Со становлением этих диоритов связано вырождение тагильской вулканической дуги и начало накопления на ней рифовых известняков (погружение вулканических построек), а в Войкарской зоне, наоборот, зарождение вулканической дуги. В перикратонной области с этим же рубежом связано начало сокращения поперечных размеров Лемвинской впадины, разрастание внешнего (Уралтауского) поднятия, миграция его склонов к западу и появление в нижедевонских терригенных толщах аллотигенного офиолитокластового хромшпинелида. К рубежу среднего и верхнего девона как в пределах внешнего поднятия, так и много западнее — в елецких разрезах форланда — произошли излияния трахибазальтов и трахиандезитов (с образованием соответственно вулканогенно-терригенной и вулканогенно-карбонатной формаций). В тагильских разрезах с этими событиями коррелируется прекращение формирования надвулканических рифов и широкое накопление карбонатокластовых олистостром, а в войкарской — становление интрузий биотит-пироксеновых диоритов (конгорский комплекс А.Н. Заварицкого), вырождение вулканической дуги и внедрение даек диабаз-спессартитовой серии, круто секущих толщи офиолитовой ассоциации в субширотном направлении. В целом на этом рубеже заканчивается каледонский этап эволюции структуры в рассматриваемом секторе обрамления платформы.

Подробнее остановимся на рассмотрении офиолитов, представленных в районе двояко. В сильно деформированных разрезах Салатимской зоны, на ее южном фланге, они представлены лишь фрагментарно, в виде серии кулисно расположенных приразломных линзовидных протрузивных тел ультрабазитов. На Северном Урале они продолжают в одноименном поясе шириной 1—3 км, в котором ультрабазиты сложены, по данным А.С. Варлакова [1976], серпентинизированными гарцбургитами и местами породами дунит-гарцбургитовой серии. В ассоциации с ними встречаются тела габброидов и габбро-амфиболитов. В северной части Салатимской зоны, где слагающие ее вулканогенно-осадочные толщи обнажены в пакете тектонических пластин с общей шириной выходов 0,6—4 км, дезинтегрированные остатки офиолитов прослаивают тектонические пластины линзами серпентинитового меланжа и серпентинитовых милонитов с тектоническими включениями серпентинизированных гарцбургитов, дунитов, редко полосчатых габброидов, габбро-амфиболитов, родингитов, офикальцитов, тальк-хлоритовых и глаукофановых сланцев [Волович, Дембовский, 1972; Дергунов и др., 1975; и др.]. Здесь и пластины пород Салатимской зоны, и прослаивающий их меланж приведены по пологим

надвигам в соприкосновение с позднедевонско-турнейскими отложениями на этапе каменноугольно-пермского скупивания области.

В слабо деформированном виде, с сохранившимися первичными соотношениями разрезы раннепалеозойских офиолитов сохранились в Войкарской зоне — в ее западной Пайерской пластине [Савельев, Савельева, 1977; Путеводитель..., 1978; Савельева, 1987; и др.]. Геологическими методами возрастной интервал их становления устанавливается по следующим данным: возраст верхней единицы — недифференцированных подушечных диабазов, сопряженных с ними перемежающихся диабазовых даек, а также ассоциированных кремнистых осадков и гналокластики — определяется как ордовикский [Савельев, Самыгин, 1979; Язева, Бочкарев, 1984]; первые офиолитокластовые (серпентинитовые) песчаники появляются в разрезах войкарской зоны с уровня лудлова; ксенолиты пород офиолитов присутствуют в собском плагиогранит-диорит-тоналитовом комплексе с возрастом 400 ± 10 млн лет [Геохимия..., 1983]; офиолитокластовый аллотигенный хромшпинелид впервые появляется в песчаниках Уралтауской структурно-фациальной зоны в среднем девоне [Водолазский, Петров, 1976].

Радиологическое датирование показало следующие возрастные рубежи в эволюции офиолитов: а) верхний предел времени отделения вещества нижних ультрабазит-базитовых единиц ассоциации от недеплетированного вещества мантии (модельный возраст) $2,9 \cdot 10^3$ лет; б) по Rb—Sr-изохроне для габброидов — $1,5 \cdot 10^9$ лет (п. "а" и "б" — [Геохимия..., 1983]); самарий-неодимовый возраст гипергенных вторичных изменений в базитах ассоциации (397 ± 33 млн лет), аналогичный возрасту офиолитов Кемпирсайского массива на южном Урале [Lowrence, Wasserburg, 1984].

В отношении строения разреза офиолитов показано, что он включает в себя три разновозрастные группы пород. Ранняя группа примерно соответствует выделяемому комплексу меланократового фундамента [Марков, 1975; Тектоника Северной Евразии, 1980]. Он объединяет породы лерцолитовой, гарцбургит-дунит-пироксенитовой (жильной) и дунит-верлит-троктолит-клинопироксенит-габброноритовой формаций. Поздняя объединяет подушечные и массивные диабазы, сопряженные с ними рои перемежающихся параллельных диабазовых и габбро-диабазовых даек, а также силлообразные интрузии габбро-оливиновых габбро и такситовых амфиболовых габбро. Этот комплекс примыкает с востока к разрезам первого и перекрывается им в зоне сопряжения. Метаморфогенная (наиболее поздняя) группа объединяет метаморфические породы, образованные по офиолитам обеих групп и включает в себя серии пород нескольких этапов преобразования: начального — лизардитовые серпентиниты ранней массовой петельчатой серпентинизации ультрабазитов и анортит-тремолитовые породы по норитам и габброноритам (породы последней серии встречаются только в восточном обрамлении раннего ультрабазит-базитового комплекса и пространственно ассоциированы с полосой базальтов, параллельных даек позднего комплекса офиолитов); реоморфического (прогрессивного приразломного зонального метаморфизма повышенных давлений) этапа — десерпентинизированные (рекристаллизованные) дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, амфилизированные ультрабазиты, оливин-антигоритовые породы и антигоритовые сланцы — по ультрабазитам с ранней петельчатой серпентинизацией; позднего этапа — черные хризотилитовые серпентиниты и хризотилитовые бластомилониты аллохтонной серпентинизации по всем ранее образованным породам. В обрамляющих офиолитовых габброидах эти зоны непосредственно продолжают приразломными зонами бластомилонитовых габбро-амфиболитов с телами плагиогранитов и плагиогранит-тоналитовых магматитов [Савельева, Шляхова, 1970; Савельев, Савельева, 1977; Путеводитель..., 1978; Язева, Бочкарев, 1984; и др.]. Часть тел плагиогранитов из габбро-амфиболитов, подстилающих ультрабазиты с запада, внедрена в ультраосновные породы, и связанные с этими плагиогранитами штокверки. Флогопитовые

плагноклазиты, возникающие на контакте плагногранитов и ультрабазитов, имеют К—Аг радиологический возраст флогопита 405 млн лет [Морковкина, 1967; Савельева, Шляхова, 1970; и др.].

Геологические соотношения пород в офиолитах региона охарактеризованы во многих публикациях. Поэтому ограничусь изложением главных моментов [Савельев, Савельева, 1977; 1980; Геохимия..., 1983; Савельев, 1983а; Путеводитель..., 1978; Савельева, 1987].

Более 80% объема пород дометаморфических (собственно офиолитовых) формаций слагает ранняя группа пород. Ядро этой группы слагают породы гарцбургитовой серии — однородные или полосчатые (с неравномерным распределением энстатита). Показано, что среди гарцбургитов сохранились относительно небольшие участки, сложенные лерцолитами, которые представляют остаточные продукты деплетированного мантийного вещества, подвергшегося преобразованию в гарцбургиты. Показано также, что среди Уральских офиолитовых разрезов гарцбургитовые массивы полярно-уральского сектора представляют тип наиболее длительно протекавшего и глубоко зашедшего деплетирования вещества верхней мантии [Савельева, 1987; и др.].

Деформационные рисунки полосчатости гарцбургитов очерчивают систему нескольких поколений складок вязкого течения [Щербаков, 1983]. Складки имеют форму сигмоид левого вращения с шарнирами, круто наклоненными (более 60°) к северо-востоку, и субвертикальными осевыми поверхностями, субпараллельными краю платформы. Восточные крылья складок имеют крутые, субвертикальные падения, а западные — более пологие, до субгоризонтальных (до 10° и менее), с явно выраженным многостадийным течением пород в юго-западных румбах.

Внутренняя структура тел гарцбургитов на участках их наиболее высокотемпературных (более 1000—900°C) пластических деформаций (в шарнирах складок, на крыльях флексур и т.п.): располагаются с полосчатостью и(или) секущие жилы (рои, штокверки) дунит-хромит-пироксенит (энстатиты, вебстериты, диопсидиты)-меланогаббрового состава [Савельева и др., 1980]. Показано, что эти жилы являются комплементарными гарцбургитам продуктами деплетирования лерцолитов, среди которых хромиты и дуниты — предельные реститы, а пироксенит-меланогабброидные жилы — мобилизаты [Савельева, 1987]. Показано также, что высокотемпературные и многоактивные пластические деформации вмещающих гарцбургитов и вмещаемых жил реализовывались в ходе дифференцированных латеральных движений; в современной структуре эти деформационные рисунки ориентированы конформно краю платформы [Савельев, Савельева, 1980]. Эти зоны ориентированы либо субвертикально, либо круто наклонены к северо-востоку и расположены одна к другой в системе левого эшелона. Они также имеют в плане форму сигмоид и делят поля гарцбургитов на субвертикальные линзовидные блоки, расположенные один относительно другого в системе левого сдвига. Общий рисунок их размещения аналогичен тому, который возникает при простом сдвиге в некомпетентном пласте: ограничивающие зоны наиболее интенсивных пластических деформаций соединяются пронизывающими пласт эшелонированными трещинами сигмоидной конфигурации. Обладая поздним возрастом относительно складок вязкого течения в гарцбургитах и вместе с тем наследуя их план деформаций, зоны пластического течения характеризуют последовательно развивавшуюся картину латеральных дифференцированных движений вещества верхней мантии, ориентированных вдоль края раннепалеозойской платформы. Наблюдаемые рисунки левого сдвига в сохранившихся деформационных структурах отражают относительное смещение западной (приплатформенной) области в южных румбах, а восточной (периокеанической) — в северных (в современных координатах).

В полярно-уральских офиолитовых массивах центральное ядро гарцбургитов пронизано в периферии зонами развития дунитов и ассоциированных дунит-пироксенитовых жил. В крае гарцбургитовое ядро окаймлено прерывистыми и

эшелонированно расположенными зонами пород дунит-троктолит-верлит-пироксенит-габбро-норитовой серии. Завершение крупномасштабной геологической съемки южного фланга Войкаро-Сыньинского массива показало, что там гарцбургитовое ядро расчленено от западного до восточного контактов на линзовидные блоки системой косесекущих крутопадающих зон пород дунит-пироксенит-габброидной серии с левым сигмоидным рисунком размещения, обусловленным сдвиговыми деформациями. В сечении таких зон дуниты располагаются по краю и непосредственно примыкают к вмещающим гарцбургитам, габброиды занимают центральную часть, а верлиты и пироксениты занимают промежуточное положение.

В периферии гарцбургитовых ядер, между участками с наибольшей мощностью пород дунит-пироксенит-габброидной серии габброиды этой же серии перескают такую зональность своими контактами и часто проникают глубоко в поля гарцбургитов. На участках соприкосновения с гарцбургитами габброиды насыщены многочисленными, угловатыми и беспорядочно ориентированными блоками (ксенолитами и провисами кровли) пород дунит-гарцбургитовой серии с наложенной полевошпатизацией [Путеводитель..., 1978]. В породах этой серии постоянно наблюдаются сложные деформационные структуры многих поколений, состав и соотношения ее пород отражают многоактные внедрения габброидных магм в гарцбургиты вдоль тектонических швов и многоактные высокотемпературные синмагматические деформации, бластомилонитизацию и аутометасоматоз, возникающие в такого рода процессе тектономагматического перемешивания. Многократно подчеркивалось, что наблюдаемые здесь структурные рисунки высокотемпературных деформаций являются конформными тем, что наблюдаются в гарцбургитах центральных ядер.

Из имеющихся данных по эволюции вещества и структур этих тектонитов складывается представление о их формировании несколькими последовательными и взаимосвязанными процессами: вязко-пластичными высокотемпературными деформациями вещества верхней мантии; дифференциацией лерцолитов на реститы (дунит, гарцбургит, хромит) и мобилизаты (пироксениты, габброиды); концентрацией габброидного мобилизата в зонах разверзания между дифференцированно смещавшимися блоками; последующим перемещением базальтоидного мобилизата (габброидных масс) вдоль тектонических швов к земной поверхности, которое сопровождалось частичным физико-химическим взаимодействием расплавов с разноразмерными вмещающими лерцолит-гарцбургитами [Савельев, 1983; Савельева, 1987].

Характерные для мантийных тектонитов оливин-(гиперстен)-плаггиоклазовая минеральная ассоциация, высокие температуры ранних деформаций пород (более 900—1000°С), толеитовые тренды химической дифференциации ультрабазитов и кристаллизации базальтоидного мобилизата — все это отражает условия высокого стояния верхней мантии (на глубинах не более 30 км по современным термобароградиентам) на этапах, предшествовавших появлению мантийных тектонитов в структуре коры.

Рубежом в вещественной эволюции ранней группы пород в ультрабазитах является ранняя массовая петельчатая серпентинизация (в ходе которой не деформируются ни их текстура, ни структура), а в габброидах (норитах, габбро-норитах) — замещение пироксен-лабрадоровых ассоциаций ассоциацией анортит-тремолит-актинолитовой [Савельев, Савельева, 1977]. Ранняя серпентинизация, варьируя количественно от места к месту, охватила практически всю массу ультрабазитов независимо от ее пространственного размещения. Преобразованные габброиды находятся только в восточном обрамлении ультрабазитов, в основании вулканогенной части разреза офиолитов. Учитывая данные о поверхностном источнике воды для ранней серпентинизации [Геохимия..., 1983], можно думать, что она связана с декомпрессией мантийных тектонитов, обусловленной их пассивным выведением на земную поверхность (аэральную или подводную).

Поздние формации офиолитов включают в районе недифференцированную толеитовую серию диабазовых массивных и подушечных лав с подчиненными ассоциированными силицитами и гиалокластикой, а также сопряженные с лавами рои диабазовых и габбро-диабазовых даек и крупных силлов оливиновых, диопсидовых или такситовых амфиболовых габбро [Язева, 1978; Путеводитель..., 1978; Язева, Бочкарев, 1984].

Пространственно толщи этих пород размещаются только в восточнее полосы распространения мантийных тектонитов, структурно выше анортит-тремолитовых габбро и стратиграфически ниже силурийско-девонских островодужных вулканогенно-терригенных толщ. Дайки пород этой группы формаций прорывают и содержат в ксенолитах и междайковых пространствах ультрабазиты с ранней массовой серпентинизацией и анортит-тремолитовые габбро.

В канонической схеме формирования офиолитов ее поздние вулканоплутонические формации тесно увязаны с ранними формациями постепенным переходом [Колман, 1979]. В структуре полярноуральских офиолитов рои диабазовых даек глубоко проникают в поля развития пород дунит-пироксенит-габброидной серии, часто приурочены к зонам сдвигания ее разрезов и имеют на контакте с ее породами закалочные зоны. Таким образом, в офиолитах района, так же как и в офиолитах Монголии, между формированием ранней и поздней групп пород существует временной перерыв. Прямые оценки глубины этого перерыва в офиолитовых разрезах раннего палеозоя отсутствуют. Если поздние вулканоплутонические офиолитовые формации коррелируются с позднекембрийскими—раннеордовикскими изменениями базальтов в области форланда, то не исключено, что ранний комплекс войкарских офиолитов соответствует по возрасту дезинтегрированным офиолитам в салаирских (доверхнекембрийских) складчатых структурах перикратонной области (в массивах Енганэпэ и Манитаньрд).

Наложенные (реоморфические) формации образованы по всем породам офиолитовой ассоциации и, как показано ранее [Савельев, Савельева, 1977; Путеводитель..., 1978; Ленных, 1981; и др.], тесно связаны с зонами структурного сдвигания офиолитовых разрезов. Преобразования пород в зонах сдвигания охватывают очень широкий диапазон метаморфических преобразований: по базитам — от двупироксен-плагноклазовых (с новообразованной шпинелью) кристаллосланцев гранулитовой фации через (диопсид)-гранатовые, плагноклазовые и эпидот-цоизитовые амфиболиты к гранат-глаукофан-хлормеланитовым, эпидот-кросситовым, лавсонитовым и зеленым сланцам; по ультрабазитам — от десерпентинизированных (рекристаллизованных) лерцолитов и дунитов через амфибол-оливиновые и тальк-оливиновые сланцы к оливин-антигоритовым породам и далее к поздним аллохтонным гамма-хризотилитовым серпентинитам.

Тесно связанный по времени со сдвиганием, скучиванием и реоморфизмом офиолитовых разрезов комплекс плагногранит-диорит-тоналитового состава формировался на рубеже 400 ± 10 млн лет (граница силура—девона), с которым связано начало формирования островодужных вулканических серий в пределах Войкарской (Магнитогорской) зоны и максимум погружений в пределах окраинной (перикратонной) Лемвинской впадины.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТАНОВЛЕНИЯ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ОСАДОЧНЫХ И УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

ОБЩЕЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

За последние годы прежде литолого-формационное понятие офиолитовой ассоциации Г. Штейнмана расширилось и стало использоваться большинством исследователей после работ Р. Дитца, В.Е. Хаина, А.В. Пейве и др. как индикатор коры акваторий с океаническим типом разреза и как важный тектонотипический репер при решении многих задач сравнительной геологии.

Накопленный опыт картирования и анализа формационного состава офиолитов показал, что, во-первых, состав и строение их разрезов заметно меняются от места к месту [Колман, 1979; Coleman, 1984; Miyashiro, 1975] и, во-вторых, в современном океане, в его периферии, а также в их палеоаналогах [Тектоника..., 1977; Тектоника..., 1980; и др.] офиолиты сменяются по латерали и вверх по разрезу ассоциациями других тектонотипических обстановок. В ряде неофиолитовых ассоциаций специфические осадочные формации прослоены парагенными вулканическими и(или) плутоническими ультрабазит-базитовыми формациями (по: [Херасков, 1952; Кузнецов, 1964]).

Существующая типизация ультрабазит-базитовых формаций опирается главным образом на петрологический состав, не затрагивая их парагенезисов с осадками и их тектонической позиции. Это порождает трудности в решении многих геологических задач, поскольку породы, близкие по петрографическому и химическому составу, часто образуют схожие ультрабазит-базитовые формации в структуре подвижных и стабилизированных областей [Thayer, 1960]. Вещественно-структурные характеристики этих формаций развиты к настоящему времени очень глубоко и продолжают обогащаться всеми технически доступными методами. Развиты и продолжают развиваться и знания об общей геологической эволюции областей, в которых располагаются ультрабазит-базитовые формации. Вместе с тем работ по системно-эволюционной увязке материалов обоих направлений существует мало и посвящены они отдельным вопросам или небольшим районам.

Не затрагивая многое из того, как формировались представления об основных закономерностях становления ультрабазит-базитовых формаций, кратко приведу лишь главные и наиболее полно развитые из них.

С 1960 г. в зарубежной и отечественной литературе после работ Т. Тайера [Thayer, 1960] утвердилось представление о принадлежности ультрабазит-базитовых интрузивных пород к двум типам комплексов, становление которых происходит в двух поляризованных геотектонических режимах. Один из них — режим стратиформных интрузий — связан с режимом стабилизированных областей, другой —

альпинотипный [Benson, 1926] — с развитием подвижных поясов. Ф. Тернер и Дж. Ферхуген [1961] раскрыли важные генетические стороны формирования этих комплексов. Они подкрепили представление [Elsasser, 1963] о связи выплавления базальтоидных магм с дифференцированными движениями мантийного вещества и о фракционном его разделении на рестит и мобилизат. Они указали, что в подвижных поясах ультрабазит-базитовые комплексы либо находятся как массивы первичных интрузий магм, либо вовлечены в структуру в твердом состоянии повторными тектоническими движениями. Позднее обе группы комплексов А.Л. Книппер [1969] выделил соответственно как до- и складчатые, а среди последних выделил повторно перемещенные блоки серпентинитов, назвав их протрузиями [Книппер, Костянян, 1964].

В 1964 г. Ю.А. Кузнецов впервые классифицировал магматические формации по их связи с геосинклинальным и орогенным этапами развития подвижных зон, а также с устойчивыми областями. Каждый из выделенных типов режима в этой классификации получил характеристику списками вулканоплутонических формаций, и в том числе ультрабазит-базитовых. Среди последних в подвижных областях выделены собственно гипербазитовая и целый ряд дифференцированных ультрабазит-базит-гранитоидных формаций.

Дополнила эту классификацию монография под общей редакцией П. Вилли [Willie, 1967], в которой выделялись: расслоенные интрузии, концентрически зональные массивы (аляскинский тип, [Noble, Taylor, 1960; Taylor, 1967]), альпинотипная офиолитовая ассоциация [Steinman, 1906], ассоциация ультрабазит-базитовых и кислых пород (о-в Скай), ассоциация ультрабазит-базитовых и щелочных пород в кольцевых платформенных массивах, кимберлиты, включения в щелочных базальтах, ультраосновные лавы в подвижных поясах докембрия.

В 1969 г. Ден Текс [Den Tex, 1969] выделил из состава альпинотипной офиолитовой ассоциации перидотитовые массивы "корневых зон" выведения на поверхность в подвижных поясах мантийного материала — "высокотемпературных" перидотитов Д. Грина [Green, 1967]. В собственно офиолитовой ассоциации им оставлена ассоциация Г. Штейнмана, слагающая аллохтонные массивы в складчатых областях.

Эти исследования подготовили обоснование кардинального положения. Его идея была наиболее полно сформулирована А.В. Пейве [1969] и состоит в том, что офиолитовая ассоциация представляет набор пород коры ложа акваторий океанического типа.

В 1972 г. представления Ден Текса были модифицированы [Jackson, Thayer, 1972; Nicolas, Jackson, 1972]. Массивы корневых зон были отнесены к лерцолитовым, а офиолитовые — к гарцбургитовым. Первые увязаны с выведением на поверхность насыщенной базальтоидным материалом (недеплетированной) мантии, подстилающей континентальную кору, вторые — с истощенной (деплетированной) мантией, подстилающей океанические центры спрединга.

В 1973 г. К. Мюррей [Murrey, 1973] показал пространственную ассоциацию массивов аляскинского типа с корнями андезитовых вулканических комплексов, а вскоре такие связи были показаны на Урале [Каретин, 1976, 1980]. Чуть позже была предложена геотектоническая интерпретация обстановок становления и различные типы разрезов офиолитовой ассоциации [Miyashiro, 1975]. Выделив три типа вулканогенных серий в ее составе (I — известково-щелочные + толеитовые, II — толеитовые, III — толеитовые + щелочные), А. Миясиро указал на примере современных океанов место формирования таких типов: активные континентальные окраины и зрелые островные дуги (I тип), незрелые и эмбриональные островные дуги (II и III типы), срединно-океанические хребты (II тип), океанические плиты (включая зоны трансформных разломов и области вулканических островов), а также окраинные моря (II и III типы). Дефектом этой классификации А. Миясиро является отнесение к офиолитам ассоциаций островных дуг и вулканических островов —

образований, отличных по тектоническому режиму формирования между собой и от центров спрединга. Показано вместе с тем, что центры спрединга окраинных морей также могут сопровождаться вулканитами второго типа [Шараськин и др., 1980], а с островными дугами связана характерная марианит-бонинитовая серия вулканитов [Добрецов и др., 1980].

Предложенный петрологический подход значительно расширил возможности атрибутирования тех или иных типов офиолитовых разрезов в складчатых поясах материков, но, как показала последовавшая практика, и этот подход оказался недостаточным. Оказалось, что во многих случаях близкие по составу базальтоиды ассоциированы с различными осадочными формациями. Актуальность исследований в этом направлении стала, таким образом, очевидной.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ

С целью преодоления таких трудностей в предыдущих разделах анализировались геологические условия нахождения вмещающих парагенных осадочных и вулканоплутонических ультрабазит-базитовых формаций в различных структурах древних платформ Лавразии и Южной Африки и их раннепалеозойского складчатого обрамления в пределах Урала и Центральной Азии. Эти парагенезы, возникавшие в интервале времени, превышающем 3 млрд лет, обладают и устойчивыми, и эволюционными сравнительными свойствами, которые можно проследить во времени.

Предпринятый анализ показал, что офиолиты объединяют обширную группу ассоциаций, но являются не единственными; существуют и другие, отличные от них. Они разнообразны и образуют между собой последовательные латеральные и вертикальные ряды типов парагенных ассоциаций осадочных и вулканоплутонических формаций (по: [Херасков, 1952; Кузнецов, 1964]). В каждом из таких типов состав парагенных ассоциаций варьирует по полноте включаемых формаций, но остается отчетливо обособленным для различных палеотектонических обстановок. Эта обособленность состава ассоциаций сохраняется в соседних и разобщенных районах, а также во всем архейско-раннепалеозойском интервале времени.

Океанический тип

Этот тип объединяет довольно однородную группу ассоциаций горных пород, которые в структуре фундамента древних платформ и их каледонского складчатого обрамления слагают наиболее древние образования и характеризуют начальные стадии геологического развития палеотектонических структур симатического ряда. В раннеархейских структурах Лавразии, Африки, Австралии толщи этих ассоциаций сохраняются в зеленокаменных поясах, между гранито-гнейсовыми куполами или их системами [Грачев, Федоровский, 1980], а основание их разрезов остается неизвестным. В структурах, образованных в позднем архее—раннем протерозое и позже эти ассоциации находятся в зонах, маркирующих тектонические швы или рифты внутри стабилизированных областей, но главным образом за внешним краем форланда стабилизированных областей.

Преобладают в разрезах этих ассоциаций ультрабазит-базитовые вулканоплутонические породы, в числе которых лавы недифференцированных или слабодифференцированных серий связаны с рассеянными подводными трещинными или щитовыми извержениями на обширных пространствах ложа акваторий океанического типа. Значительно меньшую, подчиненную часть разреза ассоциаций составляют осадочные силицитовые, железисто-силицитовые, углеродисто-сланцевые и карбонатные формации. Раннедокембрийские ассоциации существенно отличаются по составу от позднедокембрийских—раннепалеозойских.

Магматиты таких ассоциаций представлены среди архейских образований Каапвальского кратона в Южной Африке слабодифференцированными сериями

коматитит-толеитовой вулканоплутонической ассоциации группы Онвервайт. На Кольском полуострове это толеитовые вулканоплутонические ассоциации кольско-беломорской серии. К этому же типу ассоциаций принадлежат и нижние части разрезов зеленокаменных поясов Канадского щита и Австралии [Грачев, Федоровский, 1980].

В позднеархейских—раннепротерозойских образованиях Байкальской горной области (домугдинская, укучиктинская, нюрундуканская и муйская серии), Кольского полуострова (печенгская и варзугская серии) этот тип ассоциаций включает толеитовые и в подчиненном количестве коматититовые формации. В рифейско(?)—среднепалеозойских образованиях обрамления древних платформ среди них преобладают толеитовые вулканоплутонические формации, пикритовые — присутствуют в подчиненных количествах.

Вулканиды этих ассоциаций слагают обширные ареалы (регионы, провинции) трещинных или щитовых извержений недифференцированных или слабо дифференцированных серий в составе коматититовых, пикрит-базальтовых, базальтовых, андезит-базальтовых, спилит-диабазовых и редко базальт-риодацитовых формаций главным образом толеитовой группы малоглубинных выплавок, характеризующих высокое стояние подстилающей магмогенерирующей мантии. Прослаивающие их резко подчиненные парагенные карбонатные (доломитовая, известковистая), углеродисто-сланцевая, силицитовые (фтанитовая и яшмоидная) и тефроидная формации характеризуют пелагические обстановки накопления в условиях общего погружения коровой оболочки.

Плутоническим раннедокембрийским ультрабазит-базитовым формациям Сибири, Кольского полуострова, Южной Африки, Северной Америки и др. посвящены многие публикации. Их незыблемой и фундаментальной основой были и остаются наблюдения, показывающие, что массивы, сложенные этими формациями, имеют отчетливо выраженную оболочку из пород закалочной группы и ядро из различно дифференцированных серий пород с сохранившимися магматическими структурами кристаллизации расплава, сопровождаются экзоконтактовыми метаморфическими ореолами, в ненарушенных структурах независимо от формы тел они пересекают границы вмещающих толщ разного состава и возраста. На этом основании все известные ультрабазит-базитовые массивы в дорифейском фундаменте платформ рассматриваются как интрузивные, а их становление связывается только с внедрением магматических расплавов в структуру земной коры. Среди плутонических членов ассоциаций этого типа известны два семейства интрузий, которые непосредственно связаны переходами с вулканидами: силлы, отдельные дайки, их штокверки или параллельные рои пикритовой габбро-диорит-диабазовой, а также редкие некки диабаз-риодацитовых формаций; некки, силлы и штоки дунитов, верлитов, клинопироксенитов, оливниновых габбро и габбро, габбро-диоритов (такситовых амфиболовых габбро), габбро-диабазов, плагиогранит-диорит-сиенитов, а также дифференцированные интрузии дунит-троктолит-клинопироксенит-габбро-норит-габбрового состава. Перечисленные формации присутствуют в океанических ассоциациях всего рассмотренного возрастного диапазона — от архейских до раннепалеозойских — и являются в течение этого времени постоянными его членами.

В дорифейских структурах фундаментов древних платформ состав плутонитов в ассоциациях этого типа близок таковому в офиолитовой ассоциации Р. Коллмана [1979] и вместе с тем резко отличается от нее систематическим отсутствием ультрабазитовых высокотемпературных тектонитов (лерцолитов, гарцбургитов, дунитов) со структурами пластично-вязкого течения в твердом состоянии — формации, присущей основанию разрезв фанерозойских офиолитовых ассоциаций [Harper, 1985; и др.].

В позднедокембрийских—раннепалеозойских структурах обрамления древних Лавраийских платформ перечисленные выше осадочные, вулканогенные и

интрузивные формации слагают среднюю и верхнюю части разрезов (см. 54,а) ассоциаций океанического типа. Подстилают и зачастую слагают большую часть их разрезов ультрабазитовые мантийные тектониты. Общий состав таких разрезов характеризует офиолитовую ассоциацию в общепринятом понимании [Колман, 1979], но заметно меняется от места к месту.

Так, в Урало-Монгольской области, в неполных и сильно дезинтегрированных разрезах венд-раннекембрийских офиолитовых ассоциаций ультрабазитовые тектониты представлены небольшими развальцованными блоками дунитов и(или) гарцбургитов с разрывными ограничениями, многоэтапными наложенными структурными и регрессивными метаморфическими преобразованиями. Нижние габбронидные единицы офиолитов тут, как правило, отсутствуют. С ультрабазитами в тектонических пакетах пластин совмещены вулканогенные и(или) осадочные формации: базальтоидные вулканы, силициты (фтаниты и яшмоиды) и карбонаты [Беличенко, 1977; Пинус и др., 1984]. Наиболее ярко такие разрезы представлены в салаирских структурах Озерной, Дзабханской и Джидинской зон Монголии и Алтае-Саянской области сопредельной части СССР. Похожими по составу и строению являются разрезы мезозойских офиолитовых ассоциаций Лигурии, Малого Кавказа, в которых на размытую поверхность ультрабазитовых мантийных тектонитов с размывом ложатся пелагические осадки и базальтоидные лавы [Книппер, 1975; и др.].

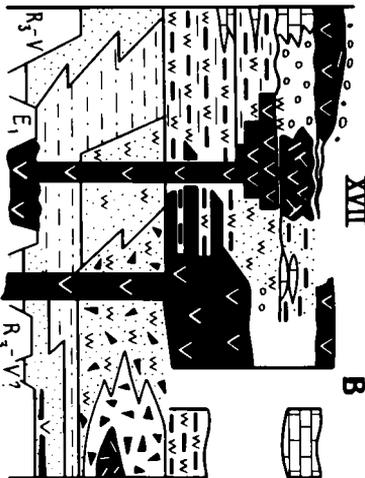
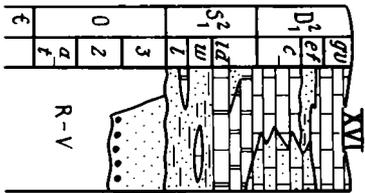
В структуре складчатого обрамления древних платформ Евразии ранние офиолитовые ассоциации находятся в аллохтонном залегании (тектонические пластины, их пакеты) среди деформированных толщ раннекаледонского палеошельфа в центральноазиатском обрамлении Сибирской платформы или континентального палеосклона на Урале и в Приуралье. Нигде они не известны в виде краевых аллохтонов среди раннекаледонских платформенных формаций.

В раннекаледонской структуре Уральской и Центральноазиатской секторов Урало-Монгольской подвижной области ясно выражена закономерность, общая для всех анализированных провинций: тектонически редуцированные и дезинтегрированные офиолитовые ассоциации, а также их осадочный детрит являются первыми поступлениями верхнемантийных ультрабазитовых тектонитов в структуру коровой оболочки за всю прослеженную геологическую историю.

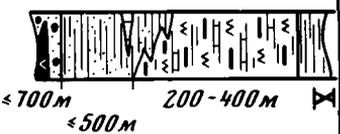
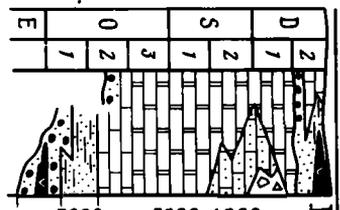
Позднекембрийские—раннеордовикские офиолитовые ассоциации в структурах Аппалачского, Северо-Норвежского, Уральского, Казахстанского и Тувино-Монгольского складчатых поясов, а также ордовикско-раннесилурийские Алтае-Саянского пояса представлены как редуцированными, так и канонически полными разрезами [Перфильев, 1979; Тектоника..., 1977; Тектоника Северной..., 1980; Williams, 1971; и др.]. Массивы раннепалеозойских офиолитов слагают в Лавразийских структурах протяженные пояса и порой обширные краевые офиолитовые аллохтоны (в том числе и на крае платформ), крупнейшие среди всех палеозойских; позднепалеозойские офиолитовые массивы представлены значительно реже и уступают раннепалеозойским по максимальным размерам.

Разрезы раннепалеозойских офиолитов являются наиболее ранними из тех, в которых проявлены вариации состава парагенных серий мантийных ультрабазитовых тектонитов и нижних кумулятивных ультрабазит-базитовых. Существование среди альпинотипных ультрабазитов лерцолитового и гарцбургитового подтипов было впервые сформулировано для мезозойско-кайнозойских формаций [Jackson, Thayer, 1972]. При этом лерцолитовые связывались с верхней мантией под континентальной корой, гарцбургитовые — с океаническими центрами спрединга — зонами активного деплетирования мантийного вещества базальтоидным материалом [Nicolas, Jackson, 1972].

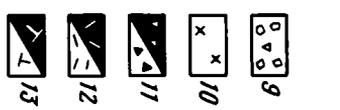
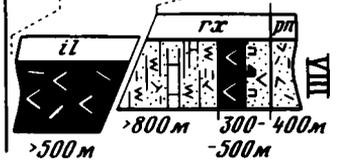
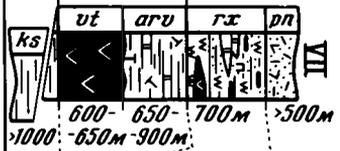
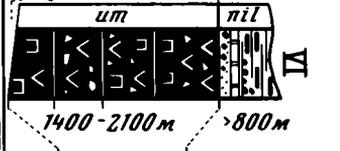
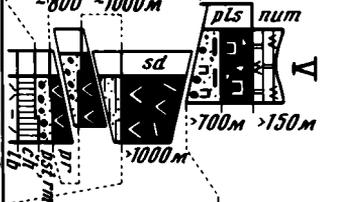
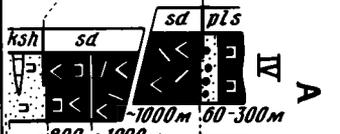
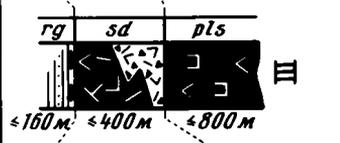
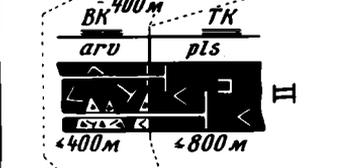
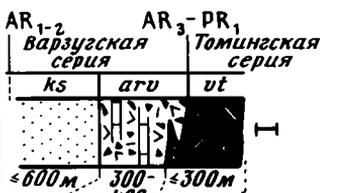
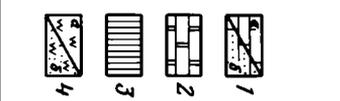
Последующие детальные исследования показали существование в офиолитах складчатых поясов континентов и ложа Океана обоих подтипов [Boudier, Nicolas, 1986]. С другой стороны, установлено наличие двух крайних разновидностей



gV									
2	1	2	1	2	1	2	1	2	1
D	D	D	D	D	D	D	D	D	D
5	1	3	1	2	1	3	1	2	1
0	2	0	2	0	2	0	2	0	2
€	€	€	€	€	€	€	€	€	€



2	1	2	1	2	1	2	1	2	1
D	D	D	D	D	D	D	D	D	D
0	2	0	2	0	2	0	2	0	2
€	€	€	€	€	€	€	€	€	€



разрезов, связанных между собой эволюционными переходами. В одной из разновидностей (лерцолитовой) породы лерцолитовой формации слагают преобладающую массу пород в ядре массивов, окруженных тонкой и прерывистой оболочкой пород дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенит-габброидной формаций (Нуралинский, Кракинский массивы на Урале; Лерц, Ланцо и другие в западном Средиземноморье; Тринити в Северной Америке и др.). В другой разновидности разрезов (гарцбургитовой) породы дунит-гарцбургитовой формации слагают ядро массивов, а реликтовые блоки лерцолитов содержатся среди них (Войкаро-Сыннинский, Кемпирсайский на Урале, Троодос, Анталья, Оман и др.). Дунит-гарцбургитовые ядра окаймлены по периферии или сохранившейся с одного края переменной по мощности (но всегда более мощной, чем в первой разновидности разрезов) оболочкой пород дунит-троктолит-клинопироксенит-верлит-габброидной формации.

Для мезозойских и кайнозойских офиолитов показано работами Г.Н. Савельевой и А.Л. Книппера, что лерцолитовые разрезы находятся в структурах с наименее интенсивной и короткой тектонической эволюцией (океанические плиты, Западно-Средиземноморский сегмент альпийского пояса), а гарцбургитовые — в структурах с наиболее длительной и напряженной тектонической эволюцией (перикокеанические области Пацифики, большая часть альпийского пояса и т.п.).

Близкие соотношения наблюдаются и для раннепалеозойских офиолитов в складчатом обрамлении платформ Лавразии. Так, на Урале лерцолитовые разрезы



Рис. 55. Стратиграфические разрезы (палинпастические реконструкции) эпиконтинентального (колонки IX—XI, XVI—XVIII) и окраинного (остальные колонки) типов комплексов осадочных вулканоплутонических ультрабазит-базитовых формаций

1 — известняки: мраморизованные шельфовые (а) и рифовые (б); 2 — доломиты; 3 — сиаллиты и метасиаллиты; 4 — силициты и метасилициты: фтаниты, яшмоиды (а), кремневые пеплы (б); 5 — углеродистые сланцы; 6 — глинистые и алевроглинистые сланцы; 7 — алевролиты (а) и песчаники (б); 8 — конгломераты (а) и олистостромы (б); 9 — карбонатные брекчи; 10 — интрузии гранитоидов; 11—18 — магматиты в составе комплексов изверженных (крап на черном поле) и осадочных (на светлом поле) пород: 11 — тефронды, 12 — риолиты, дациты, 13 — андезиты, 14 — базальтоиды различно дифференцированных серий, 15 — базальтоиды слабо- или недифференцированных серий, 16 — пикриты, бониниты, 17 — ультрабазит-базитовые плутолиты, их место в разрезе и радиологический возраст в млн лет, 18 — дайковые серии

Раннедокембрийский окраинный вулканический пояс Имандра-Варзугской зоны: (А): I—III — западное пересечение (Главный хребет): I — губа Кислая; II — гора Арваренч; III — оз. Имандра (северная часть); IV, V — восточное пересечение (по данным съемок М.Т. Клюева с сотрудниками, 1974 г.), а также по: [Гилярова, 1972; Козлов, 1973]; IV — истоки рек Пана, Малая Варзуга, V — водораздел рек Малая Варзуга—Стрельная; VI—VIII — центральное пересечение, (по данным съемок В.К. Соколовой, Е.В. Тавастшерна, 1963 г. и данным автора): VI — реки Юзия—Большая Варзуга, VII — Ингозеро; VIII — р. Пана. Раннеархейская кольцо-беломорская серия, свиты: lb — лебяжнская, sh — червуртская. Позднеархейско-раннепротерозойские серии: варзугская (свиты): gm — романовская, pst — песчово-тундровская, ksh — кукушинская, rg — рижгубская, ks — кислугубская, sd — сейдореченская, agv — арверенчская, vt — витегубская, um — умбинская, pr — пурначская, ilm — ильмозерская; томингская (свиты): pls — палисарская, gx — роуксинская, nil — нижнеильмозерская, num — нижнеумбинская, rp — панареченская. Плутонические комплексы (по: [Козлов, 1973]), парагенные варзугской серии: ВК — варзугский с дифференцированными и расчлененными интрузиями Главного хребта, Панских, Федоровых, Цагинских тундр, а также вочеламбинский и стрельненский комплексы (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, ортопироксениты, нориты, габбро-нориты, габбро-анортозиты, габбро, диабазы); парагенные томингской серии: ТК — томингский, соответствующий фромкинскому, миттриярвинскому, томингскому и тулпарвинскому комплексам (дуниты, верлиты, оливиновые и плагиоклазовые клинопироксениты, верлиты).

Раннепалеозойские континентальные (Б. Полярный Урал) и океаническая (В. Южный Урал, по: [Самыгин, 1980]) палеоокраины в структуре Урала. Структурно-фациальные зоны: IX — Елецкая, X — Лемвинская, XI — Центральноруальская, XII — Салатинская, XIII — Западно-Тагильская, XIV — Восточно-Тагильская, XV — Войкарская, XVI — Прибельская, XVII — Сакмарская, XVIII — Сакмарская, Эбетинская, XIX — Эбетинская, XX, XXI — Вознесенско-Халиловская, XXII — Тагильская (по: [Каретин, 1980]) XXIII — Таналык-Ирендыкская. ТПИ — комплекс Тагильских платиноносных дифференцированных интрузий

офиолитов известны там, где его герцинская структура примыкает к Башкирскому выступу карельского фундамента Восточно-Европейской платформы и частично перерабатывает его. Во всех других частях уральской структуры присутствуют гарцбургитовые разрезы, и находятся они среди толщ, которые накапливались в структурах, значительно удаленных от рифейского форланда платформы. Таким образом, в крае эпикарельских платформ — областях ранней стабилизации, сравнительно спокойного и малоконтрастного режима движений — обнажены фрагменты неглубоко деплетированной лерцолитовой мантии. Внутренним областям, более подвижным и контрастным по режиму движений, присущи гарцбургитовые разрезы, в которых мантийные тектониты представлены глубже деплетированной дунит-гарцбургитовой формацией пород, с более сложной структурно-вещественной эволюцией.

Сравнительные палеотектонические обстановки формирования, формационный состав и строение разрезов раннедокембрийских ассоциаций соответствуют в главных чертах составу и строению фанерозойских офиолитовых. Вместе с тем постоянные различия их заключаются в отсутствии в дорифейских ассоциациях характерных формаций — мантийных ультрабазитовых тектонитов лерцолит-гарцбургит-дунитового состава — и, наоборот, частой встречаемости в разрезах ультраосновных — пикритовых лав. Эти главные различия служат основанием для выделения дорифейских ассоциаций в самостоятельную подгруппу протоофиолитовых.

Устанавливаемое различие разновозрастных протоофиолитовой и офиолитовой подгрупп ассоциаций показывает, что на рубеже раннего протерозоя и рифея в структуре коровой оболочки впервые в ее геологической истории появляются мантийные высокотемпературные ультрабазитовые тектониты. Это позволяет сделать вывод, что только к рубежу раннего протерозоя и рифея эти тектониты вошли в состав разреза литосферного слоя.

Окраинный тип

Этот тип объединяет широкую и пеструю группу ассоциаций горных пород, которые характеризуют области формирования вулканических поясов (дуг) или их систем с извержениями центрального типа в зонах акреции и коллизии. В структурах древних платформ и их обрамления эти ассоциации располагаются стратиграфически выше: в складчатых поясах — выше океанических ассоциаций, в районах повторной тектономагматической активизации платформенных областей — выше части терригенно-карбонатных разрезов форланда или хинтерленда. В латеральных разрезах также ассоциации разделяют области синхронного формирования океанических, континентальных и океанических, платформенных ассоциаций (рис. 56).

В раннеархейских структурах Каапвальского кратона Южной Африки такие ассоциации (формации Кромберг и Сварткопир) венчают разрез протоофиолитовых формаций группы Онвервахт. Повторно они появляются (формация Шонгезихт) в верхней части терригенного разреза группы Фиг-Три. В сопредельном кратоне Зимбабве такие же ассоциации слагают разрез булавайской толщи. На Канадском щите они сохранились в обрамлении массива Стилутер и в части разрезов зеленокаменных поясов в провинциях Сьюпириор и Слейв, а также в Западной Австралии, выше протоофиолитовых ассоциаций.

В позднеархейских — раннепротерозойских структурах Байкальской горной области такие ассоциации представлены в разрезах рифтоподобных впадин в составе трогового комплекса (олондинская серия) в Кодаро-Удоканском районе, муйского комплекса (верхнекилянская, самокутская, уряхская толщи) Средне-витимского района и ряде других мест, где стратиграфически перекрывают толщи протоофиолитовых ассоциаций. В аналогичных Печенга-Имандра-Варзугских

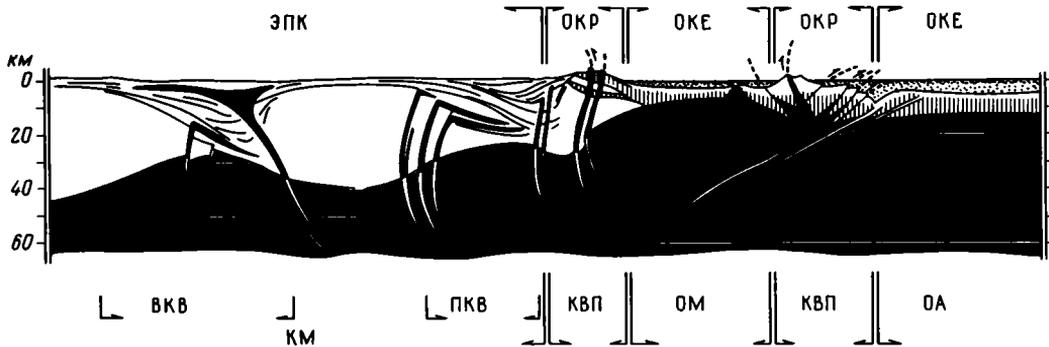


Рис. 56. Палеотектоническая схема размещения главных типов парагенных ассоциаций осадочных и вулканоплутонических ультрабазитбазитовых формаций в структуре древних платформ и их раннепалеозойского обрамления

1 — верхняя мантия; 2 — океаническая кора; 3 — континентальная кора

Типы ассоциаций: ЭПК — эпиконтинентальный, ОКР — окраинный, ОКЕ — океанический. Главные структурно-формационные комплексы: КМ — континентального массива, ВКВ — внутриконтинентальной впадины, ПКВ — периконтинентальной впадины, КВП — красного вулканического пояса, ОМ — окраинного моря, ОА — океанической абиссали

структурах Кольского полуострова те же ассоциации томингской и варзугской серий перекрывают протоофиолитовые ассоциации раннеархейской кольско-беломорской серии.

Положение позднекембрийских ассоциаций в структурах Северного и Полярного Приуралья (маньинская толща и их аналоги), Алтае-Саянской области, западной и северной Монголии (дзабханская, сархойская толщи и их аналоги) можно видеть на разрезах раннепалеозойских ассоциаций Урала на рис. 55. Ближе к платформе позднеордовикские формации вулканического пояса перекрывают конденсированный разрез позднекембрийско-раннеордовикских отложений континентального склона и накапливаются в пределах наложенного (Центрально-уральского) внешнего поднятия. Его фундамент слагают формации венд-раннекембрийского окраинно-океанического вулканического пояса (кокпельская толща и ее аналоги).

В следующих далее от платформы Салатимской (Вознесенско-Халиловской на Южном Урале) структурно-фациальных зон тефроидные и углеродисто-терригенные формации слагают разрезы задугового бассейна. Среди его деформированных толщ присутствуют фрагменты офиолитов, показывающие, что этот бассейн развивался на коре океанического типа. В наиболее удаленных от форланда Тагильской и Войкарской структурно-фациальных зонах (Таналык-Ирендыкской — на Южном Урале) ассоциации вулканического пояса (центральных вулканов, межвулканных депрессий, междуговых бассейнов) подстилаются или сменяются по латерали раннепалеозойской офиолитовой ассоциацией.

Корреляцией нижнепалеозойских разрезов из разных структурно-фациальных зон Урала и Центральной Азии показано, что в них возраст окраинных ассоциаций омолаживается к оси палеоокеана по мере удаления от края платформы в связи с зарождением новых и отмиранием старых поколений вулканических дуг [Коротеев, 1982; Перфильев, 1979; Самыгин, 1980; и др.]. В структуре таких дуг плутонические ультрабазит-базитовые формации окраинных ассоциаций тяготеют пространственно к тыловой части вулканических поясов или дуг, а также связаны во времени и по пространству с вулканоплутоническими конседиментационными структурами [Каретин, 1980].

В составе ассоциаций окраинного типа вулканогенные толщи чередуются с осадочными в разрезе и по латерали, те и другие обладают неустойчивыми

мощностями, протяженностью и составом. Для вулканитов характерно присутствие разноглубинных толеитовых и щелочных базальтоидов в переменных количествах среди контрастных, коротких и длинных дробно дифференцированных базальт-риодацитовых, базальт-андезит-(бонинит)-риодацитовых серий лав, агглютинатов и теффроидов мелководных и(или) субэзральных извержений центрального типа с обильной пирокластикой. Переслаивающиеся с вулканитами осадочные формации представлены турбидитными терригенными, вулканомитовыми и углеродистыми, часто силицитовыми (фтанитовой, яшмоидной), туфосилицитовыми, а также линзами карбонатов, эдафогенных и олистостромовых кластивов (карбонатных, офиолитовых и др.).

Плутонические формации прорывают подстилающие толщи протоофиолитовых или офиолитовых ассоциаций и частично осадочные и вулканогенные разрезы окраинных ассоциаций, но никогда не выходят за верхние стратиграфические пределы последних. Типичными представителями интрузивных массивов окраинных ассоциаций являются среди архейских Мюррей, Руивотер и другие в структуре зеленокаменных поясов Южной Африки, Стилуотер в Северной Америке, среди позднеархейско-раннепротерозойских — многочисленные массивы Печенгско-Варзугской зоны на Кольском полуострове, среди раннепалеозойских — многочисленные массивы Норвегии [Robins, Gardper, 1974], мажалькского комплекса и его аналогов в Алтае-Саянской и Тувино-Монгольской областях, среди среднепалеозойских — массивы Платиноносного пояса на Урале [Воробьева и др., 1962; и др.], а среди мезозойских — массивы аляскинского типа у южных берегов Аляски [Noble, Taylor, 1960; и др.].

В массивах окраинных ассоциаций преобладают породы трех формаций: а) дунит-верлит-троктолит-клинопироксенит-габбро-норит-габбро-диабазовая; б) дунит-гарцбургит-ортопироксенит-анортозит-габбро-норит-габбро-диабазовая; в) диорит-плагиогранит-сиенитовая. Наиболее распространены ассоциации первой и второй либо первой и третьей формации. Во многих массивах групп "а" и "б" наблюдается характерный конфокальный рисунок размещения пород или формаций разного состава, который может быть только намечен или выражен отчетливо. Породы разных формаций в нем размещены двояко: либо мафические в центре, а felsические по периферии, либо наоборот.

Даже беглый обзор этих массивов показывает, что среди них одинаково широко представлены хорошо дифференцированные расслоенные (Стилуотер Северной Америки, массивы Главного хребта, Панских, Цагинских, Федоровых и Сальных тундр на Кольском полуострове), слабо дифференцированные или недифференцированные. Неоднородность дифференциации меняется от массива к массиву в локальных группах и в региональных поясах интрузий. В переменчивости дифференцированности и размещения различных формаций внутри массивов (концентрически-зональные, расслоенные с ритмическими сериями, без них и т.п.) отражены фундаментальные свойства условий их становления: неустойчивость, высокие градиентность и переменчивость состава.

Эпиконтинентальный тип

Этот тип объединяет ассоциации, которые находятся в разрезах чехольного комплекса стабилизированных областей: на древних платформах — в зонах тектономагматической активизации пассивных окраин, во внутриконтинентальных грабенах и наложенных впадинах подстилаются, перекрываются и сменяются по латерали толщами платформенных отложений; в складчатых областях с завершившимся формированием континентальной коры [Тектоника..., 1980] перекрывают и сменяют по латерали ассоциации окраинного и океанического типов (см. рис. 56).

Вулканоплутонические, главным образом ультрабазит-базитовые формации,

составляют в эпиконтинентальных ассоциациях малую часть разрезов, резко преобладают в них осадочные формации — терригенные, карбонатные и кремнистые. Каждая из формаций в таких разрезах имеет умеренную латеральную устойчивость состава, однако мощность их подвержена значительным изменениям, общая мощность разрезов ассоциации 10—20 км.

В архейских структурах Каапвальского кратона (Африка) ассоциации этого типа завершают разрезы зеленокаменных поясов толщами Фиг-Три и Мудис (рис. 57). В позднеархейско-раннепротерозойских структурах Байкальской горной области, Кольского полуострова, Южной Африки и Северной Америки эти же ассоциации слагают разрезы, которые характеризуют несколько различные палеотектонические обстановки. Одна из них представлена в разрезах северо-западной части Канадского щита толщами Гурон, Эпуорт и Грейт-Слейв, окаймляющими область кеноранской стабилизации осадочными призмами форланда. Ко внутренним областям кратона они выклиниваются или сменяются платформенным чехлом (серия Гоулберн), а в сторону от него фациально замещающимися вулканогенно-терригенными и(или)вулканогенными формациями. Такое строение разрезов характеризует неосложненный профиль накопления форландовой призмы карбонатно-терригенных отложений в просто построенной пассивной материковой окраине.

Усложненная разновидность первой обстановки представлена в разрезах Кодаро-Удоканского и Олокитского районов Байкальской горной области, Трансваальской впадины в Южной Африке, в провинции Южной (серия Анимики) Канадского щита. Здесь толщи этих ассоциаций выполняют краевые конседиментационные впадины, которые отделены одна от другой и от внутренних частей прилегающего подвижного пояса конседиментационными поднятиями периферической части раннеархейского фундамента. Прямые сопряжения этих ассоциаций с толщами платформенного чехла наблюдаются в структурах провинции Южной (Канадский щит) и в северной части Патомского нагорья Байкальской горной области, где к выступам архейского фундамента со стороны прилегающего форланда заметно сокращаются мощности разрезов, редуцируется их циклическая структура с выпадением тонкозернистых единиц осадочных ритмов и заметным огрублением их крупнозернистых единиц.

Третья разновидность обстановок представлена в Средневитимском сегменте Байкальской горной области, где карбонатно-терригенные формации слагают прибортовые призмы осадков в Каралонской рифтогенной структуре и сопряженный чехольный комплекс небольшой внутренней Северо-Муйской глыбы. Они сменяются фациально к центральной части рифтогенного трога окраинными вулканогенно-терригенными, а затем протоофиолитовыми формациями и частично перекрывают их.

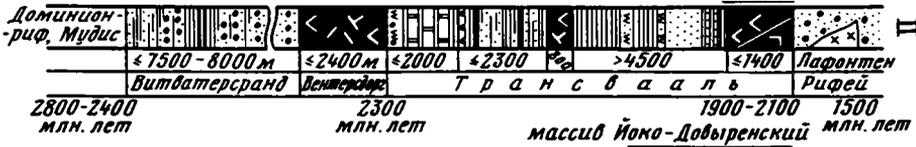
В рифейских и нижнепалеозойских структурах этот тип ассоциаций также представлен в различных структурно-фациальных обстановках. Их наиболее полные и мощные разрезы известны в призмах форланда, например юдомские разрезы в обрамлении Сибирской платформы и рифейско-вендские Восточно-Европейской [Семихатов, Серебряков, 1983; Стратотип..., 1983]. Входящие в состав ассоциации осадочные формации слагают толщи с устойчивым составом на больших пространствах, а наблюдаемые стратиграфические и структурные несогласия имеют минимальную глубину и выраженность.

Усложненный вариант таких палеобстановок представлен разрезами позднерифейско-вендских отложений в Южном и Полярном Приуралье, а также юдомско-раннекембрийских в южном обрамлении Сибирской платформы. Близкие структуры выполняют разрезы рифея в южном обрамлении Канадского щита [Семихатов, 1974]. Их характерной чертой является система перикратонных палеовпадин, отделенных одна от другой и от прилегавшего периекранического пространства конседиментационными поднятиями. Пример палеофациальных

массивы Рувотер,
Джемстаун



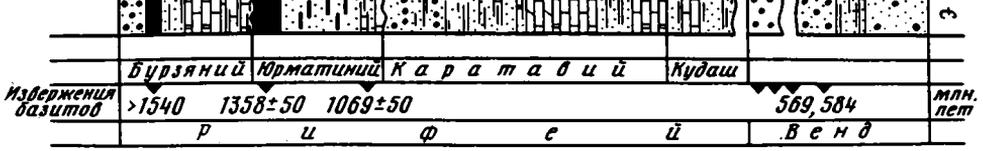
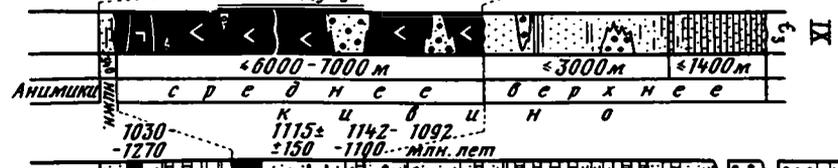
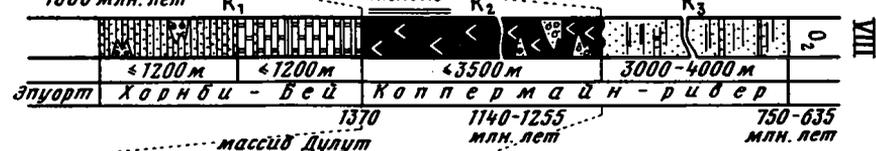
массив
Бушбельд



массив
Чинейский



массив
Маскок



обстановок этого времени можно видеть в Байкальской горной области [Беличенко, 1977], на Полярном Урале (Елецкая, Лемвинская и Уралтаусская зоны) и Южном Урале (Прибельская, Сакмарская, Эбетинская зоны). Здесь этот вариант обстановок развивался путем конседиментационного усложнения профиля рельефа в области форланда или прилегающего материкового склона в ходе дифференцированных движений фундамента [Руженцев, 1976; Самыгин, 1980; и др.].

Другие структурно-фациальные обстановки представлены полно и широко в рифейско-вендских разрезах внутриматериковых областей. Они характеризуются линзами карбонатно-терригенных формаций, выполняющими в приразломных зонах симметричные или асимметричные грабенные рифтогенные структуры. На Канадском щите их представляют нижнерифейские толщи Дубонт, Мартин, Атабаска, Хонби-Бей или их аналоги и среднерифейские толщи Коппермайн-Ривер, Кивино (см. рис. 57). На Восточно-Европейской платформе — это толщи нижнерифейских кидашской и кирпичинской серий Волно-Уральской области [Стратотип..., 1983], сморогдинская и троснянско-мамоновская толщи Воронежского массива [Штрейс и др., 1980]. Полнота разрезов этих толщ в глубь платформы сокращается, а глубина размывов и степень выраженности в них структурных несогласий нарастает. Показано на примере эволюции структур Волго-Уральской области, что в них раннебурзянские и раннеюрматинские толщи выполняют узкие приразломные грабены, а позднебурзянские и позднеюрматинские выполняют широкие конседиментационные мульды, перекрывающие эти грабены. Аналогичным образом в пределах Восточно-Европейской платформы размещаются ранне- и поздневендские, а также рифейские отложения в ряде западных и внутренних районов Канадского щита [Стратотип..., 1983; Семихатов, 1974; и др.].

Среди осадочных пород в эпиконтинентальном типе ассоциаций преобладают пестро- и красноцветные терригенные формации. В основном это песчаники, с которыми переслаиваются в переменных, но подчиненных количествах сланцы и конгломераты. В вещественном отношении это неустойчивое в вертикальном и латеральном разрезе чередование полимиктовых и мономиктовых, граувакковых и аренитовых кластитов с первично-монтмориллонитовым и(или) каолинистым глинистым цементом. Карбонаты представлены либо цементирующей примесью, либо обособливаются в виде линз, пропластков или толщ известняков и доломитов (часто мраморизованных). Непостоянными членами ассоциаций являются углеродисто-сланцевая, (углеродисто)-кремнисто-сланцевая и карбонатно-силикатная (переотложенных туфов) формации. Частое присутствие строматолитовых биогерм, а также характерные текстуры пород отражают условия мелководного и компенсированного осадконакопления.

Парагенные раннедокембрийским осадкам ультрабазит-базитовые магматиты либо переслаиваются с ними в виде недифференцированных базальтовых, андезитобазальтовых вулканитов переменной или повышенной щелочности (сыннырская толща в Олоkitском прогибе, формация Дальстром в Трансваальской впадине и т.п.), либо залегают среди них в виде дифференцированных конседиментационных интрузий (Седбери на Канадском щите, Руивотер, Джемстаун, Бушвелд

←
Рис. 57. Стратиграфические разрезы и положение в их парагенных вулканоплутонических ультрабазит-базитовых формаций в эпиконтинентальном типе ассоциаций

Условные обозначения см. на рис. 55

Стратиграфические разрезы: I — раннего архея Свазиленда (Южная Африка), II—VI — позднего архея—раннего протерозоя: II — Трансваала (Каапвальский кратон), III—VI — Байкальской горной области (прогибы): III — Олоkitский, IV — Патомский (Саталаско-Жуинская зона), V — Кодарский; VI — Удоканский; VII—X — рифей: VII—IX — Канадский щит: VII — залив Баттерст, VIII — р. Коппермайн, IX — оз. Верхнее, X — Средний Урал. Материалы к разрезам: I, II, VII—IX — по: [Семихатов, 1974], III — по: [Мануйлова, Зарубин, 1981], IV—VI — по: [Кориковский, Федоровский, 1980; Федоровский, 1985], X — по: [Стратотип рифея, 1983]

в кратоне Калахари, Чинейский, Йоко-Довыренский и Бирхинская группа в Байкальской горной области).

Позднедокембрийские магматиты этой группы представлены главным образом малоглубинными базальтоидными выплавками толеитовой группы [Кориневский, 1978; и др.]. В виде недифференцированных базальтовых, андезито-базальтовых или контрастных базальт-риолитовых вулканитов они переслаиваются с осадочными формациями (айская и тюрюшевская толщи бурзяния, машакская юрматиния, криволюкская и маньинская толщи кудаша-венда в Приуралье; толщи Кивино и Коппермайн-Ривер на Канадском щите и др.) или слагают конседиментационные интрузивные массивы. На Канадском щите их представляют крупные дифференцированные массивы Маскоккс, Дулут и др., а также многочисленные и протяженные рои даек диабазов и габбро-диабазов.

В Евразийских структурах аналоги таких лополитов не известны (возможно, Сарановский массив на Урале). Здесь находятся небольшие силы слабо- или недифференцированных массивов габбро-диабазов, а главным образом рои даек диабазов и габбро-диабазов.

Условие обнаженности и слабая изученность дайковых роек не позволяют детально анализировать кинематические обстановки их становления. Вместе с тем их эшелонированное размещение, субвертикальные падения и конформность конседиментационным структурам позволяют предполагать связь их становления с конседиментационными латеральными дифференцированными движениями коровой оболочки и подстилающей верхней мантии.

Основным свойством вещественного состава базальтоидов, ассоциированных с карбонатно-терригенными формациями, является принадлежность к малоглубинным толеитовым выплавкам. В областях со стабилизированным тектоническим режимом и по их периферии, и во внутренних районах состав базальтов варьирует от траппов до слабощелочных базальтов. В тесной связи с положением ассоциации находится и набор пород ультрабазит-базитового комплекса. В нем присутствует только дунит-гарцбургит-ортопироксенит-норит-габбро-норит-габбро-габбро-диабазовая группа, которая представлена в ненарушенных разрезах полностью или частично. Замечательны случаи изменения полноты ассоциации и ее разреза не только от интрузии к интрузии, но и от места к месту внутри-единой интрузии, как это можно видеть в Бушвельдском массиве.

Обсуждавшиеся материалы показывают, что состав и строение разрезов хорошо известной офиолитовой ассоциации широко варьируют от места к месту и во времени, представляя, таким образом, не одну ассоциацию, а обширный тип ассоциаций. Этот тип является не единственным. С ним по латерали и в разрезе сосуществуют другие, такие же характерные и не менее многоликие типы парагенных ассоциаций.

Синтез материалов литологических, стратиграфических, тектонических и петрологических исследований по обсуждавшимся докембрийским и раннепалеозойским парагенным ассоциациям в фундаменте древних платформ и их складчатом обрамлении позволяет утверждать следующее.

В геологическом прошлом становление ультрабазит-базитовых формаций реализовалось близкоодновременно в существенно различных палеотектонических обстановках рассеянного или концентрированного спрединга: а) ложа бассейнов с корой океанического типа (океанический тип ассоциаций с подтипами протоофиолитовым протогея и офиолитовым неогей); б) вулканических областей в зонах акреции и конвергенции на активных окраинах океанов и континентов (окраинный тип); в) рифтинга на пассивных окраинах и внутри континентов (эпиконтинентальный тип). В перечисленной последовательности ассоциации этих типов сменяются в стратиграфических разрезах по латерали и снизу вверх.

Появление в структуре древних стабилизированных областей базальтоидных, а также ультрабазит-базитовых магматитов связано с нарушением платфор-

менного режима и сопряжено с тектономагматической активизацией в определенной подвижной области. Выделенные в структуре древних платформ и их раннепалеозойского складчатого обрамления тектонические парагенные ассоциации осадочных и ультрабазит-базитовых формаций имеют свои аналоги в фанерозойских образованиях, со временем будут дополнены, но уже сейчас во многом расширяют возможности сравнительного геологического анализа и уточняют в соответствующей части классификацию Ю.А. Кузнецова [1964]. Эти типы парагенных ассоциаций хорошо выделяются уже на стадии полевых исследований и позволяют начать области возможного распространения различных ультрабазит-базитовых формаций с присущими им металлогеническими свойствами.

В варьирующих составах парагенных ассоциаций отражены сменяющиеся в коровой оболочке геологические обстановки извержений ультрабазит-базитовых пород — индикаторов условий термально-тектонической активности в подстилавшей литосфере и верхней мантии. Для сравнительного тектонического анализа состав парагенных ассоциаций является основой для обсуждения взаимодействий в системе кора—верхняя мантия, которые раскрывают подход к их оценке и для качественной палинспастической характеристики палеодинамики верхней мантии.

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ

В полных латеральных разрезах комплексы эпиконтинентального типа располагаются в едином ряду с комплексами окраинного и океанического типов. Это хорошо видно, например, в структуре ранних протерозоид северной и южной окраин Канадского щита, Байкальской горной области, где присутствуют практически их полные латеральные ряды. В них комплексы океанического и окраинного типов приурочены к наиболее активным частям подвижной области, а эпиконтинентального — наиболее приближены к консолидированной области.

Для позднепротерозойских отложений аналогичные латеральные ряды устанавливаются в системе хинтерленд-форланд приуральского обрамления Восточно-Европейской платформы. Проследить надежно этот ряд комплексов по латерали далеко внутрь с определенной подвижной области не удастся главным образом из-за неопределенности в стратиграфическом положении ряда толщ. Примерно в равной мере это касается всех рядов позднепротерозойских комплексов в рассмотренных районах. Изученность раннепалеозойских разрезов в обрамлении древних платформ является значительно лучшей, и в них довольно надежно прослеживаются полные латеральные ряды комплексов далеко в глубь перикокеанической зоны от края форланда.

В полярноуральском сегменте (см. рис. 55) на позднекембрийском—раннеордовикском уровне в едином латеральном ряду палеоструктур происходили извержения базальтоидов в области накопления: карбонатно-терригенной призмы осадков форланда (Елецкая зона), сланцевой призмы на континентальном склоне и его подножии (Лемвинская, Уралтауская и Салатимская зоны) и второго слоя офиолитов в периферии палеоокеанического бассейна (подвижной области).

На уровне среднего-верхнего ордовика базальтоидная магматическая активность вырождалась в пределах форланда и смещалась в область внешнего поднятия и периферической части палеоокеанического бассейна, где участвовала в формировании вулканогенно-терригенной и офиолитовой ассоциаций. В течение силурийского и раннедевонского времени эта активность продолжала смещаться в область активной палеоокеанической окраины, в которой базальтоиды дифференцированных серий формировали вулканогенно-терригенные ассоциации вулканических дуг на офиолитовом основании. На среднедевонском уровне новая вспышка тектономагматической активности выразилась одновременно извержением субщелочных базальтоидов в области внешнего поднятия (Уралтауская зона) и андезито-базальтов, андезитов в пределах вулканических дуг перикокеанической области.

В южноуральском сегменте [Самыгин, 1980] в течение позднекембрийско-ордовикского времени на одном латеральном уровне сосуществовали в краевой части форланда (восточная часть Сакмарской зоны) субщелочные базальтоиды в составе карбонатно-терригенной ассоциации (аркозы + известковистые аргиллиты кидрясовской свиты); в прилегающей части периокеанической зоны (Вознесенско-Халиловской, аналоге полярноуральской — Салатимской) — толеитовые базальтоиды в составе офиолитовой ассоциации. Существенным отличием эволюции этого сегмента от полярноуральского на последующих этапах здесь является то, что одновременно с миграцией базальтоидного магматизма от края платформы внутрь палеоокеанической области в течение ордовика, силура и до среднего девона происходила и частичная миграция извержений базальтоидов в направлении к области накопления форландовой призмы осадков. Миграция осуществлялась пульсационно, и при этом в едином латеральном ряду сосуществовали соответственно на окраине стабилизированной и подвижной области на раннесилурийском этапе ассоциации вулканогенно-терригенная окраинного и офиолитового типов; на позднесилурийском—раннедевонском — ассоциация вулканогенно-карбонатно-терригенная эпиконтинентального в Сакмарской и вулканогенно-терригенная окраинного типов (в Такалык-Ирендыкской и Магнитогорской зонах); на среднедевонском — аналогичный ряд ассоциаций. Материалы по южному обрамлению Сибирской платформы (Алтае-Саянская область, Северная Монголия) показывают, что и там прослеживаются аналогичные латеральные ряды комплексов.

В целом обсуждавшиеся материалы позволяют утверждать, что на рубеже докембрийского и раннепалеозойского этапов геологической эволюции (по меньшей мере в лавразийском ряду) платформ мантийная ультрабазит-базитовая активность под ними была подавлена вплоть до пермско-триасового времени. В течение этого периода она проявлялась главным образом в пределах подвижных областей, частично проникая в краевые зоны платформ.

РАЗМЕЩЕНИЕ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

Раннеархейские структуры в кратонах Зимбабве и Каапвальском Южной Африки, в провинциях Сьюпириор и Слейв в Северной Америке, в беломоридах Кольского полуострова ультрабазит-базитовые магматиты ассоциаций океанического (протоофиолитовые) и окраинного типов распространены на площадях во многие тысячи квадратных километров. На Кольском полуострове эти формации участвуют в разрезах толщ, слагающих практически непрерывные поля кольско-беломорской серии. В Южной Африке толщи Онвервахт, Фиг-Три и булавайская или в Северной Америке толщи Киватин и Тимискаминг образуют сетчатый рисунок зеленокаменных поясов, но распределены на обширных полях развития раннеархейских образований. Представление о первичной относительной равномерности их распределения основывается на том, что в полях гранито-гнейсовых комплексов, разделяющих зеленокаменные пояса, присутствует, по данным многочисленных публикаций, большое количество ксеногенных фрагментов зеленокаменных толщ, охваченных наложенными метаморфизмом и гранитизацией. Относительная равномерность первичного распределения дополняется близостью вещественного состава мафических магматитов, изверженных приблизительно в одно время при формировании ареалов.

Чередование в разрезах областей раннеархейских ареальных извержений многоярусных покровов лав с большой долей толеитов, прослоенных морскими осадками, и присутствие в структуре разрезов роев даек и силлов отражает обстановку рассеянных ареальных извержений трещинного или щитового типа в ложе акватории по механизму спрединга из малоглубинных очагов магмогенерации. В качестве очевидного следствия отсюда вытекает представление о формировании таких обстановок в коровой оболочке при условии тектономагматического

возбуждения подстилающей верхней мантии на пространствах, латеральные размеры и геометрия которых сопоставимы с размерами и геометрией ареалов магматизма в коровой оболочке.

В архейской структуре Каапвальского кратона после завершения ареальных извержений ультрабазит-базитовых магм в эпоху Онвервахт и накопления карбонатно-вулканогенных формаций Фиг-Три и Мудис обособился принципиально новый тип эвакуации ультрабазит-базитовых магм в коровую оболочку, который выражен формированием линейного пояса интрузий Руивотер, Джемстаун и подобных им. Наиболее широкое развитие линейные извержения приобрели в последующее время.

Позднеархейско-раннепротерозойские структуры дорифейских фундаментов древних платформ также содержат синхронные ареалы ультрабазит-базитовых магматитов, которые занимают несколько меньшие площади сравнительно с архейскими [Тектоника..., 1980; и др.]. В их разрезах наблюдаются новые стороны распределения интенсивности мафического магматизма.

В ранних протерозоидах Каапвальского кратона первое проявление базитового магматизма проявлено ареальными извержениями при накоплении серии Вентерсдорп. После их завершения и накопления мощной карбонатно-терригенной толщи в узкой линейной зоне происходило извержение базальтоидов формации Дальстром и внедрение вдоль конседиментационной флексуры интрузии Бушвельд.

Позднедокембрийско-раннепалеозойские структуры представляют широкий интервал геодинамических обстановок. В ходе их эволюции произошло значительное изменение пространственного размещения ультрабазит-базитовых формаций, которое приходится на позднерифейское время.

В структуре Восточно-Европейской платформы проявления ультрабазит-базитового магматизма приурочены к раннебурзянскому (нижнерифейскому), ранне- и позднеюрматинскому (среднерифейскому), а также вендскому уровням (см. рис. 57) структурной перестройки ее центральных и периферических седиментогенных областей. Важным в отношении ультрабазит-базитового магматизма являются два свойства его пространственного размещения: приуроченность к сетке линейных рифтогенных структур и пониживание всего тела платформы. Аналогичным образом размещаются ультрабазит-базитовые формации в рифейской структуре Канадского щита и Сибирской платформы [Тектоника..., 1980]. На примере Восточно-Европейской платформы можно видеть вместе с тем, что в течение последующего длительного времени, с позднего венда и до среднего палеозоя, ультрабазит-базитовый магматизм не проникал в тело платформы в сколько-нибудь значительных количествах, а развивался только в сопредельной подвижной области.

В уральском обрамлении Восточно-Европейской платформы, как видно из обсуждавшихся материалов, с кудаш-вендского и до среднедевонского времени активность ультрабазит-базитового магматизма последовательно смещалась от края платформы в сторону подвижной области и в глубь ее внутренних частей.

Содержание ультрабазит-базитовых магматитов в латеральных разрезах такого рода заметно сокращается от центральных к периферическим частям подвижной области и далее в глубь платформы.

В сравнительном размещении ареалов ультрабазит-базитового магматизма от этапа к этапу в анализированных геологических провинциях ясно выражена определенная тенденция. В течение рифея этот магматизм интенсивно развивался в подвижных областях, окаймлявших лавразийские платформы, и глубоко проникал в тело этих платформ в виде насыщенных ареалов. В среднем—позднем рифее и венде границы ареалов не удалялись в глубь платформ дальше их края, сокращалась их площадь и дробилась конфигурация. В течение нижнего и среднего палеозоя мантийный магматизм отступил внутрь подвижных областей, а конфигурация его ареалов со временем продолжала сокращаться и дробиться.

Отсюда, очевидно, следует, что к рубежу рифея и палеозоя приурочена консолидация значительных пространств верхней мантии под стабилизированными (континентальными) областями земной коры и что в течение нижнего и среднего палеозоя генерация ультрабазит-базитовых магм была локализована главным образом под областями коры с океаническим типом разреза или их окраинами.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ГЛАВНЫЕ СВОЙСТВА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК И РЕЖИМА СТАНОВЛЕНИЯ КОМПЛЕКСОВ

РЕЖИМ НАКОПЛЕНИЯ ПАРАГЕННЫХ ВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ

В структуре дорифейских разрезов парагенных ассоциаций окраинного и эпиконтинентального типов обособливаются седиментогенные ритмы, которые содержат трансгрессивные и регрессивные серии осадков. Наблюдаются разрезы с полными ритмами (трансгрессивный + регрессивный), но существуют разрезы и с оборванными ритмами, в которых присутствует последовательный ряд только однотипных регрессивных или трансгрессивных серий осадков. Многие рассмотренные разрезы в структурах разного возраста и местоположения показывают, что в ритмически построенных разрезах ультрабазит-базитовые вулканические и плутонические формации тесно ассоциированы с осадками трансгрессивных серий и обычно не встречаются среди толщ регрессивных серий.

Такая же закономерность выдерживается для разрезов рифейских и раннепалеозойских отложений (см. рис. 51, 57).

Рассмотренные примеры различных и разновозрастных структур показывают вместе с тем, что в разрезах трансгрессивных серий того или иного типа комплексов ультрабазит-базитовые формации присутствуют на одном или нескольких стратиграфических уровнях. Таким образом, можно говорить о том, что их извержение сопровождало пульсирующее заполнение осадками и углубление тех или иных структур прогибания, а также пульсирующую тектономагматическую активность подстилающей верхнемантийной очаговой области.

Проследивание разрезов рифейских и нижнепалеозойских отложений в латеральном ряду структур палеоматерик—окраина—палеоокеан или платформа—внутренняя рифтогенная впадина выявляет нарастание полноты разрезов от стабильной к сравнительно подвижной области, сокращение в этом направлении глубины размывов и степени выраженности структурных несогласий; нарастание в том же направлении содержания в разрезах изверженного ультрабазит-базитового материала и частоты его извержений, что хорошо видно, например, на раннепалеозойских разрезах уральского складчатого обрамления Восточно-Европейской платформы.

Тесная связь накопления парагенных ультрабазит-базитовых формаций с трансгрессивными сериями осадков, извержений верхнемантийных продуктов магматизма с прогибаниями коры и трансгрессиями морских вод на материке в фанерозойской истории Земли показаны и анализировались многими отечественными и зарубежными исследователями [Хаин, 1939; Понов, 1961; Понов и др., 1976; Уайз, 1978; Grabau, 1936; Schuchert, 1916; Schwan, 1980; Sloss, 1972, 1973; Stille, 1944; Termier, Termier, 1969; Vogt et al., 1969; Umbgrove, 1947; и др.]. Выявленная в докембрийских разрезах и показанная ранее в фанерозойских, связь этих явлений прослеживается, таким образом, в течение протозоя и неогена. Это позволяет сделать вывод, что связь поступления из верхней мантии ультрабазит-базитовых формаций в коровую оболочку с периодами ее погружений отражает фундаментальное свойство взаимодействий в системе кора—верхняя мантия.

Примеры раннепротерозойских структур Байкальской горной области, Южной

Африки и Северной Америки, рифейских структур Восточно-Европейской платформы и Канадского щита показывают, что пульсирующий режим извержения ультрабазит-базитовых формаций и отложения парагенных трансгрессивных серий протекает в условиях повышения контрастности конседиментационных движений в сопряженных палеоструктурах коровой оболочки (впадина—поднятие, континент—окраина—океан). Эта закономерность, выявленная для формирования докембрийских структур рассматриваемых регионов и хорошо известная в фанерозойском этапе развития, позволяет уяснить другое фундаментальное свойство взаимодействий коры и верхней мантии — многопорядковую пульсирующую неоднородность движений верхней мантии, отраженную в контрастных периодических движениях разных по размерам участков коровой оболочки.

В характерных структурах — раннепротерозойских перикратонных впадинах Байкальской горной области (Патомский, Олоkitский, Кодаро-Удоканский районы), Южной Африки (Трансваальская группа впадин), в рифейских рифтогенных грабенах Восточно-Европейской платформы и Канадского щита — выявлено, что в ходе контрастных конседиментационных движений заполнения этих структур осадочными толщами сопровождалось значительными погружениями (15—20 км) подошвы осадконакопления и извержением (или периодическими извержениями) магм. Среди изверженного материала преобладают или составляют существенную часть выплавки толентового ряда — продукты малоглубинных верхнемантийных очагов магмогенерации. Такие выплавки присутствуют как в основании, так и в верхах мощных разрезов осадочных толщ. Это показывает, что под коровой оболочкой, поверхность которой испытывает сравнительно длительные и крупноамплитудные погружения, одновременно существовали или периодически возникали малоглубинные (не глубже 6—8 килобарной границы, т.е. не глубже 30 км) верхнемантийные очаги магмогенерации. Это означает, что в текущих эпизодах активизации согласованных контрастных движений коровой оболочки и магмогенерирующих движений верхней мантии очаги магмогенерации оставались приближенными к поверхности осадконакопления за счет утонения (эрозии подошвы) литосферного слоя в надочаговой области.

КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ СТАНОВЛЕНИЯ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

В вопросе о пространстве для внедрения ультрабазит-базитовых магм давно установилось представление, согласно которому для формирования камеры с любой геометрией необходимо раздвигание вмещающих пород. В связи с развитием в последние десятилетия модели спрединга это представление модифицировалось, и формирование камер или транзитных каналов для ультрабазит-базитовых магм многие стали связывать с единственным механизмом — ортогональным общим растяжением вмещающих толщ на значительных пространствах геологических провинций или регионов. Такое представление не является единственным и противоречит наблюдениям, анализированным в предыдущих разделах.

Размещение ультрабазит-базитовых интрузий и даек протоофиолитов каралонской серии в Средневитимском сегменте Байкальской горной области показывает, что зоны проницаемости для магм формировались при латеральных дифференцированных (сдвиговых) движениях вмещающих толщ, т.е. в условиях латерального сдвига. Участие сдвиговых движений при внедрении и становлении ультрабазит-базитовых интрузий устанавливается для Олоkitского и Патомского сегментов Байкальской горной области; такими же движениями обусловлен рисунок рифтогенных структур, выполненных троговым комплексом в Кодаро-Удоканском сегменте. Специфические рисунки дифференцированных латеральных движений очерчиваются формой интрузий или их поясов в дорифейских структурах Печенгского, Имандра-Варзугского и ряда других районов Кольского по-

луострова. Проявлены они, как видно из приводившихся материалов, и при становлении Бушвельдского, Стилутерского и других интрузивных массивов в структурах докембрия в Южной Африке и Северной Америке.

Анализированные данные характеризуют дифференцированные движения обрамляющих толщ при внедрении магм и формировании рисунков размещения интрузивных массивов, те движения, которые происходили до главной складчатости, регионального метаморфизма и гранитизации. Часть имеющихся данных показывает вместе с тем, что на этапе главной складчатости синкinemатического метаморфизма и гранитизации формирующиеся рисунки деформаций, конфигурация метаморфических ореолов и полей гранитизации сохраняют конформность доскладчатым поясам базитового магматизма, ограничениям палеофациальных зон и таким образом показывают генеральную унаследованность ориентировки поля скоростей и деформаций в пределах геологических провинций на протяжении всего тектономагматического этапа эволюции.

Деформационные рисунки макро- и мезоструктур в окраинно-континентальных областях рассматриваемых регионов характеризуются эшелонированным размещением субгоризонтальных шарниров у складок ранних поколений и поверхностей разрывов конформно краю консолидированной области. Складки поздних поколений здесь имеют накопленные или субвертикальные шарниры, но их осевые поверхности и крылья остаются ориентированными в целом конформно краю платформы. В сопряженной подвижной области субгоризонтальные шарниры складок ранних поколений ориентированы либо круто под углом к краю платформы, либо организованы в дуговые виргации, выпуклость которых обращена по касательной к границе консолидированной области, а не ортогонально к ней. Наклонные и субвертикальные шарниры складок поздних поколений здесь ориентированы хаотичнее, однако их осевые поверхности также остаются в целом конформными границе платформы.

На примерах размещения ультрабазит-базитовых интрузивных массивов позднеархейско-раннепротерозойских поясов Байкало-Витимского в Байкальской горной области, Печенга-Варзугского и других на Кольском полуострове, раннекаледонских поясов Алтае-Саянской горной области ясно видно, что в разновозрастных областях формирования парагенных ассоциаций океанического, окраинного или эпиконтинентального типов эти массивы занимают эшелонированное положение в составе пояса. Удлинение массивов чаще всего совпадает с ориентировкой шарниров сининтрузивных поколений складок. Наиболее заметно проявлено эшелонированное размещение магмовыводящих каналов и промежуточных камер (интрузивных массивов) в линейных складчатых структурах, в арельных полях рассеянных извержений такое размещение остается до конца не раскрытым.

Форма наиболее полно охарактеризованных (геофизикой, бурением, в карьерах или хорошо обнаженных) интрузивных массивов ультрабазит-базитовых формаций бывает весьма разнообразной. На рассмотренных примерах видно, что многие массивы Байкало-Витимского (Йоко-Довыренский в Олокитском прогибе и др.), Печенгско-Варзугского (Главного хребта, Панских, Цагинских, Федоровских тундр и др.) и других поясов имеют лопастевидную форму интрузивной отливки, выполняющей разверзнутые полости в зонах разломов; близкими к ним по форме являются дайки, их рои или пояса; вместе с ними сосуществуют интрузивные отливки в шарнирах складок: одноярусные (Бушвельдский массив в Южной Африке, Маскокс, Седбери и Дулут в Северной Америке, Чинейский в Байкальской горной области) или многоярусные (тела в Сальных тундрах и Лоттинско-Нотозерском районе Кольского полуострова).

В целом следует констатировать, что все разнообразие геометрии интрузивных тел ультрабазит-базитовых формаций, будучи связано с локальными особенностями строения вмещающих толщ, определяется особенностями их движений на сининтрузивной стадии. Ориентировка деформационных рисунков в каждом из

анализированных разновозрастных районов показывает, что в течение докембрия—раннего палеозоя формирование локальных зон эвакуации ультрабазит-базитовых магм из верхнемантийных очагов генерации и формирование вмещающих структур в коровой оболочке было обусловлено в первую очередь латеральными дифференцированными движениями (сдвиговыми деформациями), в которых ортогональный раздвиг являлся одной из форм взаимосвязанных делатансионных деформаций, проявлялся локально и обеспечивал образование интрузивных камер или подводящих каналов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СТАНОВЛЕНИЯ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ В ДОКЕМБРИЙСКО-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЕ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ИХ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Многие дифференцированные ультрабазит-базитовые интрузивные массивы (Стилуотер, Дулут, Маскок в Северной Америке, Бушвелд и Великая Дайка в Южной Америке, массивы Главного хребта, Панских, Федоровых, Цагинских тундр на Кольском полуострове и др.) связываются с платформенным режимом развития вмещающих докембрийских структур. Такой же режим приписывается и условиям накопления вулканогенных толщ (траппов), находящихся в сосуществующих с этими интрузиями разрезах докембрийских структур древних платформ. Формирование этого представления уходит своими корнями в геологические исследования начала XX в., с которыми были связаны петрологические исследования крупных докембрийских массивов в структуре Канадского щита и кратона Калахари в Южной Африке. В значительной мере это представление было подкреплено петрологическими работами Т. Тайера [Thayer, 1960] и Л. Уэйджера, Г. Брауна (1970 г.) и устойчиво существует поныне, несмотря на то, что уже в сводке по магматическим формациям Ю.А. Кузнецов [1964] подчеркивал связь становления этих формаций с нарушением платформенного режима в периоды активизации тектонических движений консолидированных областей.

Охарактеризованные выше условия становления выделенных парагенезов осадочных и ультрабазит-базитовых формаций предоставляют возможность вернуться к обсуждению геодинамического режима, ответственного за формирование таких парагенезов в пределах докембрийских структур древних платформ. Ключевыми здесь являются состав и соотношения структурно-формационных комплексов раннеархейского, позднеархейско-раннепротерозойского и позднедокембрийского возраста.

При всей специфике условий формирования раннеархейских комплексов в их эволюции выделяются до- и орогенные стадии со своими характерными структурно-вещественными комплексами формаций. Отчетливо выражены в их эволюции стадии завершающей складчатости, метаморфизма, гранитизации, а также эпоха поздней пенеппенизации и размывов. Конечным результатом архейского этапа эволюции явилось создание обширных массивов консолидированной коры с большой мерой гранитизации: Центральнокольский и Мурманский массивы в структуре Балтийского щита, обширное кеноранское ядро Канадского щита, каапвальское ядро платформы Калахари, раннеархейского гранулитового комплекса Сибирской платформы и т.п.

В эволюции структуры этих и подобных областей становление ультрабазит-базитовых формаций в каждом случае происходило до этапа главной складчатости, метаморфизма и гранитизации и связано с накоплением до- или претерогенных групп осадочных формаций. Поэтому для таких структур не возникает сомнений в связи со становлением ультрабазит-базитовых формаций с доплатформенными режимами их эволюции.

В отношении позднеархейско-раннепротерозойских ассоциаций и входящих в их

состав ультрабазит-базитовых комплексов ответ на поставленный вопрос осложнен одним терминологическим затруднением. Заключается оно в том, что существующие характеристики формационного состава и строения разрезов, а также структурно-метаморфических преобразований позднеархейско-раннепротерозойских комплексов рассматриваются многими геологами в качестве свойств особого, "протоплатформенного" режима [Павловский, 1962, 1970; Павловский, Марков, 1963]. Ядром этого понятия, определяющего представления о некотором платформенном режиме, являются данные о карбонатно-терригенном составе разреза, его пространственной связи с областями архейской консолидации и налегания разрезов такого состава с размывом и несогласиями на архейский метаморфизованный, дислоцированный и гранитизированный фундамент. К числу особенностей протоплатформенного режима отнесены нехарактерные для древних и молодых платформ несравнимо высокие мощности отложений и их фаціальная неустойчивость, высокая насыщенность разрезов продуктами ультрабазит-базитового магматизма, нехарактерные — интенсивная складчатость, метаморфизм до амфиболитового уровня и гранитизация, т.е. комплекс явлений, присущих в фанерозойских структурах подвижным областям (их крайним и внутренним зонам).

Обращаясь к рассмотренным материалам, можно видеть, что в пределах Канадского щита ординарными свойствами платформенного чехольного комплекса обладают толщи серии Гоулберн (см. рис. 36, 52). Они с размывом и несогласием залегают на глубоко метаморфизованном кеноранском фундаменте северо-запада провинции Слейв, имеют карбонатно-терригенный состав и небольшую мощность осадков, которые слабо дислоцированы и не испытали наложенного метаморфизма и гранитизации. Аналогичным образом характеризуются разрезы толщи Грейт-Слейв, обрамляющие с юга и юго-запада кеноранский выступ провинции Слейв, а также северные разрезы гуронской толщи на южной периферии провинции Сьюпириор в районе города Кобальт. Платформенный режим накопления толщ в этих районах не вызывает сомнения и показывает, что области развития толщ с такими свойствами начали формироваться с позднеархейского—раннепротерозойского этапа. По свойствам режим их формирования не отличался от того, которым характеризуется становление таких же формаций в фанерозое.

По мере удаления от кеноранского выступа фундамента провинции Слейв видно (см. рис. 36), что толща Гоулберн сменяется в глубь провинции Бэр неустойчивыми фаціально и по мощности отложениями толщи Эпуорт. Быстро и резко нарастает мощность разреза, его состав обогащается базальтоидными вулканами, быстро нарастают и становятся интенсивными его дислоцированность, степень метаморфизма и гранитизации. Те же видоизменения испытывают разрезы толщи Грейт-Слейв и Гурон. Кроме того, выше толщи Грейт-Слейв, к югу от провинции Слейв и далеко в глубь провинции Черчилл, появляется в разрезах группа орогенных формаций Эт-Тен, Мартин и Дубонт. Такое строение разрезов может означать только то, что в этих районах в течение позднего архея—раннего протерозоя реализовались неплатформенные режимы эволюции.

Состав серии Анимики — возрастного аналога гуронских толщ, надстраиваемого по латерали еще более удаленные от кеноранского выступа разрезы позднего архея—раннего протерозоя, — ни составом разреза, ни мощностью формаций, ни изменчивостью их состава, ни степенью дислоцированности и метаморфизма, ничем уже не напоминает платформенный разрез и ближе всего стоит к некоторым разрезам складчатых областей фанерозоя. Важно отметить отсутствие каких-либо данных о наличии кеноранского фундамента под разрезами этого типа. Допущение его здесь требует специальных предположений и является сомнительным. Естественно, что при имеющихся объективных характеристиках перечисленные толщи всего латерального ряда характеризуют профиль

форландовой призмы осадков в области перехода от консолидированной к подвижной области.

В северном обрамлении Имандра-Варзугской зоны (Кольский полуостров) кольско-беломорская и варзугская серии разделены метасиллиитами червуртской, а также базальными конгломератами и песчаниками кукшинской, песчовотундровской и романовской свит (см. рис. 54). Эти образования фиксируют некоторый перерыв между становлением архейского кратонизированного фундамента и накоплением вулканогенных позднеархейско-раннепротерозойских толщ, формирование которых в неплатформенных условиях активного подвижного пояса очевидно.

В южном обрамлении Печенгской и Имандра-Варзугской зон, а также южнее Сальных тундр смена в разрезе вулканогенных кольско-беломорских толщ вулканитами варзугской осуществляется без видимых перерывов в осадконакоплении через кислугубские вулканогенно-сланцевые толщи. Присутствующие местами в этих разрезах горизонты переотложенных метасиллиитов не сопровождаются следами заметных перемылов (стратиграфическими несогласиями, груботерригенными пачками и т.п.), и являются, по-видимому, отголосками событий, зафиксированных в северных разрезах.

Сопоставление разрезов в северном и южном обрамлении показывает, что в Имандра-Варзугской зоне, как и на Канадском щите, они характеризуют фациальный переход между северной (кейвско-мурманской) областью накопления толщ форланда и южной (печенгско-варзугской) — активного вулканизма в подвижном поясе. Такое строение разрезов карелид не является локальной особенностью Кольского полуострова, а, как показано ранее [Штрейс и др., 1978, 1980а], присуще структуре карельских разрезов в обрамлении архейского ядра кратонизации и в Свеккокарельском сегменте Балтийского щита.

Показано в других публикациях, что в структурно-вещественной эволюции Балтийского щита прохождение главного этапа складчатости, формирование общерегионального ареала метаморфизма и гранитизации, т.е. становление главных комплексов — показателей формирования зрелой континентальной коры произошло к рубежу нижнего протерозоя и рифея. Таким образом, в истории формирования дорифейской структуры Балтийского щита в целом и Кольского полуострова в частности на карельском этапе эволюции унаследованно существовал режим подвижных областей, которые развивались на коре океанического типа [Штрейс и др., 1980б].

Обращаясь к структуре раннедокембрийских разрезов Байкальской горной области, в которых присутствуют вулканиты ареальных извержений муйского комплекса, можно утверждать, что внеплатформенный режим формирования их в магматически активной подвижной области очевиден. В сопредельных Кодаро-Удоканском и Патомском сегментах карбонатно-терригенные толщи ранних моласс окаймляют выступы раннеархейского гранулитового фундамента. Здесь же в основании разрезов карбонатно-терригенных толщ присутствуют линзы или горизонты высокоглиноземистых (силлиитовых) пород и груботерригенных пачек, что позволяет предполагать под ними как наличие раннеархейского стабилизированного фундамента, так и период его размыва. При таких свойствах залегания чехольного комплекса важными являются как накопление толщ значительной мощности (10—15 км и более), так и существование мощных разрезов рядом с резко сокращенными разрезами конседиментационных поднятий. Контрастные, значительные и быстро меняющиеся по пространству амплитуды конседиментационных дифференцированных вертикальных движений, реализованные в зоне перехода от активной подвижной области к области со стабилизированным фундаментом, трудно связывать с платформенным режимом. Их окраинно-континентальная природа здесь выступает достаточно ясно.

В разрезах раннепротерозойских толщ группы Трансвааль в Каапвальском

кратоне (см. рис. 57) каждая из серий (Витватерсранд, Вентерсдорп и Трансваальская) частично перекрывает с размывом одна другую и каждая с размывом перекрывает архейский стабилизированный фундамент. Вместе с тем обе нижние серии выполняют автономные разобщенные впадины, а трансваальская серия выполняет впадину, наложенную на обе предшествующие. Относительно пояса Лимпопо, развивавшегося в то же время, впадина Витватерсранд формировалась в наибольшем удалении, впадина Вентерсдорп значительно ближе, а впадина Трансвааль — непосредственно по его периферии. В том же направлении смещается и количественно нарастает со временем проявление базитового магматизма: редкие пропластки в серии Витватерсранд сменяются мощными толщами вулканитов серии Вентерсдорп и завершаются накоплением толщи Дальстром и становлением Бушвельдской интрузии в северном борту Трансваальской впадины. Венчающие этот разрез раннерифейские молассы Вотеберг слагают впадину, которая непосредственно соприкасается с поясом Лимпопо. Видимая, таким образом, последовательная миграция тектономагматической активности со временем из внутренних частей стабилизированной области в направлении подвижного пояса Лимпопо, синхронность внедрения значительных количеств базитовых магм пику термальной активности в этом поясе, конседиментационные и сининтрузивные дифференцированные движения значительной амплитуды — все это отражает локализацию и вырождение подвижной континентальной окраины в направлении отмирающего подвижного пояса Лимпопо и наращивание в этом направлении области со стабилизированным платформенным режимом.

Рассмотренные примеры показывают, что в ходе позднеархейско-раннепротерозойского этапа накопления терригенно-карбонатных толщ в центральных и периферических частях стабилизированных раннеархейских областей обособилось несколько различных геотектонических режимов. Один из них характеризуется платформенными формациями типа толщи Гоулберн, накапливающимися на раннеархейском консолидированном фундаменте. Отложение этих толщ не сопровождалось извержением конседиментационных ультрабазит-базитовых формаций и во всех проявлениях было аналогичным осадконакоплением в типичных платформенных областях неогей. Режим другого типа развивался по периферии раннеархейских стабилизированных областей. Он отражен накоплением в осадочных призмах форланда мощных карбонатно-терригенных толщ значительной и часто быстропеременной мощности, извержением конседиментационных ультрабазит-базитовых вулканических и плутонических формаций, переслаивающихся с этими осадками, развитием на поздних стадиях регионального метаморфизма высоких ступеней вплоть до выплавления гранитов. Как видно из анализированных материалов, с этим режимом было связано становление таких массивов, как Бушвельдский в Южной Африке, Седбери на Канадском щите, Чинейский в Байкальской горной области и т.п. В приведенных характеристиках этот режим во многих чертах соответствует режиму пассивных окраин фанерозоя, что можно видеть из его сравнения с примером раннепалеозойской Елецкой зоны на Полярном Урале.

Отчетливо обособился в это же время и третий тип геотектонического режима, который характеризуется формированием ассоциаций вулканических поясов окраинного типа и развивающийся в периферии подвижных областей, на их активных окраинах. Как видно из анализированных данных, с этим режимом тесно связано становление дифференцированных (часто расслоенных) массивов вроде тех, что находятся в структуре Главного хребта, Панских, Цагинских и Федоровых тундр на Кольском полуострове или подобных. Этот режим завершается проявлением ареального регионального метаморфизма, гранитизацией, главной складчатостью и накоплением орогенных формаций, за которыми следовало отложение рифейских платформенных чехлов.

Условия становления расслоенных интрузивных массивов Маскокс и Дулут, а также многочисленных дайковых роев габбро-диабазов в рифейской структуре

Канадского щита показывают, что на рифейском этапе эволюции древних платформ обособился еще один тип тектонического режима. Он связан с формированием рифтогенных грабенов в теле платформенной структуры, обусловлен ее существенными перестройками в зоне внедрения ультрабазит-базитовых магм и, стало быть, нарушением платформенного режима. Все анализированные случаи становления "платформенных" ультрабазит-базитовых формаций, как видно, тесно связаны либо с внеплатформенными геодинамическими режимами подвижных областей, либо с нарушением платформенного режима в ходе тектономагматической реактивизации отдельных участков или зон на платформах, но в платформенных условиях не происходили. Вместе с этим следует сказать, что с позднеархейско-раннепротерозойского времени в структурной эволюции Земли обособились все основные характерные геотектонические режимы: платформ, пассивных и активных окраин, подвижных областей, во многих чертах схожие с таковыми в фанерозое. В их проявлении и вертикальной направленности структурной эволюции анализированных областей отражено существование не специфической, "протоплатформенной" стадии эволюции, а секториальное наращивание ядер раннеархейской консолидации — явление, подробно охарактеризованное в фанерозойской истории, — становление структуры Северной Евразии [Тектоника..., 1980].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Только синтез литологических, стратиграфических, тектонических и петрологических исследований позволяет надежно характеризовать тектонотипические группы ультрабазит-базитовых формаций и уверенно выделять их как в простых, так и в сложно построенных покровно-складчатых структурах. Решающую роль играет формационный состав парагенных осадочных толщ (с вариациями литологии и мощностей), который является индикатором тектонических условий становления ультрабазит-базитовых формаций.

Материалы многочисленных наблюдений показывают, что состав и строение разрезов даже хорошо известной офиолитовой ассоциации широко варьируют от места к месту и во времени. Поэтому следует выделять не просто ассоциацию, а обширный тип офиолитовых формационных комплексов. Этот тип является не единственным. С ним по латерали и в разрезах сосуществуют другие, тоже характерные и не менее многоликие типы. Обсуждавшиеся докембрийские и раннепалеозойские формации и их положение в структурах древних платформ или их складчатого обрамления позволяют утверждать, что в геологическом прошлом становление ультрабазит-базитовых формаций происходило приблизительно одновременно в сопредельных существенно различных палеотектонических обстановках ложа бассейнов с корой океанического типа (океанический тип формационных комплексов с протоофиолитовым подтипом протогея и офиолитовым — неогей), вулканических областей в зонах аккреции и конвергенции на активных окраинах океанов и континентов (окраинный тип), тектономагматической активизации в зонах рифтинга на пассивных окраинах и внутри континентов (эпиконтинентальный тип); появление в структуре кратонов парагенных осадочных и ультрабазит-базитовых формаций связано с нарушением платформенного режима и тесно сопряжено с тектономагматической активизацией сопредельной подвижной области.

Становление ультрабазит-базитовых формаций всех выделенных формационных комплексов в коровой оболочке сопровождалось накоплением трансгрессивных серий осадков и протекало при сравнительно повышенной контрастности конседиментационных движений в сопряженных структурах. Из анализа разрезов континентальных палеоокраин и внутриконтинентальных палеовпадин следует, что становление в них ультрабазит-базитовых формаций сопровождалось активизацией тектонических движений и значительными (до 15—20 км) погружениями подошвы осадконакопления парагенных вмещающих толщ. Среди магм, изверженных в таких впадинах, толеитовые выплавки малоглубинных очагов магмогенерации составляли существенную часть или преобладали. Согласованность по времени и на ограниченном пространстве значительных погружений подошвы осадконакопления (активизация контрастных движений) и извержения толеитовых выплавок из высокостоящих верхнемантийных очагов магмогенерации приводят к выводу о том, что они вызваны единими движениями — структурообразую-

щими коровой оболочки и магмогенерирующими в верхней мантии, сближающими в текущих эпизодах извержений поверхность осадконакопления и активизированную верхнюю мантию за счет утонения (эрозии подошвы) литосферного слоя в надочаговой области.

Из анализа формирования конкретных структур различного возраста следует, что внедрение и становление ультрабазит-базитовых плутонических формаций сопровождается формированием зон сдвиговых (в физическом смысле) деформаций; эшелонированное положение ультрабазит-базитовых интрузивных массивов в структуре тектонических швов и разрывных зон, их лопастевидная, дайкообразная и коленчатая форма, размещение и ориентировка границ дифференцированных расслоенных серий пород внутри интрузивных тел, ориентировка первично-магматических текстур, а также наложенные деформации границ массивов и расслоенных серий в них — все эти локальные особенности структур отражают ведущую роль сдвиговых деформаций коровой оболочки во время и после извержения ультрабазит-базитовых формаций.

Океанический, окраинный и эпиконтинентальный типы комплексов ультрабазит-базитовых и осадочных формаций различаются на стадии полевого картирования. Установленная связь этих ассоциаций с трансгрессивными режимами, с зонами повышенной контрастности конседиментационных движений сопряженных структур, в которых размещение интрузивных массивов определяется обстановками сдвиговых деформаций, позволяет прогнозировать районы вероятного распространения различных ультрабазит-базитовых формаций с присущими им металлогеническими свойствами.

В целом насыщенность разрезов ультрабазит-базитовыми формациями сокращается от океанического типа ассоциации через ассоциации окраинного типа к ассоциациям эпиконтинентальным. Наряду с этим в целом наибольшие ареалы и с наибольшей сравнительной насыщенностью ультрабазит-базитовыми магматитами были образованы на начальных—ранних стадиях раннеархейского, позднеархейско-раннепротерозойского, позднепротерозойско-раннекембрийского и раннепалеозойского этапов формирования структур фундамента, чехла и складчатого обрамления древних платформ; на последующих стадиях границы ареалов отступали к периферии стабилизированных областей и на конечных стадиях тектономагматических этапов локализовались внутри сопредельных подвижных областей. К рубежу рифея—палеозоя приурочена стабилизация обширных пространств верхней мантии под континентальными сегментами земной коры: генерация ультрабазит-базитовых магм в течение нижнего и среднего палеозоя была локализована главным образом под сегментами океанической коры или их окраинами.

В варьирующих составах различных типов формационных комплексов отражены сменяющиеся геодинамические обстановки извержений в коровую оболочку ультрабазит-базитовых пород — продуктов термально-тектонической активности подстилавшей верхней мантии. В сравнительном геологическом анализе это один из важнейших моментов взаимодействия в системе кора—верхняя мантия, который раскрывает подход к палинспастическим реконструкциям этой системы и к качественной характеристике палеодинамики верхней мантии.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А.А., Алексеева Т.В.* Схема развития и условия проявления рифейско-вендского магматизма западного склона Южного Урала // Вопросы петрологии и металлогении Урала: (Тез. докл. IV Урал. петрогр. конф.). Свердловск, 1981. С. 36—38.
- Алексеева Т.В., Алексеев А.А., Михайлин В.Н.* Кургасский габбро-диабазовый комплекс южной части Башкирского мегантиклинория // Там же. 1981. С. 38—40.
- Амантов В.А.* Основные черты стратиграфии и условия образования кембрийских отложений Северо-Западной Монголии // Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Гостоптехиздат, 1963. С. 1—167.
- Амантов В.А.* Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. Л.: Недра, 1975. 233 с.
- Бекасова Н.Б., Пушкин Г.Ю.* Стратиграфия центральной части Имандра-Варзугской структуры // Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1972. Вып. 3. С. 28—37.
- Бекасова Н.Б., Пушкин Г.Ю., Радченко А.Т.* Конгломераты имандра-варзугского комплекса // Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1972. Вып. 4. С. 8—14.
- Беличенко В.Г.* Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
- Беляев О.А., Загородный В.Г., Петров В.П., Волощина З.М.* Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. Л.: Наука, 1977. 88 с.
- Белякова Л.Т.* Новые данные по стратиграфии докембрия Приполярного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. N 2. С. 106—115.
- Белякова Л.Т., Маслов М.А.* Доордовикские отложения Приполярного и Полярного Урала // Тр. ИГГ УНЦ АН СССР. 1972. Вып. 91. С. 47—51.
- Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Селько А.И., Федоровский В.С.* Возраст гранитов приморского комплекса (Западное Прибайкалье) по данным U—Rb-метода // ДАН СССР. 1981. Т. 257, N 2. С. 462—466.
- Бичан Р.* Происхождение хромитовых пластов комплекса Хартли Великой Дайки (Родезия) // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 86—98.
- Бишоп Д.У., Ван Иден О.Р.* Объяснительная записка к тектонической карте (Южная Африка) // Тектоника Африки. М.: Мир, 1973. С. 477—502.
- Благодаров В.А.* Монгольская Народная Республика // Докембрий континентов: Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 208—223.
- Благодаров В.А., Зайцев Н.С.* Джидинская зона ранних каледонид Монголии // Геотектоника. 1972. N 6. С. 25—40.
- Богданов Ю.Б., Негруца В.З., Сулова С.Н.* и др. Стратиграфия докембрийских отложений восточной части Балтийского щита // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 160—170.
- Богзибова Р.Т., Ковязина Т.А., Щеглов А.П.* Офиолитовая ассоциация Западной Тувы // Науч. тр. Сиб. НИИ геологии, геофизики и минерал. сырья. 1981. N 291. С. 82—99.
- Болотов В.И.* Первичная природа лептитовых ассоциаций кольско-беломорского комплекса // Первичная природа и геохимия метаморфических пород докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1979. С. 63—70.
- Бондаренко Л.П., Далелайский В.Б.* Геология и метаморфизм пород центральной части Кольского полуострова. Л.; М.: Наука, 1968. 157 с.
- Бондаренко Л.П., Далелайский В.Б.* Стратиграфия кольской серии архея в зоне Центрально-Кольского антиклинория // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 15—20.
- Булдыгеров В.В.* Вулканические структуры Северо-Байкальского вулканического пояса: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1981. 16 с.
- Бутин В.В., Алексеев А.А., Грещова А.П.* К вопросу о времени проявления метаморфиз-

ма высоких давлений на Урале // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: УПИ, 1976. Вып. 127. С. 61—65.

Бутов Ю. П. Проблема байкалит Восточного Саяна // Геотектоника. 1979. N 3. С. 15—28.

Бутов Ю. П. Находки палеозойской фауны в окинской свите // ДАН СССР. 1980. Т. 252, N 1. С. 167—170.

Бутов Ю. П., Долматов Б. А. Находки кембрийской фауны в юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1977. N 10. С. 128—132.

Бутов Ю. П., Долматов Б. А., Зеленый Э. Н. и др. К стратиграфии кембрийских отложений Еравнинского рудного района (Западное Забайкалье) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1969. Вып. 12. С. 55—62.

Бутов Ю. П., Морозова И. П. Находка палеозойской фауны в сархойской свите (Восточный Саян) // ДАН СССР. 1982. Т. 267, N 1. С. 153—156.

Варлаков А. С. Условия размещения и становления гипербазитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. 64 с. (Тр. Ильмен. гос. заповедника; Вып. 15.)

Васильев Е. П., Замареев С. М., Мазукабов А. М. Эндогенные процессы в прибайкальской ветви краевого шва Сибирской платформы // Динамика земной коры Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 8—15.

Васильев Е. П., Резницкий Л. З., Вишняков В. И. Проблемы метаморфической зональности докембрия Южного Прибайкалья и хребта Хамар—Дабан // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1984. С. 264—272.

Велинский В. В. Возраст и корреляция гипербазитовой формации Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1986. N 9. С. 19—24.

Велинский В. В., Вартанова Н. С., Банников О. Л., Ковязин С. В. Офиолиты Алтае-Саянской складчатой области // Магматические формации и петрология магматических горных пород. Новосибирск: Наука, 1981. С. 128—137.

Водолазский А. И. Палеозойские отложения и особенности развития Лемвинской структурно-фациальной зоны Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1983. 17 с.

Водолазский А. И., Петров В. Ф. Девонские отложения Лемвинской структурно-фациальной зоны Полярного Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части. Сыктывкар: Кол. фил. АН СССР, 1978. Вып. 8. С. 48—56.

Волович Е. В., Дембовский Б. Я. Хараматалоуский разлом // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар: Кол. фил. АН СССР, 1972. Вып. 7. С. 17—26.

Волохов И. М., Иванов В. М., Арнаутков Н. В.

и др. Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Таннуола, Тува) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1972. С. 130—145.

Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М.: Наука, 1962. 319 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 65).

Воронин Ю. И., Дроздова Н. А. Древнейший археоциано-водорослевый комплекс Западной Монголии: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976. 157 с.

Гарифулин Л. Л. Вопросы стратиграфии зоны Колмозеро-Воронье // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 40—46.

Геологическая карта-схема Кольского полуострова масштаба 1:1000000. Л., 1980.

Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. 183 с.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 334 с.

Гилярова М. А. Существуют ли конгломераты докамерия // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 27—34.

Гилярова М. А. Стратиграфия и структура докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л.: Изд-во ЛГУ, 1972. 217 с.

Гинцингер А. Б., Винкман М. К., Фефелов А. Ф. Строение разреза отложений докембрия нагорья Сангилен (Тува) // Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1979. С. 92—119.

Глебовицкий В. А. Проблема эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 128 с.

Голдин Б. А., Каримов Н. А. Липаритовые комплексы Полярного и Приполярного Урала // Сов. геология. 1973. N 10. С. 83—97.

Гончаренко А. И., Кузнецов П. П., Симонов В. А., Чернышев А. И. Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Средне-Тересинского массива). Новосибирск: Наука, 1982. 104 с.

Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.; Л.: Наука, 1968. 352 с.

Грачев А. Ф., Федоровский В. С. О единой природе рифтов, аэлакогенов и геосинклинальных трогов // Сов. геология. 1970. N 12. С. 20—37.

Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? // Геотектоника. 1980. N 4. С. 3—24.

Грудинин М. И. Базит-гипербазитовые формации Саяно-Байкальской складчатой области // Динамика земной коры Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 19—27.

Грудинин М. И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. 156 с.

Гурулев С.А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965. 122 с.

Дембовский Б.Я. Структурно-формационная зональность и покровы Полярного Урала и Пайхоя: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1985. 22 с.

Дергунов А.Б. Строение каледонид и развитие земной коры в западной Монголии и в Алтае-Саянской области // Проблемы тектоники земной коры. М.: Недра, 1981. С. 37—51.

Дергунов А.Б. Строение и развитие каледонид Центральной Азии (Алтае-Саянская область и западная Монголия): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1986. 56 с.

Дергунов А.Б., Казак А.П., Молдаванцев Ю.Е. Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Райиз (Полярный Урал) // Геотектоника. 1975. N 1. С. 28—34.

Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Коробов М.Н., Хераскова Т.Н. Новые данные по стратиграфии венда и нижнего кембрия хребта Хан-Хухэй (Западная Монголия) // Геология и геофизика. 1983. N 3. С. 20—28.

Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Палей И.П. и др. Соотношение карбонатных венд-кембрийских отложений с более древними образованиями Западной Монголии // Геотектоника. 1980. N 6. С. 42—47.

Дергунов А.Б., Херасков Н.Н. Конструктивные и деструктивные процессы при формировании земной коры в Алтае-Саянской области и Западной Монголии // Там же. 1982. N 6. С. 97—111.

Дергунов А.Б., Хераскова Т.Н. О составе вулканитов ранней стадии развития каледонид Центральной Азии (Центральный Казахстан, Алтае-Саянская область, Западная Монголия) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 5. С. 35—53.

Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1982. С. 43—57.

Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Скляров Е.В. и др. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. М.: Наука, 1984. Т. 3. 181 с. (XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов.)

Добрецов Н.Л., Шараськин А.Я., Лаврентьев Ю.Г. и др. Вулканогенные породы серии марианит—боксит // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С. 149—179.

Добржиницкая Л.Ф. Структурно-метаморфическая эволюция Парамского гипербазитового массива и его обрамления (р. Витим) // Металлогения докембрия. Иркутск: СО АН СССР, 1981. С. 240—242.

Добржиницкая Л.Ф., Кориковский С.П., Риле Г.В. и др. Стратиграфия нижнего протерозоя Деллун-Уранского и Северо-Муйского

хребтов // Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири. Л.: Наука, 1983. С. 103—113.

Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения: Тез. докл. Всесоюз. совещ. по проекту "Металлогения докембрия". Новосибирск: Наука, 1983. 135 с.

Дьяченко Л.П. Геологическое строение и история развития грубинской линейной группы вулканов // Тез. докл. V Коми респ. молодеж. науч. конф. Сыктывкар: Кол. фил. АН СССР, 1972. С. 18—19.

Елисеев Н.А., Горбунов Г.И., Елисеев Э.Н. и др. Ультраосновные и основные интрузии Печенги: Геология и структура, петрография, минералы и руды, геохимия никеля. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 357 с.

Еникеев Г.К. Стратиграфия демон-уранской серии // Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири. Л.: Наука, 1983. С. 95—102.

Енохан В.С. Палеозойские отложения и история геологического развития Западного Пайлоя и о-ва Вайгач: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1971. 15 с.

Жиров К.К., Шестаков Г.И., Рюнгенен Г.И., Кравченко Э.В. Радиологическое определение возраста катархейских образований Кольского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. N 9. С. 3—23.

Загородный В.Г., Крацов Н.А., Латышев Л.Н., Радченко А.Т. К стратиграфии верхней части имандра-варзугского комплекса // Стратиграфическое подразделение докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978. С. 79—88.

Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Геологическое строение печенегской осадочно-вулканогенной серии. Л.: Наука, 1964. 218 с.

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

Зайцев Н.С., Благонаров В.А., Бямбо Ж. Формационная характеристика раннекаледонских структур Северной Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 49, вып. 4. С. 57—69.

Зайцев Н.С., Лувсанданзан Б. Основные итоги работ Советско-Монгольской геологической экспедиции за 10 лет // Геология и магматизм Монголии. М.: ГИН АН СССР, 1979. С. 7—17.

Зоненштайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центральноазиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 238 с.

Иванов К.П. Древнейшая платформенная вулканогенная формация на Урале // Вулканические образования Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 50—68.

Иванов О.К. Новые зональные ультрамафические массивы Урала // ДАН СССР. 1979. Т. 248, N 3. С. 212—216.

Иванов С.Н. О доордовикской истории Урала и предгеосинклинальном развитии зем-

ной коры вообще // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. Ч. 1: Общие вопросы. С. 3—27.

Ильин А.В. О Тувино-Монгольском массиве // Тр. НИИЗарубежгеология. 1971. Вып. 22. С. 67—73.

Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии—кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.

Ильин А.В., Кудрявцев Г.А. Возраст, характер размещения и вероятная тектоническая интерпретация гипербазитов юга Сибири—севера Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48, вып. 5. С. 83—96.

Каретин Ю.С. Геологические аспекты метаморфизма в зоне Платиноносного пояса // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: УПИ, 1976. Вып. 127. С. 66—72.

Каретин Ю.С. Строение и металлогеническое районирование Тагильского синклинали по данным палеовулканических реконструкций // Тектоника и металлогения Урала. Свердловск: УПИ, 1980. С. 24—34.

Кекежинская К.Б., Кекежинская В.В., Зайцев Н.С. Эволюция земной коры в докембрии—кембрии. М.: Наука, 1987. 165 с. (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. геол. экспедиции; Вып. 44.)

Книппер А.Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма // Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969. С. 116—132.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.

Книппер А.Л., Костянян Ю.Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. N 10. С. 114—131.

Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения на примере Кольского полуострова. Л.: Наука, 1973. 288 с.

Колман Р. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

Конников Э.Г. Титаносные габброиды Северного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 178 с.

Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья — петрология и рудообразование: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1982. 30 с.

Конников Э.Г., Трунева М.Ф., Куликова А.Б., Куликов А.А. Генетические типы гипербазит-базитовых ассоциаций Байкальской складчатой области и их металлогения // Геология и геофизика. 1985. N 3. С. 3—13.

Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 230 с.

Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979. 263 с.

Кориковский С.П., Федоровский В.С. Геологические соотношения удоканской серии и трогового комплекса // Сов. геология. 1971. N 10. С. 17—31.

Кориковский С.П., Федоровский В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1980. 300 с.

Кориневский В.Г. Древние грабенные формации Урала // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления Тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 44—55.

Коротеев В.А. Среднепалеозойский вулканизм в формировании земной коры восточного склона Южного Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Миасс, 1982. 48 с.

Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кориневский В.Г. Вулканические фации Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 204 с.

Котерилл П. Хромитовые месторождения Селюкве (Родезия) // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 105—128.

Краснобаев А.А. Основные итоги и проблемы геохронологического изучения Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. Ч. 1: Общие вопросы. С. 28—40.

Кременецкий А.А. Метаморфизм основных пород докембрия и некоторые вопросы генезиса амфиболитов: (На примере юго-западного обрамления Печенгской структуры). Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1975. 32 с.

Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балыкин П.А. Габбро-монцодиоритовая формация Кузнецкого Алатау // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 5—96.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Наука, 1964. 388 с.

Лебедев А.П. Чинейский габбро-анортозитовый плутон (Восточная Сибирь). М.: Наука, 1962. 99 с.

Лейтес А.М., Муратов М.В., Федоровский В.С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ // ДАН СССР. 1970. Т. 191, N 6. С. 575—578.

Лейтес А.М., Федоровский В.С. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны // Геотектоника. 1968. N 4. С. 28—42.

Ленных В.И. Эклогит-глаукофан — сланцевый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 207 с.

Ленных В.И. Эволюция докембрийских базит-гипербазитовых комплексов западного склона и главного офиолитового пояса Урала // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. Ч. 1: Вулканизм, метаморфизм. С. 49—71.

Ленных В.И., Петров В.И. Диабазы Тараташского комплекса и его обрамления // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления Тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 59—67.

Ленных В.И., Пучков В.Н., Вализер П.М.

Пространственное положение и относительный возраст глаукофановых сланцев в северо-западном контакте Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // ДАН СССР. 1976. Т. 228, N 5. С. 345—349.

Леонтьев А.Н., Литвиновский Б.А., Гаврилова С.П., Захаров А.А. Палеозойский гранитоидный магматизм Центральноазиатского складчатого пояса. Новосибирск: Наука, 1980. 330 с.

Леснов Ф.П. Обазит-гипербазитовых ассоциациях Монголии // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 156—157.

Леснов Ф.П., Агафонов Л.В. Материалы по геологии и петрологии Баянхонгорского базит-гипербазитового пояса в Центральной Монголии // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, С. 27—54.

Леснов Ф.П., Меляховецкий А.А., Баярхуу Ж. Шишхидгольский гипербазитовый массив (Северная Монголия) // Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск: Наука, 1977. С. 130—145.

Лисицын В.И., Пятков О.И., Александровский Ю.С. Дифференцированные габброиды восточной части Хамсаринской зоны (Северо-Восточная Тува) // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 96—118.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 117 с.

Лучинин И.Л. Раннепалеозойская гранитолитовая формация Центральноуральского поднятия // Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1969. Т. 1. С. 36—45.

Мазукабзов А.М. Докембрийская тектоническая структура и кинематика глубинных разломов западной части Северо-Байкальского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1974. 31 с.

Мануйлова М.М., Зарубин В.В. Вулкано-генные породы докембрия Северного Прибайкалья. Л.: Наука, 1981. 88 с.

Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.

Масленников В.А., Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б., Борисова К.Д. Границы Кольского полуострова и Карелли. Ч. 1. Граниты северо-восточной части Кольского полуострова. Л.: Недра, 1963. 118 с. (Тр. ЛАГЕД АН СССР; Вып. 15.)

Мележик В.А. Первичный состав и условия образования среднепротерозойских пород имандра-варзгуского комплекса // Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1977. С. 18—26.

Мележик В.А. Стратиграфическое и структурное положение супракрустальных образований района реки Роусы // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского

полуострова и их корреляция. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978. С. 100—108.

Мельников А.С., Ерошевская Р.И. Среднепалеозойский вулканизм и тектогенез Тагильской зоны погружения на Урале // Тр. ИГГ УНЦ АН СССР. 1971. Вып. 92. С. 46—66.

Меляховецкий А.А. Метаморфизм гипербазитов Восточной Тувы. Новосибирск: Наука, 1982. 134 с.

Меляховецкий А.А., Леснов Ф.П. О гипербазитах Шишхидгольского массива (МНР) // Геология и геофизика. 1976. N 11. С. 144—149.

Минин А.Д., Саратовцева Е.К. Дифференцированные габбровые интрузии северной части Кузнецкого Алатау // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 126—130.

Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 155 с.

Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967. 279 с.

Массаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М.: Наука, 1975. 237 с.

Наливкина Э.Б. Офиолитовые формации докембрия и базальтовый слой континентов // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972. Ч. 1. С. 1—118.

Новикова А.С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. 152 с.

Офиолиты Южного Урала / В.А. Коротеев, Л.П. Зоненшайн, В.П. Парначев и др. Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 80 с.

Охотников В.Н., Стрельников С.И. Особенности тектоники севера восточного склона Полярного Урала // Сов. геология. 1974. N 1. С. 23—37.

Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии // Геология и петрология докембрия: Общие и региональные проблемы. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 1—215.

Павловский Е.В. Ранние стадии развития земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. N 5. С. 118—138.

Павловский Е.В., Марков М.С. Некоторые общие вопросы геотектоники: (О необратимости развития земной коры) // Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 176 с.

Палей И.П., Доржнамжаа Д. Особенности стратиграфии и структуры верхнедокембрийских отложений северного склона хребта Хан-Хухэй // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 59, вып. 2. С. 45—53.

Парначев В.П. Позднедокембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Башкирского антиклинария // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. Ч. 1: Общие вопросы. С. 40—60.

Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М.

- Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 105 с.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. N 4. С. 5—23.
- Перфильев А. С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 187 с.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов: На примере Полярного Урала и Западного Саяна / Н. А. Добрецов, Ю. Е. Молдаваницев, А. П. Козак и др. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
- Пинус Г. В.* Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961. 110 с.
- Пинус Г. В., Агафонов Л. В., Леснов Ф. П.* Гипербазиты Монгольской Народной Республики и их металлогения // Магматические формации и петрология магматических горных пород. Новосибирск: Наука, 1981. С. 120—129.
- Пинус Г. В., Агафонов Л. В., Леснов Ф. П.* Альпийские гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н.* Альпийские гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М.* Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 275 с.
- Поляков Г. В., Богнибов В. И.* Раннепалеозойский перидотит-пироксенит-габбро-норитовый комплекс салаирд Юго-Восточной Тувы // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 118—126.
- Поляков Г. В., Кривенко А. П., Богнибов В. И., Талыкин П. А.* Типы дифференцированных ультрабазит-базитовых массивов Саяно-Байкальской горной области // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1979. С. 136—143.
- Поляков Г. В., Кривенко А. П., Федосеев Г. С., Богнибов В. И.* Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Алтае-Саянской складчатой области // Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973. С. 87—112.
- Путеводитель к полевым геологическим маршрутам на территории МНР рабочих групп 2.1 и 2.2 летом 1979 г. Улан-Батор: ГИН АН СССР, 1979. 46 с.
- Путеводитель к полевым геологическим маршрутам на территории Южного Урала рабочих групп 2.1 и 2.2 летом 1985 г. Свердловск, 1985. 86 с.
- Путеводитель экскурсии "Офиолиты Полярного Урала": (Четвертая полевая офиолитовая конф., 1—15 авг. 1978). М.: Наука, 1978. 165 с.
- Пучков В. Н.* Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л.: Наука, 1975. 215 с.
- Пучков В. Н.* Фазы тектогенеза: особенности проявления и природа (на примере Урала и снежных регионов) // Эволюция магматизма Урала. Свердловск, 1987. С. 87—98.
- Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И.* Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 236 с.
- Риле Г. В.* Позднерифейские трюги Олоkitского прогиба (Северное Прибайкалье) // Материалы IV конф. молодых ученых. М., 1979. С. 36—43. Деп. в ВИНТИ, 1979. N 634—80.
- Рогов Н. В., Кривенко А. П., Зайков В. В., Сибилев А. К.* Магматические комплексы Тувы // Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1972. С. 50—54.
- Ронов А. Б.* Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода) // Проблемы тектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 117—141.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е., Белуховский А. Н., Сеславинский К. Б.* Изменения распространенности, объемов и скорости накопления осадочных и вулканогенных отложений в фанерозе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. N 12. С. 5—12.
- Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны: (Тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 171 с.
- Савельев А. А.* Структурное положение и тектонический режим становления ультрабазит-габбрового комплекса Главного хребта на Кольском полуострове // Геотектоника. 1981. N 3. С. 24—40.
- Савельев А. А.* Некоторые проблемы в изучении офиолитов // Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983а. С. 5—26.
- Савельев А. А.* Раннепротерозойский рифт в Восточном Забайкалье: Тип магм и мощность тектоноактивного слоя // ДАН СССР. 1983б. Т. 268, N 4. С. 946—951.
- Савельев А. А., Савельева Г. Н.* Офиолиты Войкар-Сыннинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. N 6. С. 46—60.
- Савельев А. А., Савельева Г. Н.* Пластическое течение ультрабазитов и габбро альпийских массивов // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 147—171.
- Савельев А. А., Самыгин С. Г.* Офиолитовые аллохтоны Приполярного и Полярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9—30.
- Савельева Г. Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
- Савельева Г. Н., Шляхова Х. Т.* Плагнограниты Войкар-Сыннинского массива // Мате-

риалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1970. Вып. 6. С. 37—41.

Савельева Г.Н., Щербаков С.А., Денисова Е.А. Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах // Геотектоника. 1980. N 3. С. 16—26.

Салон Л.И. Геология Байкальской горной области: Магматизм, тектоника, история геологического развития. М.: Недра, 1964. Т. 1. 515 с.; Т. 2. 1967. 699 с.

Самыгин С.Г. Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 29—63.

Семенов И.В., Гревцов Г.А., Бельков Ю.П., Петров В.Н. Новые реликты комплекса параллельных диабазовых даек, в ранне-геосинклинальных образованиях Урала // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 18—27.

Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 298 с.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 227 с.

Симон А.К. Геологическое строение и история развития докембрийского прогиба Имандра—Варзуга—Сосновка (Кольский полуостров) // Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1967. 25 с.

Скуфбин П.К., Пушкин Г.Ю. Вулканотектоническая структура в центральной части Печенгско-Варзугского вулканического пояса (Кольский полуостров) // ДАН СССР. 1985. Т. 285, N 6. С. 1461—1464.

Соколов Ю.М., Сумин Л.В., Подковыров В.М. Изотопный возраст цирконов в пегматитах Северо-Байкальской мусковитовой провинции // Там же. 1982. Т. 264, N 2. С. 421—424.

Спиров В.Н. Базит-гипербазиты района гранулитовой серии и их металлоносность // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1975. С. 23—39.

Срыцев Н.А., Сандмирова Г.П., Кутявин Э.П. и др. О возрасте двупироксеновых гранитоидов татарниковского комплекса северо-западного Прибайкалья // Геохронология Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. С. 101—110.

Стратотип рифея: Стратиграфия, геохронология. М.: Наука, 1983. 183 с.

Тектоника Северной Евразии: Объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5000000. М.: Наука, 1980. 220 с.

Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1000000 / А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечухин и др. М.: Наука, 1977. 187 с.

Тектоническая карта Монгольской На-

родной Республики. Масштаб 1:500000. М.: ГУГК, 1978.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 431 с.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 130 с.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А. Цирконовая хронология восточной части Балтийского щита // Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М.: Наука, 1976. С. 128—135.

Уайз Д. Эволюция континентальных окраин, относительной высоты стояния континентов и объемов котинентов и океанов // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1. С. 51—67.

Уайджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 551 с.
Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.

Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области: (Геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). М.: Наука, 1985. 200 с.

Фрумкин И.М., Кудряцев В.А., Лейтес А.М., Мусатов Д.И. Состояние и проблемы стратиграфии раннего архея Средней Сибири. М.: ВИЭМС, 1981. 35 с.

Хаин В.Е. Осцилляционный ритм земной коры // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1939. Т. 17, вып. 1. С. 56—82.

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

Херасков Н.П. Геологические формации: (Опыт определения) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1952. Т. 27, вып. 5. С. 327—347.

Херасков Н.Н. Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 117 с.

Хераскова Т.Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986. 247 с.

Хераскова Т.Н., Томуртогов О., Хаин В.Е. Офиолиты и верхнедокембрийско-нижнепалеозойские образования Озерной зоны хребта Дарьби (Западная Монголия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 6. С. 25—31.

Шатский Н.С. Избранные труды. М.: Наука, 1965. Т. 3: Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. 345 с.

Штрейс Н.А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 379 с. (Тектоника СССР; Т. 3.)

Штрейс Н.А., Богданова С.В., Гафаров Р.А. и др. Сравнительная тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ // Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980а. С. 37—44.

Штрейс Н.А., Богданова С.В., Гороценко Г.Л. и др. Океаническая и континен-

тальная кора в докембри // Там же. 1980б. С. 139—147.

Штрейф Н. А., Новикова А. С., Савельев А. А. и др. О покровной структуре Балтийского щита // Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Л.: Наука, 1978. С. 12—30.

Щербак Н. П., Бибикина Е. В. Стратиграфия и геохронология раннего докембрия СССР // Геология докембрия. М.: Наука, 1984. Т. 2. С. 3—14. (XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов.)

Щербаков С. А. Складчатые деформации ультраосновных тектонитов Войкарско-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1983. N 3. С. 47—59.

Щербакова Т. Ф., Куклей Л. Н. Древнейшие интрузивные образования беломорид: (На примере Нигрозерского массива) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 12. С. 62—70.

Язева Р. Г. О проявлениях инициального вулканизма в основании эвгосинклинального разреза: (На примере Войкарского района на Полярном Урале) // Вулканические образования Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 38—47.

Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Войкарский вулканоплутонический пояс. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 156 с.

Benson W. N. The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic plutonic rocks // Nat. Acad. Sci. Mem. 1926. Vol. 19, N 6. P. 213—247.

Bor-Ming Jahn, Chi-Yu-Shin. On the age of the Onverwacht Group: Swaziland Sequence, South Africa // Geochim. et cosmochim. acta. 1974. Vol. 38. P. 873—875.

Boudier F., Nicolas A. Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985/1986. Vol. 76. P. 84—92.

Button A. Stratigraphy and relations of the Bushveld floor in the eastern Transvaal // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1976. Vol. 79, pt 1. P. 3—12.

Coleman R. G. Preaccretion tectonics and metamorphism of ophiolites // Ofioliti. 1984. Vol. 9, N 3. P. 205—222.

Den Tex E. Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: a contribution to the discussion of the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P. J. Willis // Tectonophysics. 1969. Vol. 7. P. 457—488.

Dietz R. S. Alpine serpentinites as oceanic rigid fragments // Bull. Geol. Soc. Amer. 1963. Vol. 74. P. 947—953.

Dobretsov N. L., Konnikov E. G., Medvedev V. N., Sklyarov E. V. Ophiolites and olistostromes of the East Sayan // Ofioliti. 1986. Vol. 11, N 1. P. 157—169.

Dobretsov N. L., Sonnenshaine L. P. The comparison of the Riphean-Paleozoic ophiolites of North Eurasia // Ibid. 1986. Vol. 11, N 1. P. 55—56.

Elsasser W. D. Early history of the earth // Earth science and meteorites. Amsterdam: North Holland, 1963. P. 1—30.

Fahrig W. F., Wanless R. K. Age and significance of diabase dyke swarms of the Canadian Shield // Nature. 1963. Vol. 200. P. 934—937.

Garth P. R., Mitchel R. H. The Narathon dikes: ultrabasic lamprophyres from the vicinity of McKellar Harbour, N.W. Ontario // Amer. Miner. 1982. Vol. 67, N 9/10. P. 907—916.

Gass J. G. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? // Nature. 1968. Vol. 220. P. 39—42.

Glikson A. Y., Jahn B. M. REE and LIL elements, eastern Koopvaal Schield, South Africa: evidence of crustal evolution by 3-stage melting // Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap. 1985. Vol. 28. P. 303—324.

Grabau A. W. Oscillation or pulsation // XVI Intern. geol. congr. rep. Wash. (D.C.), 1936. Rep. 1. P. 533—539.

Green D. H. High temperature peridotite intrusions // Ultramafic and related rocks. N.Y.: Wiley, 1967. P. 212—222.

Harper G. D. Dismembered Archean ophiolite, Wind River Mountains, Wyoming (USA) // Ofioliti. 1985. Vol. 10, N 2/3. P. 297—305.

Harris N. B. W., Hawkesworth C. J., Ries A. C. Crustal evolution in North-East and East Africa from model Ng ages // Nature. 1984. Vol. 309, N 5971. P. 773—776.

Helmstaedt H., Padham W. A., Brophy J. A. Multiple dikes in lower Kam group, Yellowknife greenstone belt: evidence for Archean sea-floor spreading // Geology. 1986. Vol. 14, N 7. P. 562—566.

Jackson E. D., Thayer T. P. Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and Alpine peridotite-gabbro complexes // Madrid XXIV Intern. geol. congr. Sect. 2. 1972. P. 289—296.

Jolly W. T. Development and degradation of Archean lavas, Abitibi area, Canada, in light of major element geochemistry // J. Petrol. 1980. Vol. 21, N 2. P. 323—363.

Lowrense E. R., Wasserburg C. J. The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm—Nd and Rb—Sr systematics // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 72, N 4. P. 399—404.

Ludden I., Hubert C. Geologic evolution of the late Archean Abitibi greenstone belt of Canada // Geology. 1986. Vol. 14, N 8, P. 707—717.

Mafic dyke swarms, Mississauga 4—7 June, 1985 // Episodes. 1985. Vol. 8, N 3. P. 202—203.

Melyakhovetskiy A. A., Sklyarov E. V. Ophiolites and olistostromes in West Sayan // Ofioliti. 1986. Vol. 11, N 1. P. 176—191.

Miashiro A. Classification, characteristics, and origin of ophiolites // J. Geol. 1975. Vol. 83, N 2. P. 249—281.

Nicolas A., Jackson E. D. Repartition en deux provinces des peridotites des chaines alpine longeant la mediterranee: implication geotectoniques // Bull. suis. miner. petrol. 1972. Vol. 52. P. 479—495.

Noble J. A., Taylor H. P. (Jr.) Correlation of the ultramafic complexes of southeastern Alaska with those of other parts of North America and the

world // XXI Intern. geol. congr. Sect. 13. Copenhagen, 1960. P. 188—197.

Page N.J. Stillwater complex, Montana—Rock succession, metamorphism and structure of the complex and adjacent rocks. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1977. 79 p. (Geol. Surv. Prof. Pap.; N 999).

Page N.J., Nokleberg W.J. Geological map of the Stillwater complex, Montana. 1974. 97 p.

Robins B., Gardner P.M. Sinorogenic layered basic intrusions in the Seiland petrographic province, Finmark // Norg. geol. unders. 1974. Vol. 312, N 26. P. 91—130.

Saggerson E.P., Turner L.M. A review of the distribution of metamorphism in ancient Rhodesian craton // Precamb. Res. 1976. Vol. 3. P. 1—53.

Schuchert C. Correlation and chronology on the basis of paleogeography // Bull. Geol. Soc. Amer. 1916. Vol. 27. P. 491—513.

Schwan W. Geodynamic peaks in alpinotype orogenies and changes in ocean floor spreading during late Jurassic—late Tertiary time // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1980. Vol. 64, N 3. P. 353—373.

Schweitzer J., Kröner A. Geochemistry and petrogenesis of early Proterozoic intracratonic volcanic rocks of the Ventersdorp supergroup, South Africa // Chem. Geol. 1985. Vol. 51, N 3/4. P. 265—288.

Sloss L.L. Synchronicity of Phanerozoic tectonosedimentary events of the North American craton and the Russian platform // XXV Intern. geol. congr. Sect. 6. Montreal, 1972. P. 24—32.

Smith C.H., Kapp H.E. Muskox intrusion, a recently discovered layered intrusion in the Coppermine River area, Northwest Territories, Canada // Miner. Soc. Amer. Spec. Pap. 1969. N 1. P. 30—35.

Steinmann G. Geologische Beobachtungen in den Alpen. 2. Die Schardtsche Überfaltungentheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine // Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg. 1906. Bd. 16. S. 1—49.

Stille H. Geotektonische Gliederung der

Erdgeschichte // Abh. Preuss. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl. 1944. Bd. 3. S. 1—80.

Sturt B.A., Speedyman D.L., Griffen W.L. The Norde Bumandsfjords ultramafic pluton, Seiland, North Norway, party-field relations // Norg. geol. Unders. 1980. Vol. 358, N 55. P. 1—30.

Tankard A.J., Jackson M.P.A., Eriksson K.A. et al. Crustal evolution of Southern Africa. 3,8 Billions years of Earth history // Springer—Verlag. N.Y.; Heidelberg; Berlin, 1982. 523 p.

Taylor H.P. The zoned ultramafic intrusions of southeastern Alaska // Ultramafic and related rocks. N.Y.: Wiley, 1967. P. 97—121.

Termier H., Termier G. Global paleogeography and earth expansions // Applications of modern physics to earth and planetary interiors. N.Y., 1969. P. 87—101.

Thayer T.P. Some critical differences between alpine type and stratiform peridotite-gabbro complexes // XXI Intern. geol. congr. Sect. 13. Copenhagen, 1960. P. 247—249.

Ultramafic and related rocks / Ed. P.J. Wyllie. N.Y.: Wiley, 1967. 464 p.

Umbgrove J.F.H. The pulse of the Earth. The Hague: Nijoff, 1947. 357 p.

Väyrynen H. Petrologie des Niskelierzfeldes Kaulatunturi — Kammikivittunturi in Petsamo // Bull. Comm. Geol. Finl. 1938. Vol. 116. P. 217—287.

Viljoen M.I., Viljoen R.P. An introduction to the geology of the Barberton granite-greenstone terrain // Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr. 1969. N 2.

Vogt P.R., Avery O.E., Schneider E.D. et al. Discontinuities in sea floor spreading // Tectonophysics. 1969. Vol. 8, N 4—6. P. 285—317.

Williams H. Mafic-ultramafic complexes in Western Newfoundland Appalachians and the evidence for their transportation: A review and interim report // Geol. Assoc. Canada. Proc. 1971. Vol. 24. P. 9—25.

Wyllie P.J. Zoned ultramafic complexes—introduction // Ultramafic and related rocks. N.Y.: Wiley, 1967. P. 83—84.

Wyllie P.J. The origin of ultramafic and ultrabasic rocks // Tectonophysics. 1969. Vol. 7, N. 4. P. 437—455.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
----------------	---

Часть первая УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ В ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУРАХ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Глава первая	
Байкальская горная область	5
Средневитимская горная страна	6
Каралонская зона	9
Северо-Муйская зона	12
Делюн-Уранская зона	16
Парагенезы осадочных и ультрабазит-базитовых формаций и их структурное положение	17
Дифференцированные интрузии	17
Протрузии ультрабазитов	20
Западно-Прибайкальский район	21
Олокитский район	22
Потомское нагорье и Олекмо-Витимская горная страна	26
Потомское нагорье	26
Кодаро-Удоканские хребты	27
Корреляция геологических событий и условия становления ультрабазит-базитовых формаций	33
Глава вторая	
Кольский полуостров	43
Докарельские комплексы	44
Карельские комплексы	47
Печенгский район	47
Пороярвинско-Тольпыдский район	50
Имандра-Варзугский район	57
Нотозерский район	80
Глава третья	
Африканская и Северо-Американская платформы	83
Южная Африка	83
Каапвальский кратон	84
Кратон Зимбабве	90
Северная Америка	92

Часть вторая УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ В ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ—РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУРАХ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ИХ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Глава первая	
Южное обрамление Сибирской платформы	103
Западная и Северная Монголия	104
Озерная, Джидинская и Удино-Витимская зоны	104
Дзабханская, Тувино-Монгольская и Бутулийн-нуринская зоны	111
Парагенные ассоциации осадочных и ультрабазит-базитовых вулканоплутонических формаций	127

Ультрабазит-базитовая формация офиолитов	127
Ультрабазит-базитовые формации дифференцированных массивов	130
Деформационная структура венд-раннепалеозойского осадочного чехла	133
Глава вторая	
Парагенезы ультрабазит-базитовых и осадочных формаций в обрамлении Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ	136
Рифейско-вендские структуры обрамления Восточно-Европейской платформы	136
Позднедокембрийские парагенезы Канадского щита	141
Позднекембрийские-среднедевонские структуры уральского обрамления Восточно-Европейской платформы	145

Часть третья

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТАНОВЛЕНИЯ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Глава первая	
Основные типы комплексов осадочных и ультрабазит-базитовых формаций	157
Общее состояние проблемы	157
Характеристика основных типов формационных комплексов	159
Океанический тип	159
Окраинный тип	164
Эпиконтинентальный тип	166
Латеральные ряды формационных комплексов	171
Размещение ультрабазит-базитовых формаций в геологическом пространстве и времени	172
Глава вторая	
Главные свойства тектонических обстановок и режима становления комплексов	174
Режим накопления парагенных вмещающих толщ	174
Кинематические обстановки становления ультрабазит-базитовых формаций	175
Тектонический режим становления ультрабазит-базитовых формаций в докембрийско — раннепалеозойской структуре древних платформ и их складчатого обрамления	177
Заключение	182
Литература	184

CONTENTS

Introduction	3
---------------------------	----------

Part one

ULTRABASITE-BASITE FORMATIONS IN PRERIPHEAN STRUCTURES OF ANCIENT PLATFORMS

Chapter one

Baikal mountains area	5
Midvitim Mountains	6
Karalon zone	9
North Muia zone	12
Deliun-Uran zone	16
Parageneses of sedimentary and ultrabasite-basite formations and their structure position	17
Differentiated intrusions	17
Ultrabasite protrusions	20
West Pribai Kalye region	21
Olokit region	22
Patom Upland and Olekma-Vitim Mountains	26
Patom Upland	26
Kodar-Udokan Ranges	27
Korrelation of the geological events, conditions of the emplacement of the ultrabasite-basite formations	33

Chapter two

Kola Peninsula	43
Prekarelian complexes	44
Karelian complexes	47
Pechanga region	47
Poroiarva-Tolpyyd region	50
Imandra-Varzuga region	57
Notozero region	80

Chapter three

Afrikan and North American platforms	83
South Afrika	83
Kaaipval kraton	84
Zimbabwe kraton	90
North Amerika	92

Part two

ULTRABASITE-BASITE FORMATIONS IN LATE PRECAMBRIAN—EARLY PALEOZOIC STRUCTURES OF THE ANCIENT PLATFORM AND THEIR FOLDED FRAMING

Chapter one

South Framing of Siberian platform	103
North and West Mongolia	104
Lake, Jida and Uda-Vitim zones	104
Dzabhan, Tuva-Mongolian and Butuliyin-Nuru zones	111
Parageneses sedimentary and ultrabasite-basite volcanoplutonic formations	127

Ultrabasite-basite ophiolite formation.....	127
Ultrabasite-basite formations of the differentiated massives	130
Deformation structure Vendian-Early Paleozoic sedimentary cover	133
Chapter two	
Parageneses ultrabasite-basite and sedimentary formations in framing of the East Europe and North American platforms	136
Riphean-Vendian structures in framing of the East-European platform.....	136
Late Precambrian parageneses of the Canadian shield	141
Late Precambrian—Mid Devonian structures Urals framing of the East European platform ...	145

Part three
GENERAL LAWS OF EMPLACEMENT
OF ULTRABASITE-BASITE FORMATIONS

Chapter one	
General types of complexes of sedimentary and ultrabasite-basite formations	157
Progress in the problem	157
Characteristic of general types of the formation complexes	159
Oceanic type	159
Marginal type	164
Epicontinental type	166
Rows of formations complexes	171
Arrangement ultrabasite-basite complexes in geological space and time	172
Chapter two	
General properties of tectonical setting and regimes of emplacement of complexes	174
Regime sedimentation of framing formation complexes	174
Kinematic settings of emplacement of ultrabasite-basite formations	175
Tectonical regimes of emplacement of ultrabasite-basite formations in Precambrian—Early Paleozoic structure of ancient platform and their folded framing	177
Conclusion	182
References	184

Научное издание

Савельев Александр Александрович

**УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ
В СТРУКТУРЕ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ
И ИХ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ**

Труды, вып. 452

*Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

Художественный редактор И.Ю. Нестерова

Технические редакторы

Г.П. Кареннина, Л.В. Русская

Корректор Т.И. Шеповалова

**Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе**

ИБ N 46905

**Подписано к печати 15.11.89. Т — 16063
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная N 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл. печ. л. 16,3+0,7 вкл. Усл. кр.-отт. 17,3
Уч.-изд. л. 19,2. Тираж 600 экз.
Тип зак. 2152. Цена 3 р. 90 к.**

**Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90**

**Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12**

