

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В ы п у с к 420

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR,
SIBERIAN BRANCH

TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

Issue 420

PRECAMBRIAN OF CONTINENTS

FOLDED REGIONS AND RECENT PLATFORMS OF EAST EUROPE AND ASIA



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN BRANCH
Novosibirsk • 1978

ДОКЕМБРИЙ КОНТИНЕНТОВ

СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ И МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ И АЗИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1978

В книге рассматриваются структурно-вещественные комплексы докембрия альпийских, палеозойских и протерозойских складчатых областей, а также эпипалеозойские платформы Восточной Европы и Азии. Для каждого из этих элементов дана сравнительная характеристика докембрийских комплексов, структурных этажей и формаций, намечены основные закономерности в их строении и развитии.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и геофизиков.

А в т о р ы:

В. П. Арсентьев, Ю. Р. Беккер, В. А. Благодравов, М. К. Вилкман, О. А. Вотак, А. Б. Гинцингер, М. З. Глуховский, Г. С. Гусев, А. И. Дьяконов, В. В. Жабин, О. Г. Жеро, В. В. Киселев, В. С. Князев, И. Н. Козаков, Г. В. Козлов, В. Г. Королев, [В. Н. Любофеев], Л. В. Махлаев, К. Б. Мокшанцев, Г. Л. Митрофанов, Ф. П. Митрофанов, В. М. Моралев, В. Т. Мордовская, Ю. С. Перфильев, А. М. Смирнов, Л. В. Смирнов, В. С. Сурков, О. А. Шнип.

Ответственные редакторы *К. В. Боголепов, О. А. Вотак*

The paper discussed some structural-matter Precambrian of alpine, paleozoic and proterozoic Folded Regions and epipaleozoic Platforms of Eastern Europe and Asia. A comparative characteristics of Precambrian complexes, structural stages and formations with the basic peculiarities in their structures and evolution.

The book is intended for a wide range of geologists and geophysicists.

A u t h o r s:

V. P. Arsenyev, Yu. R. Bekker, V. A. Blagonravov, M. K. Vinkman, O. A. Votakh, A. B. Gintsinger, M. Z. Glukhovskii, G. S. Gusev, A. I. Dyakonov, V. V. Zhabin, O. G. Zhero, V. V. Kiselev, V. S. Knyazev, I. N. Kozakov, G. V. Kozlov, V. G. Korolev, [V. N. Lyubofeev], L. V. Makhlaev, K. B. Mokshantsev, G. L. Mitrofanov, F. P. Mitrofanov, V. M. Moralev, V. T. Mor-dovskaya, Yu. S. Perfilyev, A. M. Smirnov, L. V. Smirnov, V. S. Surkov, O. A. Shnip.

Editors - in - Chief *K. V. Bogolyepov, O. A. Votakh*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга «Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии» является последней в серии региональных монографий «Докембрий континентов». Для написания этой книги, так же как и для составления монографии «Древние платформы Евразии», привлечен большой коллектив авторов из числа ведущих специалистов по докембрию отдельных регионов. Публикуемые здесь материалы отражают не только совокупность собранных к настоящему времени фактических данных (многие из них излагаются в печати впервые), но и дают представление о существующих различиях в понимании своеобразнейших геологических явлений, протекавших в течение древнейшего отрезка геологической истории Земли.

Публикуемые в монографии описания геологии докембрия складчатых областей и молодых платформ Восточной Европы и Азии нельзя рассматривать в качестве строго увязанных между собой иллюстраций к какой-либо общей заранее разработанной тектонической конструкции. Композиционная целостность книги заключается прежде всего в общности объектов исследования. Главы объединены общей целью — дать описание состава и строения докембрия, образующего основание молодых складчатых областей и платформ, а также составляющего значительную часть древних складчатых областей Восточной Европы и Азии.

В первых главах книги характеризуются состав и структура докембрия тех складчатых областей, где он особенно широко распространен и наиболее изучен. При этом в первую очередь и более подробно рассматриваются докембрийские складчатые комплексы областей, расположенных в пределах Советского Союза. Затем описывается тектоника докембрийских образований в составе складчатых поясов, выходящих за пределы страны. В последних главах рассматриваются менее всего изученные докембрийские комплексы фундаментов молодых платформ.

В конце книги приведен общий указатель региональных стратиграфических и тектонических терминов, используемых при описании докембрия складчатых областей и молодых платформ Восточной Европы и Азии.

Редакторы монографии отдают себе отчет в том, что отдельные ее разделы носят самостоятельные черты, отражающие позиции их авторов. Однако такая форма независимых друг от друга региональных характеристик в наибольшей мере показывает современное состояние изученности тектоники докембрия Евразии.

Нет сомнения, что содержащийся в этой книге обширный фактический материал потребует большой коллективной работы по его анализу, сопоставлению и межрегиональной увязке и тем самым послужит новым базисом для дальнейшего изучения и решения разнообразных проблем геологии и тектоники докембрия.

Книга подготовлена к печати сотрудниками различных научных и научно-производственных организаций СССР.

Авторами отдельных глав книги являются: гл. I — Ю. Р. Беккер, гл. II — О. А. Вотах, В. В. Жабин, Г. В. Козлов, гл. III — В. П. Арсентьев, Г. Л. Митрофанов, В. Т. Мордовская, гл. IV — М. З. Глухов-

ский, В. М. Моралев, гл. V — Г. С. Гусев, К. Б. Мокшанцев (западная часть Верхояно-Чукотской складчатой области), гл. VI — Л. В. Махлаев, гл. VII—В. В. Киселев и В. Г. Королев (Средняя Азия и Центральный Казахстан), А. Б. Гинцингер и М. К. Винкман (Алтай, Кузнецкий Алатау), Ф. П. Митрофанов и И. Н. Козаков (Сангиленское нагорье), В. А. Благодоров (Монголия), гл. VIII — В. М. Моралев и Ю. С. Перфильев, гл. IX — А. М. Смирнов, гл. X — В. С. Сурков, О. Г. Жеро и Л. В. Смирнов (Западно-Сибирская плита), В. С. Князев и О. А. Шнип (Туранская плита), О. А. Вотах, А. И. Дьяконов и В. Н. Любофеев (Скифская плита).

В оформлении текста и графики при подготовке рукописей к печати большая работа проведена сотрудниками лаборатории геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР Г. Я. Диановой, М. Б. Лимоновой, М. А. Чиковой и Р. И. Теслюк. Указатель региональных геологических терминов составлен Н. П. Башариной и М. А. Чиковой.

К. В. Боголепов, О. А. Вотах

УРАЛО-ТИМАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

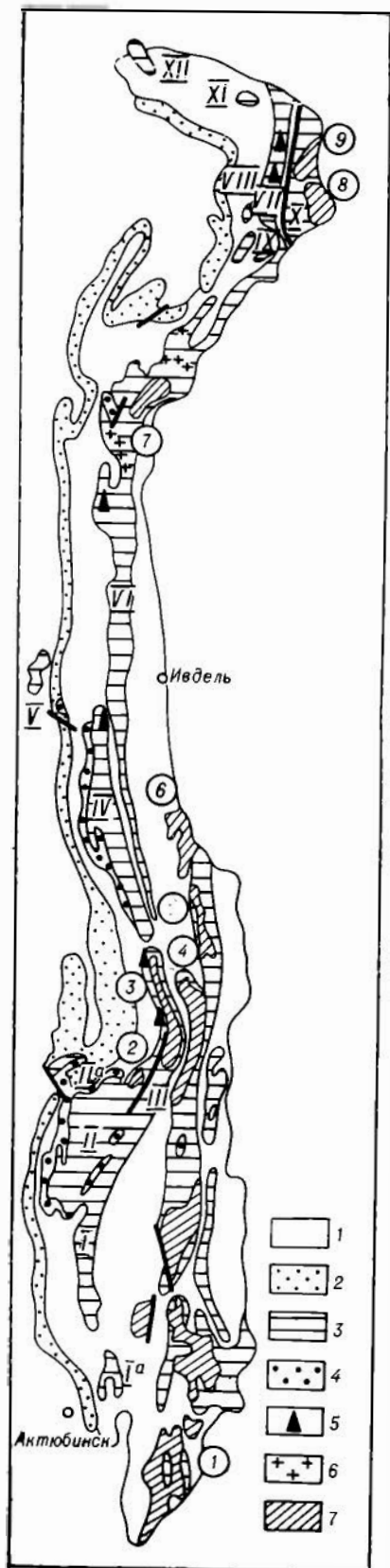
Современное состояние изученности докембрийских образований Урала позволяет выделить рифейский комплекс и более древние разновозрастные образования. Намечаются следующие основные критерии выделения дорифейских толщ. Разновозрастные рифейские отложения залегают с перерывом на гранито-гнейсовых толщах и нередко содержат продукты их размыва. Подобные соотношения были установлены М. И. Гаранем (1946) в пределах Тараташского поднятия. Позднее залегание гранито-гнейсовых толщ под разновозрастными рифейскими образованиями было установлено и в других местах (Белякова, 1972; Баранов, 1971; и др.). Но такие соотношения не всегда решают вопрос о возрасте гнейсовых толщ и не исключают их принадлежности к рифею.

Существенное значение имеют структурные особенности толщ (рис.1). Куполовидный структурный план наиболее характерен почти для всех гранито-гнейсовых комплексов Уральской складчатой области. Подобные структуры выявлены в Ильменогорском, Уфалейском, Салдинском, Сысертском, Мугоджарском поднятиях (Чесноков, 1967; Кейльман, 1974). Столь широкое развитие куполов является обычным для дорифейских комплексов восточной части Балтийского щита. Лишь меридиональные структуры, характерные для рифейских отложений, слабо проявлены в гранито-гнейсовых комплексах.

Важная особенность гранито-гнейсовых комплексов Урала — определенная последовательность их залегания в разрезе. В Харбейском, Мугоджарском, Салдинском, Ильменогорском поднятиях гранито-гнейсовые толщи, в строении которых большое место занимают биотитовые гнейсы, сменяются преимущественно амфиболитами, которые в свою очередь переходят вверх по разрезу в высокоглиноземистые гнейсы и кристаллосланцы. Выше залегают амфиболитовые и зеленосланцевые толщи. Общая последовательность напластования имеет сходство с разрезами Беломорья, где биотитовые гнейсы сменяются амфиболовыми и переходят вверх по разрезу в глиноземистые сланцы. Разрез гранито-гнейсовых толщ Урала наращивается преимущественно терригенными, терригенно-карбонатными и вулканогенными толщами, среди которых преобладают феллитизированные сланцы и мраморы. Они несколько напоминают ятулийские образования Балтийского щита, но отличаются от них меньшей ролью мономиктовых и олигомиктовых кварцитов. Остается открытым вопрос о наличии позднеорогенных образований карельского возраста на Урале. Их отсутствие нельзя считать твердо установленным; по-видимому, они включаются в более молодые рифейские и палеозойские толщи.

Степень регионального метаморфизма дорифейских образований, представленных породами амфиболитовой с реликтами гранулитовой фации метаморфизма, во многих разрезах резко отделяет их от менее метаморфизованных толщ рифея.

Однако скачок в метаморфизме на границе рифейских и дорифейских образований может отсутствовать. Верхние горизонты дорифейских образований, возможные аналоги карельского комплекса, по степени метаморфизма существенно не отличаются от рифейских. Это порождает



представления о постепенных переходах от дорифейских гранито-гнейсовых толщ к рифейским или даже палеозойским образованиям. Правомерность подобных построений требует обоснования детальным стратиграфическим анализом.

Учитывая длительную историю формирования комплексов, можно полагать, что широко распространенные датировки калий-аргоновым методом даже тогда, когда они образуют гистограммные максимумы, показывают во многих случаях явно омоложенные результаты, которые не следует принимать за истинный возраст отложений. Полученные в последнее время датировки пород ильменского комплекса рубидий-стронциевым методом составляют 2100—2500 млн. лет и, по-видимому, приближаются к истинному возрасту этих образований.

Минералогический облик гранито-гнейсовых комплексов весьма специфичен и характеризуется широким проявлением мусковита, графита, каолинита, силлиманита, талька, автофиллит-асбеста. Значительно распространены железистые кварциты и проявления титановых руд. Верхняя часть дорифейских отложений перспективна на золото-урановое оруденение. В целом по минералогическим особенностям дорифейские комплексы Уральской складчатой области имеют сходство с дорифейскими образованиями Балтийского щита.

Резкие различия устанавливаются для рифейских и нижней части дорифейских образований Урала. Наибольшие трудности возникают при отделении рифея от верхней части дорифейского комплекса из-за близости в общем наборе пород и степени их мета-

Рис. 1. Схема тектоники Урала.

1 — уральцы; 2 — орогенные отложения уральцев; 3 — рифейцы; 4 — орогенные отложения рифейцев; 5 — субсеквентные проявления рифейцев; 6 — проявления гранитоидов в зонах рифейцев; 7 — дорифейцы. Рифейские структуры: I — Уралтауский антиклинорий; Iа — Орлыкское поднятие; II — Башкирский антиклинорий; IIа — Каратауское поднятие; III — Златоустовское поднятие; IV — Чусовской антиклинорий; V — Полюдовское поднятие; VI — Верхнепечерский антиклинорий; VII — Молонарский антиклинорий; VIII — Енганэпское поднятие; IX — Манутонырдское поднятие; X — Харбейский антиклинорий; XI — Едунейское поднятие; XII — Амдерминское поднятие.

Основные дорифейские комплексы (цифры в кружках): 1 — мугоджарский; 2 — тараташский; 3 — уфалейский; 4 — сысертско-ильменгорский; 5 — мурзинский; 6 — салдинский; 7 — лялинский; 8 — ханменхойский; 9 — марункеуский.

морфизма. Использовать биостратиграфические данные следует с большой осторожностью в связи с невыясненным стратиграфическим диапазоном распространения нижнепериферейских форм. Поэтому основное значение приобретают детальный стратиграфический анализ разрезов и сравнительный анализ формационных рядов.

ДОРИФЕЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ УРАЛА

К наиболее древним дорифейским образованиям относится тараташский комплекс, имеющий сходство по набору пород и особенностям строения с древнейшими комплексами фундамента Русской платформы, в частности, по мнению Е. А. Шалек, с гранулитовыми комплексами Приазовья.

Тараташский комплекс распространен локально на площади около 400 кв. км в северо-восточном периклиналильном замыкании Башкирского антиклинория. С глубоким размывом и стратиграфическим несогласием он перекрывается нижнепериферейскими айскими отложениями. По степени метаморфизма породы тараташского комплекса резко отделяются от нижнего рифея, они метаморфизованы в условиях гранулитовой, а диафорированы в условиях амфиболитовой и локально зеленосланцевой фаций. Породы, слагающие Тараташское поднятие, довольно разнообразны. Среди них установлены (Вронский, Чеботарева, 1973; Лешых, Петров, 1974) кристаллические сланцы (гиперстенплагиноклазовые, роговообманковые, салит-плагиноклазовые, двупироксен-плагиноклазовые), гнейсы (гранаткордиерит-силлиманитовые, гиперстенсодержащие, графитсодержащие, гранатбиотитовые), гнейсо-граниты, плагиогнейсы, чарнокиты, эндрбиты, мигматиты, тектониты (очковые милопиты и ультрамилопиты) и железистые кварциты (куммингтонитовые и актинолитово-магнетитовые). На разных уровнях присутствуют магнетитовые кварциты. Породы комплекса прорваны гранитами и многочисленными дайками диабазов и габбро-диабазов с изотопным возрастом 1650, 1250—1150, 670—510 млн. лет. Мощность тараташских образований превышает 3500 м. Их возраст определяется следующими данными.

Изотопный возраст циркона и монацита из инъекционных гнейсов составляет 3320 млн. лет, а из «очковых» гнейсов 2730 млн. лет (Овчинников и др., 1969). Меньшие значения (2000—2200 млн. лет) получены при Pb-U-Th определениях циркона и Rb-Sr определениях микроклина из тараташских гнейсов (Тугаринов и др., 1970). Цирконы из гранитов, рвущих породы тараташского комплекса, по данным альфа-свинцового метода имеют изотопный возраст 2670, 2130 и 1930 млн. лет, а по Pb-U-Th определениям — 2400 млн. лет (Тугаринов и др., 1970).

В составе тараташского комплекса установлено отсутствие крупных структурных перестроек и несогласий. Эти данные, а также сходство с древними гранулитовыми комплексами фундамента платформы свидетельствуют об архейском возрасте комплекса.

Непосредственно восточнее тараташского комплекса дорифейские образования распространены в виде протяженной узкой меридиональной полосы в зоне Зюраткульского разлома. К ним относятся плагиноклазовые и гранатые амфиболиты, биотитовые глиноземистые гнейсы, выделяемые под названием александровского гнейсо-амфиболитового комплекса (Пыстин, 1974). Изотопный возраст циркона из амфиболитов 1960 ± 170 , 2050 ± 190 млн. лет (альфа-свинцовый метод). Имеются и более низкие значения в пределах 650—1570 млн. лет.

Восточнее Тараташского поднятия и Александровской метаморфической зоны расположен уфалейский гранито-гнейсовый комплекс с отчетливо выраженным куполовидным структурным планом (Кейльман, 1974). Комплекс сложен следующими свитами.

Егустинская свита (>1400 м) залегает в ядре Уфалейского антиклинория; представлена амфиболитами с прослоями биотит-амфиболовых,

гранат-амфиболовых, эпидот-амфиболовых гнейсов с повышенным содержанием магнетита.

Слюдяногорская свита (>1200 м) распространена преимущественно в южном и юго-восточном обрамлении Уфалейского антиклинория; слюдистые кварциты и слюдистые гнейсы чередуются с гнейсовидными амфиболитами и гранат-слюдисто-кварцевыми сланцами с многочисленными мигматитами. Породы испытали глубокие метаморфические изменения от эпидот-амфиболитовой до эклогитовой фаций, местами отмечены проявления ультраметаморфизма.

Указарская свита (1100 м) развита локально в северо-западной части Уфалейского поднятия и сложена серицит-альбит-кварцевыми, серицит-эпидот-кварцевыми и серицит-кварцевыми сланцами и редкогалечными конгломератами с гальками кварца, эпидозитов и плагиогранитов. К этой же свите относят амфиболовые, биотит-амфиболовые сланцы, мусковитовые гнейсы и очковые гранито-гнейсы. Указарские отложения с глубоким размывом перекрываются шунутскими конгломератами, которые относят к ордовику.

По представлениям М. И. Гараня (1963), уфалейский комплекс является метаморфизованным возрастным аналогом машакской (кувашской) свиты рифея. Но резкое отличие в составе и структурном плане машакских и уфалейских (егустиинско-слюдяногорских) образований, наличие куполов позволяющих считать более вероятным предположение о дорифейском возрасте егустинской и слюдяногорской свит уфалейского комплекса (Беккер, 1968а). Этому предположению не противоречат имеющиеся датировки метаморфических образований Уфалея: 1470 (Пронин, 1965), 1200 млн. лет и целый ряд меньших значений. Указарская свита обнаруживает несколько большее сходство с кувашскими образованиями по сравнению с егустинскими и слюдяногорскими породами, но соотношение ее с рифейским комплексом не установлено, и поэтому ее возраст требует дальнейшего уточнения. По Г. А. Кейльману (1963), указарская свита тесно связана с егустинскими и слюдяногорскими образованиями и входит в состав уфалейского комплекса. По другим представлениям (Гарань, 1969), свита принадлежит венду.

Дорифейские образования в Лапинском антиклинории Приполярного Урала представлены николайшерской серией следующего строения (Белякова, 1972) (снизу вверх).

Няртинская свита (1500 м) — двуслюдяные и биотитовые парагнейсы, которым количественно подчинены амфиболиты, амфиболовые сланцы и слюдяно-кварцевые сланцы с гранатом. В верхней части свиты отдельные линзы мраморов мощностью до 20 м.

Маньхебинская свита (800—900 м) — мусковитовые гнейсы с прослоями кварцитов и кварцево-слюдистых сланцев.

Шекурьянская свита (600—700 м) — слюдистые мраморы, кварциты, известковистые кварцево-слюдистые сланцы и лейкократовые гнейсы. В мраморах В. С. Шалыных найдены, а А. Г. Вологдиным (1967) определены водоросли *Mugandavia magna* Vol. и *Nelcanella* sp. Подобные же водоросли известны из онежской серии ятулия Карелии и мурандавской и гонамской свит Дальнего Востока.

Отложения серии метаморфизованы в амфиболитовой и диафторированы в зеленосланцевой фациях. Они перекрыты пуйвинскими отложениями, которые прорываются гранитами с возрастом 1370 млн. лет.

Особенность дорифейских образований Лапинского антиклинория заключается в появлении мощной карбонатной толщи с органическими остатками, близкими к тем, которые отмечены в ятулии Балтийского щита.

Дорифейские образования устанавливаются в Сысертско-Ильменогорском мегантиклинории. Наиболее древние образования Ильменогорского антиклинория выделяются под названием селянкинской толщи (Доминиковский, 1971; Левин, 1974). Толща (600 м) образована графитонос-

ными биотитовыми, гранат-биотитовыми и силлиманит-гранат-биотитовыми гнейсами с подчиненными пачками амфиболитов с гранатом. Рубидий-стронциевым методом для биотитовых гнейсов селянkinской толщи получены значения 2225, 2035, 1160 и 220 млн. лет, для мигматитов — 1990, 1392 млн. лет, а для калиевых полевых шпатов — 2525 и 1430 млн. лет (Дунаев, Краснобаев, 1969). Полученные значения датируют разновозрастные проявления метаморфизма и других процессов в Ильменогорском антиклинории. Выше залегает фирсовская толща (от 260 до 800 м), сложенная биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, амфиболитами и силлиманитовыми кварцитами с линзами мраморов и кальцифиров. На фирсовской толще согласно залегает ильменогорская свита (1000 м) (Левин, 1974). В отличие от нижележащих толщ здесь преобладают амфиболиты. Подчиненное значение имеют биотитовые, гранат-биотитовые и силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы и кварциты.

Селянkinские, фирсовские, ильменогорские образования гранитизированы и мигматизированы; метаморфизм соответствует силлиманит-альмандиновой субфации. Ильменогорские толщи образуют купольные структуры (Чесноков, 1967). На них со структурным несогласием (Кейльман, 1974) залегает графитисто-кварцевая игишская свита, которая одними исследователями отнесена к докембрию, другими — к нижнему палеозою (табл. 1).

Для древних толщ Мугоджар предложен ряд существенно отличающихся друг от друга стратиграфических схем (Водорезов, 1951; Фонарев и др., 1966; Сегедин, 1961; Абдуллин и др., 1968; Абдуллин, 1973).

В 1975 г. полевая рабочая комиссия Уральского стратиграфического совещания установила в сводном разрезе древних толщ Мугоджар следующую последовательность.

1. Комплекс биотитовых гнейсов (>200 м) развит локально в нижнем течении р. Жипишке (бассейн р. Каипды). Здесь в ядре антиклинальной складки обнажаются интенсивно складчатые, участками будишированные и мигматизированные биотитовые гнейсы, которые перекрываются амфиболитами.

2. Гнейсо-амфиболитовый комплекс (>4000 м) развит весьма широко как в Талдыкской, так и Шолак-Кайрактинской зонах, где он образует ряд купольных структур, описанных А. В. Миловским и В. В. Барановым (1971). Характерная особенность комплекса — сочетание амфиболитов (иногда гранатовых и пироксеновых) с лейкократовыми породами, несколько напоминающими лептиты и получившими в литературе название аплито-гнейсов. Амфиболиты и аплито-гнейсы переслаиваются с амфибол-биотитовыми гнейсами, биотитовыми гнейсами, а также кварцитами и мраморами. Кварциты развиты преимущественно в средней части комплекса, а мраморы появляются в его верхней части. Соответственно в составе ком-

Т а б л и ц а 1

Докембрий Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория			
Горизонт	Подняtie		
	Ильменогорское (Чесноков, 1967; Кейльман, 1974; Домниковский, 1971)	Вишневогорское (Роненсон, 1959)	Сысертское (Кейльман, 1974)
Графитисто-кварцевый	Игишская	Букоянская	Графитистые микрокварциты
Амфиболитовый	Ильменогорская	Борзовская	Черповская
		Будымская	
Гнейсовый	Фирсовская	Вишневогорская	Шумихинская
	Селянkinская		

плекса выделено три толщи: а) нижняя, преимущественно гнейсо-амфиболитовая, б) средняя — кварцито-амфиболитовая, в) верхняя — мраморо-амфиболитовая.

3. Глиноземистый комплекс (>600 м) образует локально развитую синклинальную структуру. Выделен впервые Р. А. Сегединым (1961) под названием борлинской свиты. Комплекс сложен двуслюдяными или биотитовыми плагиогнейсами, слюдяно-кварцевыми и слюдяными сланцами с гранатом, кианитом и фибролитом. Гнейсы и кристаллические сланцы переслаиваются с графитистыми и слюдяными кварцитами. По особенностям метаморфизма глиноземистый комплекс отличается от нижележащих гнейсо-амфиболитовых образований. Соотношение гнейсо-амфиболитового и глиноземистого комплекса не изучено с необходимой полнотой.

Вышеележащие линейно-складчатые отложения, выделяемые в состав узынкайрактинской серии (Фонарев и др., 1966; Абдуллин, 1973), относятся одними исследователями к рифею, а другими — к нижнему палеозою. По структурным особенностям они резко отделяются от лежащих ниже гранито-гнейсовых комплексов. Результаты определения изотопного возраста пород рассмотренных комплексов калий-аргоновым методом изменяются в пределах 380—1020 млн. лет. Судя по неупорядоченному расположению датировок по разрезу, а также в связи с тем, что вмещающие породы прорываются гнейсо-гранитами с возрастом 1460 млн. лет (Водорезов и др., 1965), можно полагать, что имеющиеся датировки отвечают периоду позднейших метаморфических преобразований. Таким образом, древние толщи Мугоджар обособляются как обширная зона рифейского и позднейшего герцинского омоложения. Этому предположению не противоречат результаты определений изотопного возраста вышеележащих пород шебектинской свиты узынкайрактинской серий, для которых калий-аргоновым методом получены значения в пределах 220—850 млн. лет.

В Салдинском подъятии установлена следующая последовательность толщ (Грачев и др., 1969; Крылова, Закожуриков, 1970): 1) припичниковская толща — двупироксеновые гнейсы, амфиболиты с реликтами гранулитов, эклогиты (>800 м); 2) бродовская толща — биотит-амфиболовые, магнетит-амфиболовые гнейсы (до 1200 м); 3) буксинская толща — амфиболиты с прослоями мраморов, биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы (2000 м); 4) емехская толща — альбит-эпидотовые амфиболиты (300 м).

Выше несогласно залегает зеленосланцевая истокская свита, условно относимая авторами к палеозою (до 1700 м).

Калий-аргоновым методом из пород салдинского комплекса получен ряд омоложенных датировок (309—454 млн. лет), к которым относится и наибольшая из них — 766 ± 53 млн. лет (Кейльман, 1974). Об этом свидетельствуют датировки цирконов (альфа-свинцовый метод) из гнейсов Исетско-Салдинского подъятия (Пронин, 1965; Овчинников и др., 1969). Галька салдинских амфиболитов отмечается в конгломератах медведевской свиты (Кейльман, 1974), содержащей мраморы с *Czimlinella saldaica* Vol. sp. n., характерные для рифейских отложений. Особенность салдинского комплекса — значительный диапазон проявлений регионального метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой фации, широкое распространение амфиболитов, наличие куполовидных структур. Метаморфизм сопровождался процессами мигматизации и гранитизации.

На Полярном Урале к дорифейским образованиям может быть отнесен харьбийский комплекс. Основания для этого: куполовидный структурный план пород комплекса, резко отличный от линейноскладчатых структур пярвейского и оранско-хуутинского комплексов; высокий региональный метаморфизм, отвечающий амфиболитовой фации; возраст метаморфизма пород, равный 615—1560 млн. лет; подобие отдельных формационных комплексов Полярного Урала и Кольского полуострова.

Представления о стратиграфии харьбийского комплекса неоднозначны (Караченцев и др., 1964; Цимбалюк, 1972; Кейльман и др., 1973; Охотни-

ков, 1975; и др.). Анализ имеющихся материалов и некоторые личные наблюдения автора позволяют привести следующую последовательность отложений (снизу вверх).

1. Лаптаюганская свита (>1000 м) выделена А. В. Цимбалюком и относилась им к наиболее молодым образованиям харбейского комплекса. Она сложена темно-серыми, почти черными, изредка плитчатыми амфиболитами, биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами. Эти породы слагают гранитизированный и мигматизированный Лаптаюганский купол.

2. Ханменхойская свита (>1600 м) сложена зеленовато-серыми, обычно массивными амфиболитами, среди которых отмечаются альбитовые и грапатовые разновидности. Подчиненное значение имеют пачки кварцитов и амфиболо-сланцев, гнейсов, железистых кварцитов и слюдястых мраморов. Ханменхойские отложения слагают Евсюганский и Марункеуский купола. В пределах Марункеуского среди ханменхойских амфицит-гранатовых амфиболитов имеются эклогиты. Для флогопита, выделенного из эклогитов, калий-аргоновым методом получен ряд значений в пределах (1560 ± 40) — (615 ± 60) млн. лет (Удовкина, 1975). Полученные значения характеризуют этапы метаморфизма.

Лаптаюганские и ханменхойские отложения, несмотря на ряд особенностей, характеризуются общностью состава, что позволяет их объединить в единую серию. По составу и отчасти степени метаморфизма они отличаются от вышележащих париквасьшорских отложений.

Париквасьшорская свита (1500 м) распространена локально на юго-восточном погружении харбейского комплекса. Клинообразная зона распространения этих пород, вытянутая с юго-востока на северо-запад на протяжении около 30 км, заметно сужается в северо-западном направлении от 12 до 4 км. Свита образована гнейсами и кристаллическими сланцами, среди которых выделяются дистен-ставролитовые, ставролит-гранатовые, хлорито-сланцевые, амфиболо-сланцевые и слюдяно-гранатовые. В виде редких прослоев отмечаются слюдястые кварциты. Содержание глинозема в породах париквасьшорской свиты изменяется от 14 до 38% (устное сообщение А. В. Цимбалюка). Париквасьшорская свита иногда сопоставляется с тараташскими образованиями Башкирского антиклинария, но большее сходство имеет с высокоглиноземистыми комплексами древних щитов и, в частности, с верхней частью кейвской серии Кольского полуострова.

Общая мощность харбейского комплекса превышает 4000 м, из них на нижнюю, преимущественно амфиболитовую, серию приходится более 2600 м, а на верхнюю, глиноземистую, около 1500 м.

Геохронология харбейского комплекса находится в стадии изучения. Калий-аргоновым методом получен ряд омоложенных значений (Дунаев и др., 1973), к числу которых относятся и наибольшие из них — 839—785 млн. лет (Фишман и др., 1969). Для гранитов и гнейсов харбейского комплекса приводились (Пронин, 1965) датировки, равные 1670—2490 млн. лет. Эти значения получены по флюориту, фергюссониту из гранитов Тай-Кеу и пастурану из харбейских аподиоритовых гнейсов. Изотопный состав свинца определялся в лаборатории ВИРГа изотопно-спектральным методом, недостаточно точным для определений абсолютного возраста. Время метаморфизма и других позднейших преобразований эклогитов харбейского комплекса датируется по флогопиту в пределах 1560—615 млн. лет.

Рассмотренная выше общая последовательность дорифейских комплексов характерна для древних геосинклипальных образований. Подобный вертикальный ряд обычно завершается в других регионах орогенными толщами. На Урале дорифейские орогенные отложения не выделяются. Возможно, во многих случаях они размыты. Геологическое строение складчатого обрамления ряда дорифейских гранито-гнейсовых комплексов не исключает возможности их выявления среди сравнительно слабо изме-

ненных отложений, условно относимых к рифейским или палеозойским. В этом отношении наибольший интерес представляет восточное обрамление Салдинского поднятия, южное периклинальное замыкание Ильменогорского поднятия и, возможно, Сысертское поднятие.

Дорифейский интрузивный магматизм слабо изучен, а имеющиеся разрозненные материалы не систематизированы. Судя по продуктам размыва этих пород в базальных конгломератах рифея, среди дорифейских магматических проявлений следует отметить микроклиповые граниты, серые плагиоклазовые граниты и сиениты. В. М. Чайка (1965) отмечает наличие обломков гранитов-рапакиви в айских конгломератах бурзянской серии рифея. Если эти наблюдения подтвердятся, то они будут свидетельствовать о наличии на Урале разновозрастных рапакиви: одних, прорывающих саткинскую свиту, и более древних, допигнерифейских, продукты размыва которых встречены в айских конгломератах. Имеются указания (Геология СССР, т. XXI, 1970; Путеводитель II петрографического совещания, 1966) о наличии гранитов-рапакиви в краевых частях Борлинского массива, расположенного в западной периферической части Мугоджарского антиклинория.

РИФЕЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ УРАЛА

На Урале находятся наиболее полные разрезы верхнедокембрийских отложений складчатых систем, обрамляющих Русскую платформу. В его пределах верхний докембрий подразделяется на нижний, средний и верхний рифей (Келлер, 1952; Беккер, 1972). Четвертое, наиболее молодое, докембрийское подразделение (венд, терминальный рифей, вендомий и т. п.) рассматривается в этом разделе в составе верхнего рифея. Особенностью рифейских разрезов Урала является их зональность. Выделяются три структурно-формационные зоны: западная, центральная и восточная.

Западная структурно-формационная зона

Западная зона включает Башкирский антиклинорий на Южном Урале и Полюдовское поднятие на Северном Урале. Для отложений зоны характерен их миогеосинклинальный облик, обусловленный отсутствием значительных проявлений интрузивного и эффузивного магматизма и широким развитием обломочно-карбонатных толщ, образующих закономерно построенные циклы. Структурно они довольно тесно связаны, что и побудило Н. С. Шатского в 1945 г. объединить их в единый рифейский комплекс.

Нижний рифей

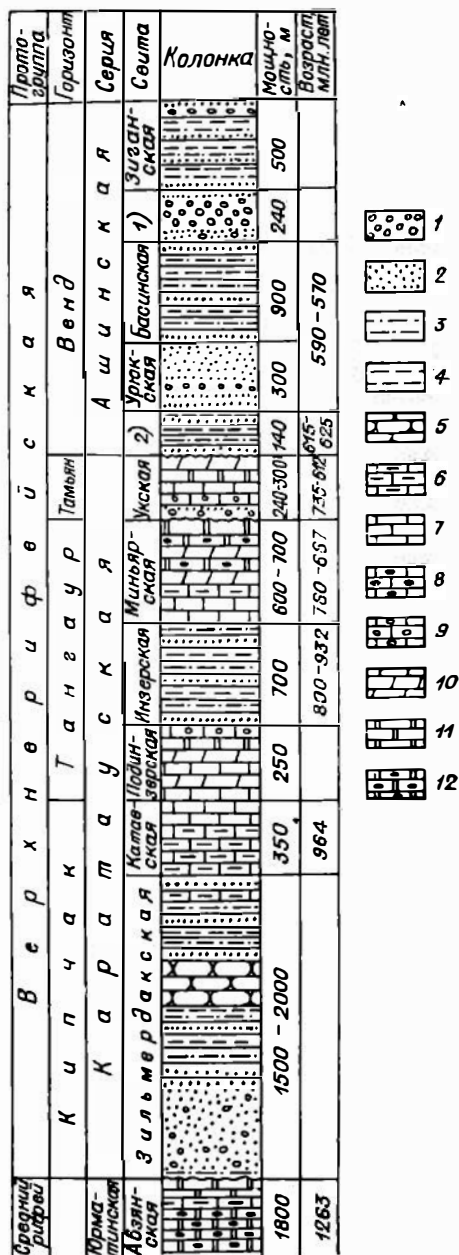
Нижний рифей выделяется только на Южном Урале, в Башкирском антиклинории в составе бурзянской серии и ее условных аналогов — ямантауского и белорецкого комплексов.

Бурзянская серия распространена на ограниченной территории в северной части Башкирского антиклинория и включает айскую, саткинскую и бакальскую свиты (рис. 2).

Айская свита (2250 м) залегает с глубоким размывом на тараташском комплексе и имеет пестрый литологический состав. Она сложена конглобрекциями, туфогенными песчаниками с линзовидными покровами щелочных базальтоидов и их туфов. Эти отложения с перерывом перекрываются аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, конгломератами с галькой микроклипового гранита, железистого кварцита, спилита, кварцевого порфира красноцветных песчаников шокшинского типа и других пород.

Рис. 2. Стратиграфическая колонка верхнерифейских отложений Башкирского антиклинория.

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — кварциты; 6 — глинистые известняки; 7 — известняки; 8 — известняки с кремнями; 9 — оолитовые известняки; 10 — доломитизированные известняки; 11 — доломиты; 12 — доломиты с кремнями.



1) Куркурауская свита
2) Бакветская свита.

Разрез завершается кварцево-слюдистыми и углисто-кварцево-слюдяными филлитовидными сланцами (Гарань, 1963).

Саткинская свита (до 2400 м) образована главным образом доломитами, известняками с прослоями филлитовидных сланцев и кремнистыми конкрециями. В составе свиты значительно развиты строматолитовые известняки. К верхней части разреза саткинской свиты приурочены крупнейшие месторождения магнезита, а в средней части расположено Охтенское месторождение сидеритов.

Для основных горизонтов саткинской и вышележащей бакальской свиты отмечается уменьшение мощности в направлении с запада на восток и замещение карбонатных пород песчано-сланцевой толщей, что свидетельствует о положении области сноса к востоку (Гарань, 1963).

Бакальской свитой (до 1300 м) завершается разрез бурзянской серии. Свита образована главным образом кварцито-слюдистыми филлитовидными сланцами с прослоями известняков и доломитов в верхней части разреза. Карбонатные породы содержат строматолиты. Характерной особенностью строения бакальской свиты является ее цикличность. Каждый из циклов начинается терригенными и завершается карбонатными отложениями (см. рис. 2). Верхняя граница свиты обусловлена значительным перерывом в осадконакоплении и трансгрессивным залеганием вышележащей зигальгинской свиты.

Определение возраста бурзянской серии имеет принципиальное значение для установления нижней границы рифейского комплекса. К сожалению, пока отсутствуют исчерпывающие данные для решения этой проблемы. Нижняя возрастная граница распространения бурзянских строматолитов и микрофитолитов неизвестна. Между тем установление этого уровня имеет существенное значение, так как геологическая граница нижнего рифея и нижний уровень распространения бурзянских строматолитов и микрофитолитов могут не совпадать. Поэтому выделение на основе

биостратиграфических данных возрастных аналогов нижнего рифея не исключает отнесения к ним и некоторых дорифейских образований.

Твердо установлено трансгрессивное залегание бурзянской серии на тараташском комплексе. Резкое различие структурных особенностей и степени метаморфизма позволяет считать, что тараташский и рифейский комплексы разделены весьма крупным перерывом (Гарань, 1946).

Отсутствие геологического разреза зоны постепенного перехода рифейского комплекса в дорифейские образования затрудняет геохронологическое изучение нижнего рифея и определение его нижней границы. Поэтому существенное значение приобретают иные методы и, в частности, изучение состава базальтовых конгломератов айской свиты. Содержащиеся в них гальки красноцветных кварцитов (данные А. З. Конникова и Л. В. Травина) по составу и внешнему облику неотличимы от шокшинских (вепских) кварцитов карельского комплекса. Изучение минеральной зональности айских отложений подтвердило поступление обломочного материала с западной платформенной суши, в существенной мере образованной дорифейскими красноцветами. Возраст метаморфизма (точнее, диагенеза) шокшинских отложений определяется цифрой 1860 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1961), близкий возраст (1830, 1940 млн. лет) имеют диабазы, рвущие эти отложения. Можно полагать, что вепские красноцветы карельского комплекса древнее рифея. Этот вывод подтверждается датировкой кластогенных цирконов айских отложений 1670 ± 180 , 1860 ± 150 (Овчинников и др., 1969). Таким образом, нижняя граница рифея точно не установлена, но она моложе 1850 млн. лет (и, возможно, несколько древнее 1650 млн. лет).

Верхняя граница нижнего рифея устанавливается по датировкам гранитов-рапакиви, рвущих саткинские отложения. Возраст определялся калий-аргоновым, альфа-свинцовым и рубидий-стронциевым методом: 1410 (порода, K-Ar), 1360—1415 (биотит, K-Ar), 1560, 1440 (Rb-Sr), 1260, 1390 млн. лет (α -Pb). Учитывая геохронологические данные по среднерифейским образованиям стратотипа (1263, 1430 млн. лет), видно, что большинство приведенных цифр являются омоложенными и только данные Pb-Sr метода характеризуют возможный возрастной интервал верхней границы бурзянской серии нижнего рифея.

K возрастным аналогам бурзянской серии в центральной части Башкирского антиклинория относится ямантауский комплекс. Он включает большеинзерские, суранские и юшкинские отложения (Иванов, 1937, 1949, 1956); большеинзерская свита (600 м) — кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники с прослоями филлитов и карбонатных пород; суранская свита (2600 м) — доломиты с магнезитом, известняки, прослоями со значительным содержанием обломочного материала, темно-серые филлиты; юшинская свита (1200 м) — филлиты, полевошпат-кварцевые песчаники, алевролиты с прослоями бурых железняков.

С ямантауским комплексом тесно связаны отложения машакской серии (2500 м), которую нередко относят к среднему рифею. Отложения серии развиты локально на восточном крыле Башкирского антиклинория (хребты Машак, Шатак и др.), залегают с размывом на подстилающих породах юшинской свиты и содержат гальку этих пород. Перекрываются машакские отложения зигальгинскими кварцитами (Иванов, 1956; Решетников, 1960; Ротарь, 1975). Галька машакских конгломератов представлена песчаниками и филлитами юшинской свиты, светлоокрашенными кварцитами, близкими к зигальгинским, и железистыми кварцитами, которые неизвестны в разрезе древних толщ Башкирского антиклинория (Иванов, 1956). В составе машакской серии выделяются снизу вверх ерикташские, шакитарские и кувышские отложения (Иванов, 1964). Ерикташская осадочно-вулканогенная свита (1300—2000 м) сложена липаритовыми порфирами, диабазовыми порфиритами, филлитизированными сланцами, песчаниками и конгломератами. Шакитарская свита (170 м) лишена вулкано-

генных пород и образования серыми, зеленовато-серыми песчаниками, филлитизированными сланцами с маломощным прослоем конгломерата. Кувышская свита (350 — 450 м) представлена кислыми и основными туфами, туфосланцами, туфопесчаниками, липаритовыми порфирами, диабазами и углистыми сланцами. Мощность машакской серии около 2500 м.

Калий-аргоновым методом по эффузивам машакской серии получен ряд (640, 1250 млн. лет и др.) омоложенных датировок, к которым относятся и наибольшая из них — 1330 млн. лет (Гаррис, 1972).

В Златоустовском районе машакским отложениям отвечают (Гарань, 1956) метаморфизованные основные и кислые эффузивы кувышской свиты. Изотопный возраст цирконов из порфиоров этой свиты составляет по данным α -Pb метода 1460 ± 130 млн. лет (Овчинников и др., 1969). По-видимому, истинный возраст машакской серии приближается к этим цифрам.

Наиболее распространена точка зрения (Гарань, 1956), согласно которой ямантауские отложения сопоставляются с бурзянскими на основе общего подобия разрезов. Первые находки строматолитов и онколитов (Радченко, Федонкин, 1974) не противоречат этим построениям. Существенное значение при решении вопросов о корреляции приобретают геохронологические данные.

Результаты проведенного Ю. Р. Беккером комплексного геохронологи-

Таблица 2

Результаты определения возраста филлитов машакской серии, ямантауского комплекса и рвущих их габбро-диабазов, габбро-норитов

Номер образца	Местонахождение	Порода	K, %	Ag ⁴⁰	Ag ⁴⁰ /K ⁴⁰	Возраст, млн. лет	Стратиграфическое положение
11	р. Сюрюзяк	Филлит	3,47	150	0,0345	548	Суранская свита
12	»	»	4,33	177	0,0335	522	»
391	р. Курыгас	»	2,72	254	0,0765	1030	Юшнская свита
184	хр. Шатак	»	2,71	131	0,0396	604	Машакская серия
187	»	»	1,43	74,7	0,0430	648	»
14	р. Сюрюзяк	Габбро-диабазы	0,80	20,2	0,0208	340	Рвут суранскую свиту
169	р. Бзяк	То же	0,32	25,7	0,0569	920	То же
230	р. Мал. Бретяк	»	0,90	78,7	0,0718	982	Рвут юшнскую свиту
503*	р. Бол. Инзер	»	0,65	64,3	0,081	1080	Рвут суранскую свиту
				63,5	0,080	1070	
15а	р. Сюрюзяк	Габбро-норит	0,37	142	0,316	2624	То же
		Биотит из габбро-норитов	0,37	141,6	0,314	2615	»
			5,98	129,0	0,177	1870	»

* Образец Н. С. Курьнова, остальные образцы из коллекции Ю. Р. Беккера.

ческого изучения ямантауских отложений сведены в табл. 2. При изучении габбро-норитов получены anomalно высокие, по-видимому, удревненные значения.

Исследования возраста ямантауского комплекса следует продолжить, а пока достаточно надежен лишь его досреднерифейский (дозигальский) возраст.

Белорецкий комплекс распространен в восточной части Башкирского антиклинория, где протягивается неширокой полосой от района г. Белорецка до широты пос. Узьяна. Для разработки стратиграфии этого комплекса существенное значение имели исследования А. И. Иванова и Д. Г. Ожиганова и последние геологосъемочные работы. В составе этого комплекса выделяются (Иванов, 1949; Швецов, 1975) кызылташская, аюсапканская и белятарская свиты: кызылташская свита (1000 м) — слюдяно-кварцевые, графито-слюдяно-кварцевые сланцы с прослоями кварцитов, мраморизованных известняков, доломитов, магнезитов и пачками измененных эффузивов; аюсапканская свита (400—600 м) — слюдяно-кварцевые сланцы и слюдистые кварциты; белятарская свита (1000 м) — измененные основные эффузивы с прослоями слюдяно-кварцевых и графито-кварцевых сланцев.

Отложения белорецкого комплекса перекрыты кварцитами, которые сопоставляются с зигальгинскими отложениями среднего рифея. Нижняя граница этих отложений не установлена, и вопрос о возрасте комплекса решается на основе общего подобия разрезов белорецких и бурзянских образований (Гарань, 1956). Другая точка зрения (Швецов, 1975) базируется на сопоставлении аюсапканских и белятарских пород с дозигальгинским средним рифеем. При этом граница между нижним и средним рифеем проводится в основании аюсапканской свиты, которая с перерывом и угловым несогласием залегает на кызылташских породах. Имеющиеся калий-аргоновые определения пород белорецкого комплекса не выходят за пределы 510—687 млн. лет и не вносят ничего принципиально нового в решение этой проблемы.

Средний рифей

Среднерифейские отложения распространены в западной зоне значительно шире нижнерифейских. Объем среднего рифея понимается неоднозначно: одними исследователями в составе юрматинской и машакской серий, другими — только в пределах юрматинской серии.

Юрматинская серия распространена на значительной территории Башкирского антиклинория и расчленяется на три свиты — зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую.

Зигальгинская свита (1000 м) расчленяется на три подсвиты: нижнюю кварцитовую, среднюю сланцевую, верхнюю кварцитовую. В основании свиты локально распространены галечные конгломераты. В кварцитах отмечается косая слоистость и знаки ряби, а на поверхности слюдяно-кварцевых сланцев встречены трещины усыхания. Тяжелая фракция кварцитов представлена главным образом циркопом с изотопным возрастом 1660—2620 млн. лет (Козлов, 1975). Зигальгинские кварциты залегают (Ротарь, 1974) на машакских отложениях (хребты Шатак, Машак, Ямантау), несогласно перекрывают бакальскую свиту и согласно покрываются зигазино-комаровскими отложениями. Сведения о соотношении зигальгинских и машакских образований противоречивы. Одни авторы (Иванов, 1964) отмечают трансгрессивное залегание зигальгинских отложений на разных горизонтах машакской свиты, другие (Гарап, 1963; Ротарь, 1974) указывают случаи постепенного перехода. Возраст фосфатного цемента зигальгинских пород, определенный уран-свинцовым методом, составляет 1430 млн. лет.

Зигазино-комаровская свита (800—1000 м) распространена на западном и восточном крыльях Башкирского антиклинория. Она сложена слюдяно-кварцевыми, оттрелитовыми, иногда аспидными сланцами, алевролитами, кварцитовидными песчаниками с прослоями доломитов и сидеритов, залегающих в нижней части разреза, и расчленяется (Горяинова, Фалькова, 1940) на три подсвиты. В породах нередко наблюдаются однонаправленная косая слоистость и трещины усыхания. Верхняя часть свиты вмещает железорудные месторождения. Вверх по разрезу зигазино-комаровская свита постепенно сменяется авзянскими отложениями.

Авзянская свита (1800 м) имеет довольно сложное строение и расчленяется на пять подсвит (толщ) (Горяинова, Фалькова, 1940). Она образована чередующимися обломочными (алевролиты, песчаники с симметричными знаками ряби и метаморфизованные алевропелиты), превращенными в слюдяно-кварцевые филлиты и карбонатными породами (доломиты, доломитизированные известняки и известняки, местами нацело образованные строматолитами). В карбонатных толщах встречаются кремнистые кокреции и седиментационные брекчии. К породам авзянской свиты приурочены значительные железорудные месторождения. Здесь определены разнообразные строматолиты и микрофитолиты.

Изотопный возраст глаукоцитов из обломочных пород авзянской свиты по калий-аргоновому методу 1263 млн. лет, что определяет возраст верхних горизонтов юрматинской серии. Тем же методом получено шесть определений глинистых сланцев авзянской свиты, показавших значения 570—810 млн. лет.

Верхний рифей

Верхний рифей распространен не только на Южном, но и на Северном Урале. Его объем понимается неоднозначно. Нами он рассматривается в составе каратауской и ашинской серий, т. е. в верхний рифей включены венд, терминальный рифей, вендомий. Степень изученности верхнего рифея Урала позволяет выделить четыре примерно равнозначных по объему стратиграфических горизонта (уровня корреляции): кипчакский, тангауровский, тамьяновский* и вендский. Ранг стратиграфических подразделений требует дальнейшего уточнения. Венд уже выделяется как самостоятельная протосистема (Соколов, 1964).

Стратотип кипчакского горизонта находится в Башкирском антиклинории и включает нижнюю половину каратауской серии — зильмердакские и катавские отложения. Характерно наличие строматолитов. Нижняя граница горизонта является весьма четкой и трассируется по крупному региональному перерыву. Верхняя граница менее отчетлива и устанавливается на основе биостратиграфических и историко-геологических данных. Геохронологические границы устанавливаются в известной мере условно в пределах 1100—950 млн. лет.

Зильмердакская свита (2000 м) сложена главным образом обломочными породами, которые расчленяются на ряд толщ (Олли, 1940). В основании зильмердакской свиты залегают толща** тонкозернистых алевролитов и песчаников (Горяинова, Фалькова, 1940), которая выше сменяется серыми, светло-серыми грубозернистыми и мощными аркозовыми песчаниками и гравелитами, переходящими вверх по разрезу в зеленовато-серые, бордовые песчаники, алевролиты и алевропелиты. В обломочном материале отмечаются фрагменты серых кварцитов, красноцветных песчаников, микроклиновых гранитов и диабазов. Следующий седиментационный цикл зильмердакских отложений представлен серыми кварцитами, выше

* По названию древних племен, обитавших в Юго-Восточной Башкирии.

** Иногда эту толщу относят к верхам авзянской свиты, что вряд ли правомерно.

которых залегают серые, зеленовато-серые песчаники, алевролиты с редкими прослоями карбонатных пород. В известковистых песчаниках найдены микрофитолиды.

Отложения зильмердакской свиты характеризуются разнообразными текстурами зон мелководья — косой слоистостью, знаками ряби, трещинами усыхания и глиптоморфозами соли. Широкое развитие в конгломератах галек красноцветных песчаников (до 30—40% в отдельных разрезах) позволяет полагать, что в области сноса в зильмердакское время существенное значение помимо гранитов имели древние красноцветные комплексы. Косвенное свидетельство о возрасте этих комплексов дает изотопный возраст кластогенного циркона, изменяющийся в пределах 1150—2200 млн. лет (Козлов, 1975).

В восточных разрезах породы зильмердакской свиты более метаморфизованы. Здесь алевролиты, алевропелиты превращены в слюдистые и слюдисто-кварцевые сланцы. Зильмердакские отложения со значительным перерывом и местами угловым несогласием залегают на более древних толщах (Соколов, 1947) и согласно перекрываются карбонатными породами катавской свиты.

Катавская свита (350 м) является характерным маркирующим горизонтом и прослеживается на значительной территории западного склона Южного Урала и Приуралья (Ожиганова, 1975). Она сложена тонкослоистыми карбонатными породами, среди которых отмечены известняки, глинистые известняки, мергели, доломитизированные известняки. Характерна окраска этих отложений. В нижней части разреза преобладают бордовые и коричневатокрасные цвета, выше отложения становятся пестроцветными и ленточно-слоистыми.

Строматолитовые известняки развиты главным образом в нижней части катавской свиты. В катавских отложениях определены строматолиты (Крылов, 1975) и онколиты. М. А. Гаррис и Д. В. Постников (1970) отмечают наличие глауконита с изотопным возрастом 964 млн. лет (K-Ar метод).

Отложения кипчакского горизонта распространены и на Северном Урале, в Полюдовском поднятии. Они представлены рассольнинской и деминской свитами, образующими нижнюю часть буркочимской серии. По литологическим особенностям, положению в разрезе, геохронологическим датировкам, комплексу строматолитов буркочимская серия Колво-Вишерского края отвечает каратауской серии Башкирского антиклинория.

Рассольнинская свита (1000 м) представлена зеленовато-серыми, серыми, розовато-серыми аркозовыми, полевошпат-кварцевыми песчаниками, алевролитами и алевропелитами. Песчаники преобладают в нижней части видимого разреза, алевролиты и алевропелиты в верхней части свиты. Основание свиты нигде не вскрыто. Из олигомиктовых пород выделен глауконит с абсолютным возрастом 824—927 млн. лет (Боровко и др., 1964). Учитывая, что глауконит из вышележащих деминских отложений имеет возраст 860 млн. лет, можно полагать, что лишь наибольшие из названных значений приближаются к истинному возрасту рассольнинских отложений.

Деминская свита (350 м) сложена главным образом карбонатными породами, которые ближе всего напоминают катавские известняки. Сходство сохраняется и в общей последовательности пород в разрезе. В нижней части разреза деминские отложения представлены коричневатокрасными глинистыми известняками и мергелями, которые выше становятся ленточно-слоистыми. В строматолитовых известняках содержатся и микрофитолиды.

Тангауровский горизонт в стратотипическом разрезе Башкирского антиклинория на Южном Урале включает подынзерские, инзерские и миньярские отложения. Границы горизонта устанавливаются на основе

биостратиграфических исследований (Крылов, 1975; Раабен, 1975) историко-геологических данных (Беккер, 1972).

Известны руководящие формы строматолитов биогермов тангауровского горизонта. Геохронологические границы условно определяются в пределах 950—740 млн. лет.

Подъинзерская свита (250 м) по литологическим особенностям резко отделяется от катавских отложений, с которыми она нередко объединяется. Она образована преимущественно известняками и доломитами, содержащими кремнистые конкреции. Значительное развитие получают строматолитовые постройки. В верхней части подъинзерской свиты, на границе с инзерскими отложениями, выявлен (Беккер, Крылов, 1976) маркирующий горизонт с массовыми микрофитолитами, среди которых преобладают радиоусы, озаги и своеобразные катаграфии. Строматолиты подъинзерской свиты подобно вышележащим миньярским принадлежат третьему комплексу (Крылов, 1975).

Инзерская свита (700 м) представлена преимущественно обломочными породами с прослоями известняков. Наиболее грубозернистые песчаники распространены в нижней части разреза, алевролиты шире развиты в верхней части этой свиты. Песчаники, алевролиты по составу кварцевые и полевошпат-кварцевые. Характерная черта отложений — наличие аутигенного глауконита. Значения изотопного возраста глауконитов изменяются в пределах 800—932 млн. лет (Полевая и др., 1960; Гаррис, Постников, 1970). Ипзерская свита согласно перекрывается миньярскими отложениями.

Миньярская свита (600—700 м) сложена карбонатными породами с прослоями и линзами обломочных отложений; преобладают грубослоистые доломиты, доломитизированные известняки. Характерно обилие и разнообразие строматолитовых построек. Карбонатные отложения с кремнистыми конкрециями широко распространены и прослеживаются на определенном уровне в разрезе свиты. Обломочные породы представлены алевролитами и алевропелитами с аутигенным глауконитом и своеобразными косослоистыми доломитами. В миньярских карбонатных породах установлены древние карстовые проявления. По литологическим особенностям миньярская свита расчленяется на две подсвиты (Беккер, 1961).

В миньярской свите установлены строматолиты, а также два комплекса микрофитолитов (Забродин, 1967).

Изотопный возраст глауконитов из основания миньярской свиты составляет 760 млн. лет. Глаукониты в вышележащих горизонтах свиты имеют более молодой возраст: 667, 722, 685 и 733 млн. лет. Учитывая геохронологические данные по вышележащим укским отложениям, можно полагать, что возраст миньярских пород приближается к наибольшим из этих значений.

Отложения тангауровского горизонта выделяются и в пределах Колво-Вишерского края на Северном Урале. К ним относится низьвенская свита (1700 м), за исключением ее верхней части, которая имеет более молодой возраст. Они сложены массивными или толстослоистыми известняками и доломитами, в которых значительно распространены строматолитовые известняки. Стратотипический разрез свиты, в сущности, представляет собой разрез гигантского биогерма или нескольких биогермов. На р. Колчим в низьвенской свите распространена мощная толща доломитов с кремнистыми конкрециями. Здесь же вскрыты кварцевые, по-видимому пляжевые, пески. Нижняя граница низьвепской свиты условна, а верхняя связана с перерывом в осадконакоплении. В низьвенской свите выявлен обширный комплекс микрофитолитов, который З. А. Журавлева параллелизовала со среднерифейскими (юрматинскими), а В. Е. Забродин с верхнерифейскими (каратаускими) комплексами Южного Урала.

Тамьяновский горизонт в отличие от кипчакского и тангауровского (Беккер, 1972) выделяется впервые. Его стратотипом является укская свита Башкирского антиклинория Южного Урала и ее многочисленные возрастные аналоги на Урале и в других регионах. Биостратиграфическая основа для выделения тамьяновского горизонта — микрофитолиты четвертого комплекса (в «чистом» виде без смеси с микрофитолитами третьего комплекса) и строматолиты. Геохронологические границы горизонта заключены в условных пределах 740—680 млн. лет. В ряде работ уксские отложения относятся к венду, но, как подчеркивает И. Н. Крылов (1975, с. 151), «в разрезах Урала, Патомского нагорья и Енисейского кряжа вендские строматолиты, как правило, тесно связаны со строматолитовыми комплексами верхнего рифея». Еще более тесные структурные и историко-геологические связи объединяют уксские отложения с каратауской серией верхнего рифея.

В нижней части разреза укская свита (240—340 м) представлена главным образом косослоистыми песчаниками, гравелитами, алевролитами, алевропелитами с глауконитом. Эти породы переслаиваются с обломочными и оолитовыми известняками, доломитами, мергелями. Верхи разреза образованы известняками и доломитами со строматолитами.

Для глауконитов укской свиты многочисленными К-Аг определениями получены цифры изотопного возраста с разбросом значений в пределах 612—648 млн. лет. Имеются более древние датировки, составляющие 665 (Гаррис, Постников, 1970) и 735 млн. лет (р. Зилим, меридиональное колено, коллекция Ю. Р. Беккера, определение лаборатории ВСЕГЕИ). Учитывая наличие в вышележащих ашинских отложениях глауконитов с возрастом 625 млн. лет, можно полагать, что наиболее древние датировки уксских глауконитов ближе к истинному их возрасту. В уксских отложениях установлен многочисленный комплекс микропрофитолитов.

На Северном Урале в Колво-Вишерском крае отложения тамьяповского горизонта установлены в верховьях Бол. Колчима. Здесь на доломитах тангауровского горизонта залегают онколитовые известняки с многочисленными, по перекристаллизованными микрофитолитами. Онколитовые известняки перекрываются доломитами со строматолитами. Общая мощность отложений, выделяемых в качестве рассохинской толщи, составляет 280 м.

Венд как стратиграфическое подразделение был впервые выделен в разрезах докембрия запада Русской платформы. На Урале, в пределах западной структурно-формационной зоны, венду (вендскому горизонту, комплексу, протосистеме) отвечают отложения криволукской свиты и ашинской серии, а также их возрастные аналоги на Северном Урале (чурочная серия). Для венда, в подобном стратиграфическом объеме, условными геохронологическими границами являются 680—570 млн. лет. Биостратиграфическое основание для выделения венда на Урале — открытие фауны эдиокарского типа в сыльвицких отложениях, близкой к вендской фауне Приднестровья (Беккер, 1976).

Ашинская серия с глубоким размывом залегает на различных толщах тангауровского и тамьяповского горизонтов и в сводном разрезе расчленяется на криволукскую, бакеевскую, урюкскую, басинскую, куркураукскую и зиганскую свиты.

Криволукские отложения структурно тесно связаны с ашинскими, несмотря на то, что их разделяет небольшой перерыв в осадконакоплении. Между тем соотношения криволукской свиты с нижележащими породами каратауской серии повсеместно тектонические. На Северном Урале аналоги криволукских отложений (нижнечурочная свита Н. Г. Боровко и др., 1964) с небольшим перерывом залегают на низовенских породах. Учитывая тесную структурную связь ашинских и криволукских отложе-

ний, их можно рассматривать в составе одной ашинской серии, подобно тому как на Северном Урале их возрастные аналоги объединяются в чурочную серию.

Криволукская свита (> 450 м). Объем криволукской свиты определяется неоднозначно (Гарань, 1963; Беккер, 1968б; Козлов, 1973). По мнению автора, в стратотипическом разрезе на р. Белой у Кривой Луки эта свита состоит из следующих толщ (снизу): 1) зеленовато-серые грубослоистые песчаники, алевролиты, алевропелиты (> 200 м); 2) серые кварциты с маломощными прослоями зеленоватых сланцев (54 м); 3) тонкослоистые серые алевролиты и алевропелиты, в верхней части содержат пластовые залежки диабазов с возрастом 450 млн. лет (K-Ar датировка); на р. Кальтагау дайка в той же геологической ситуации имеет возраст 560—600 млн. лет (общая мощность толщи около 200 м).

Ближний состав имеет криволукская свита и в других разрезах (Байназарово, Мурадымово и др.) восточного крыла Башкирского антиклинория. На западном крае этой структуры криволукские отложения не известны.

Бакеевская свита установлена недавно (Беккер, 1975). Ранее фрагменты этих отложений включались в вышележащую урюкскую свиту (Беккер, 1966) или выделялись как калыштинская свита. Бакеевская свита (140 м) является базальным горизонтом ашинской серии на западном крыле Башкирского антиклинория, в связи с чем ее состав существенно меняется в зависимости от состава подстилающих пород. Стратотипический разрез бакеевских отложений расположен в широтном течении р. Зилим выше с. Бакеево. Здесь они залегают непосредственно выше урюкских отложений и представлены тонкозернистыми песчаниками, тонкоплитчатыми алевролитами, содержащими в отдельных прослоях глауконит, алевропелитами и гематитовыми рудами. Изотопный возраст глауконита 615, 618 (Беккер, 1961) и 625 ± 13 млн. лет. Ниже по р. Зилим в составе бакеевских отложений значительное развитие получают полимиктовые галечные конгломераты с галькой пород верхнего рифея и габбро-диабазов.

На восточном крыле Башкирского антиклинория возрастные аналоги бакеевских отложений выделяются в кургашлинскую свиту (169—200 м), которая с перерывом залегает на криволукских отложениях и расчленяется на две пачки — редкогалечных тилитоподобных конгломератов и пестроцветных ленточно-слоистых сланцев с прослоями пестроцветных известняков.

Основа для параллелизации бакеевской и кургашлинской свит является одновозрастность пород в их кровле и подошве.

Урюкская свита (200 м) распространена на западном склоне Южного Урала и представлена белоцветными аркозовыми песчаниками с прослоями гравелитов. В верхней части местами отмечаются пачки бордовых косослоистых песчаников. Изотопный возраст кластогенных цирконов урюкских отложений изменяется в пределах 1490—2400 млн. лет (Козлов, 1975).

Басинская свита (900—1000 м) имеет двучленное строение. Нижнебасинская подсвита сложена зеленовато-серыми песчаниками, которые вверх по разрезу сменяются алевролитами и алевропелитами. Сходное строение и у верхнебасинских отложений, в основании которых отмечаются грубозернистые песчаники. Содержащийся в песчаниках циркон имеет возраст 2270—2400 млн. лет. Басинские отложения распространены как на западном, так и на восточном крыле Башкирского антиклинория. Переход к урюкским отложениям постепенный, верхняя граница басинских слоев более резкая, но не связана с перерывом в осадконакоплении.

Куркураукская свита (240 м) имеет локальное распространение на Южном Урале. Она образована коричневато-красными полимиктовыми

песчаниками, гравийными конгломератами. Конгломераты выклиниваются с востока на запад, в направлении Предуральского прогиба и Русской платформы. В тяжелой фракции отмечается циркон с изотопным возрастом 1690 млн. лет. Куркураукские отложения согласно перекрываются зиганской свитой.

Зиганская свита (500 м) распространена только в пределах западного крыла Башкирского антиклинория. Свита представлена серыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и алевропелитами. В верхней части разреза появляются конгломераты (Беккер, 1966).

Ашинская серия залегает под палеонтологически охарактеризованными ордовиком, силуром, девоном. Изотопный возраст глауконитов (625, 570 млн. лет) и положение в разрезе позволяют отнести ее к рифею. Ашинские отложения Башкирского антиклинория принадлежат к древним молассовым образованиям, завершающим рифейский геосинклинальный цикл.

Рифейские отложения Башкирского антиклинория характеризуются линейной складчатостью, осложненной рядом крупных тектонических нарушений. Интенсивность дислокаций в этом комплексе отчетливо увеличивается с запада на восток от пологих брахиоструктур в краевой западной зоне до крутых изоклинальных складок на восточном крыле Башкирского антиклинория. Крупные интрузивные образования в рифейском комплексе неизвестны. Отмечаются небольшие дайки диабазов и конгло-диабазов — тела рапакиви (Бердяшский плутон), а также сиениты (р. Авашли), прорывающие зигальгинские кварциты.

На Северном Урале венд представлен чурочной серией, которая расчленяется на устьчурочную, среднечурочную, пльявожскую и кочешорскую свиты. Между устьчурочной и среднечурочной свитами устанавливается небольшой перерыв в осадконакоплении, граница между ильявожскими и кочешорскими отложениями нечеткая и некоторые исследователи объединяют эти образования в одну (верхнечурочную) свиту.

Устьчурочная свита (600 м) залегает на низьвенской свите Тангауровского горизонта. Она расчленяется на три толщи, сложенные переслаиванием песчаников, алевролитов и алевропелитов. Отмечается глауконит с изотопным возрастом 680 млн. лет.

Разрез среднечурочной свиты (500 м) начинается базальными конгломератами, которые выше сменяются тиллитами и серыми, темно-серыми глинистыми сланцами с редкими прослоями светло-серых доломитов. Тиллиты содержат обломки песчаников, алевролитов рассольпинской свиты, карбонатных пород низьвенской свиты и гнейсо-гранитов с царапинами и бороздами, образующими ледниковую штриховку (Чумаков, 1974). Глинистые сланцы содержат небольшие фосфатные стяжения.

Ильявожская свита (900 м) сложена разнозернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев и конгломератов. Изотопный возраст глауконита составляет 620 млн. лет.

Кочешорская свита (600 м) образована пестроцветными алевролитами и глинистыми сланцами, которые выше сменяются серыми песчаниками с прослоями конгломератов. Содержится глауконит с изотопным возрастом 560 и 590 млн. лет. В песчаниках устьчурочной, среднечурочной и ильявожской свит обнаружен туфогенный материал (Гринсон и др., 1975).

Отложения чурочной серии Колво-Вишерского края имеют наибольшее сходство с ашинскими отложениями восточного крыла Башкирского антиклинория. Устьчурочная свита по типу строения, составу пород и стратиграфическому положению близка криволукским отложениям. Среднечурочная свита отвечает кургашлинским отложениям. Ильявожская и кочешорская свиты сопоставляются с урюкскими и басинскими отложениями.

Центральная структурно-формационная зона

Для верхнедокембрийских отложений центральной зоны характерно преобладание терригенных пород (обычно лишенных глауконита) при весьма ограниченном развитии карбонатных толщ, а также большая степень метаморфизма и дислоцированности отложений. Все это затрудняет их расчленение, корреляцию с докембрием западной зоны.

Наиболее изучены отложения центральной зоны в Чусовском антиклинории (Средний Урал). К его древнейшим образованиям относится кваркушский комплекс (Кухаренко, 1956). В состав комплекса входят слюдястые кварциты, разнообразные мусковит-хлорит-кварцевые, графитистые, иногда известковистые сланцы, метаморфизованные эффузивы. Общий структурный план комплекса сходен с перекрывающими отложениями рифея. Комплекс прорван экструзивным телом липаритов с радиометрическим возрастом 530 млн. лет (Гаррис, 1972). Мощность 3000—3500 м.

Вышележащий разрез древних толщ Среднего Урала расчленяется на кедровскую, басегскую, серебрянскую, сылвицкую серии.

Нижняя — кедровская серия включает синегорскую и клыктанскую свиты. Синегорская свита (3000 м) — полевошпат-кварцевые и аркозовые кварциты и черные филлиты. Клыктанская свита (1000 м) — серые доломиты с прослоями глинистых и карбонатно-глинистых сланцев. Палеонтологическая характеристика клыктанских отложений весьма своеобразна. Отмечаются строматолитовые известняки, а также известняки с микрофитолитами, характерными для низьвенской и миньярской свит Северного и Южного Урала (Забродин, 1967).

Басегская серия включает следующие свиты. Ослянская свита (300 м) — серые, светло-серые кварциты. Изотопный возраст кластогенного циркона из ослянских кварцитов 840 ± 80 млн. лет (α -Pb метод). Щегровитская свита (900 м) — базальтовые, авгитовые порфиры, ортофиры, кератофиры, кварцевые порфиры, туфы и лавобрекчии с прослоями кварцито-песчаников и сланцев. Федотовская свита (500—1300 м) — темно-серые, черные филлиты с редкими пачками кварцито-песчаников. Усьвинская свита (1200 м) — зеленовато-серые, серые сланцы с прослоями кварцито-песчаников.

Серебрянская серия состоит из следующих свит. Танинская свита (350—600 м) — редкогалечные конгломераты с прослоями ленточно-слоистых сланцев и полимиктовых песчаников. Гаревская свита (570—730 м) — зеленовато-, темно-серые, зеленовато-голубые ленточно-слоистые песчаные сланцы. Койвинская свита (12—600 м) — пестроцветные глинистые сланцы с прослоями редкогалечных конгломератов, песчаников, известняков. Иногда в эту свиту включают щелочные базальтоиды, которые представляют самостоятельный стратиграфический горизонт. Определение изотопного возраста щелочных базальтоидов обнаруживает широкий разброс значений от 285 до 509 млн. лет, что, по-видимому, связано с влиянием более поздних наложенных процессов. Бутонская свита (350 м) — темно-серые углисто-слюдяно-кварцевые сланцы с повышенным содержанием фосфора и прослоями песчаников. Керноская свита (900 м) — полевошпат-кварцевые песчаники и гравелиты, углисто-глинистые сланцы.

Разрез завершает сылвицкая серия, состоящая из следующих свит. Старопеченская свита (500 м) — зеленовато-серые аргиллиты, алевролиты с прослоями полимиктовых песчаников и с толщей тиллитоподобных конгломератов в основании. Переволокская свита (300 м) — темно-серые, черные алевропелиты, алевролиты, редко песчаники. Чернокаменная свита (до 1700 м) — зеленовато-серые песчаники, алевролиты, аргиллиты с многочисленными текстурами мелководья. Характерно ритмичное строение отдельных частей разреза. В чернокаменных отложениях

Результаты определения возраста габбро-диабазов, порфиритов и гранитоидов Чусовского антиклинория и вмещающих их толщ

Номер образца	Местонахождение	Порода	K. %	Ar ⁴⁰ , 10 ⁹ г/г	Ar ⁴⁰ /K ⁴⁰	Возраст, млн. лет	Стратиграфическое положение
9-г	ст. Архиповка	Габбро-диабазы	1,09	21,8 21,4	0,0164 0,0161	270) 266) ±6	Рвут сыльвицкую серию
291-б	р. Койва, р-н устья р. Басвки	»	1,11	41,6 37,4	0,0306 0,0276	480) 440) 460 ± 20	Рвут серебрянскую серию
115-а	р. Усьва, р-н Вилухи	»	0,53	23,6 25,0 25,9	0,0367 0,0390 0,040	566) 596) 609) 590 ± 20	Рвут сыльвицкую серию
83-б	р. Усьва, р-н урочища Шпалорез	Диабазы	0,49	22,1 23,7	0,0370 0,0395	570) 600) 585 ± 15	Рвут серебрянскую серию
100-а	р. Усьва, ниже Вилухи	Габбро-диабазы	0,43	21,7	0,0415	630 ± 15	Рвут сыльвицкую серию
157	р. Вильва, развалины Дворецкого	Туфы пироксеновых порфиритов	1,31	40,0 43,6	0,0250 0,0272	403) 430) 420 ± 12	То же
266	р. Койва, у пос. Федотовка	Филлит	2,83	83,8	0,0243	393	Федоровская свита
271	Там же	»	2,48	86,8	0,0287	456	»
115-а	р. Серебрянка, р-н устья Клык-тана	»	3,00	61,6	0,0167	276	»
42-б	Синие горы	Слюдисто-кварцевый сланец	4,02	110,4	0,0225	367	Снегорская свита
152	Бассейн р. Косьвы	Габбро-диабаз	0,84	31,5	0,0308	485 ± 20	Рвут осянскую свиту
170/72	Бассейн р. Косьвы, р-н с. Троицкого	Сиенит-порфир	4,25	126	0,0242	390	Троицкий массив

Широковского водохранилища открыты отпечатки бесскелетных животных из рода *Tigasiapa*, близких фауне из вендских отложений Приднепровья (Беккер, 1976). Устьсылвицкая свита (350 м) — полимиктовые песчаники, бордовые алевролиты, алевропелиты.

Верхняя возрастная граница описанных толщ Чусовского антиклинория определяется надежно благодаря открытию в чернокаменной свите сылвицкой серии фауны эдиокарского типа, подобной вендским медузоидам Приднестровья, залегающим ниже подошвы кембрия, а также по изотопному возрасту габбро-диабазов (630, 590 млн. лет), рвущих сылвицкую серию (табл. 3).

Недостаточно определенным остается лишь возраст самой верхней — устьсылвицкой — свиты, так как фауна и габбро-диабазы размещаются в нижележащих чернокаменных отложениях. Но устьсылвицкие и чернокаменные отложения связаны постепенным переходом, что позволяет предполагать, что самая верхняя свита сылвицкой серии имеет также докембрийский возраст.

Вопрос о нижней границе древних толщ Чусовского антиклинория требует дальнейшего изучения. Калий-аргоновым методом получен ряд омоложенных датировок (см. табл. 3). Материалы по строматолитовым комплексам клыктанской свиты кедровской серии, как уже отмечалось, противоречивы.

На Северном Урале разрез рифейских отложений центральной зоны изучен в пределах Верхнечерского антиклинория (Аблизин и др., 1969), где установлена следующая последовательность (снизу вверх).

Расьинская свита (1400 м) — кварцито-песчаники, серицит-хлоритовые с прослоями углистые сланцы. Мойвинская свита (700 м) — карбопатные, серицит-хлорит-кварцитовые сланцы, известняки, доломиты со строматолитами. Ишеримская свита (2500 м) — кварциты, конгломераты, биотит-мусковит-кварцевые сланцы, залегающие с перерывом на мойвинских отложениях. Велсовская свита (2500 м) — хлорит-серицит-кварцевые сланцы с редкими прослоями известняков и доломитов со строматолитами, а также онколитами. Подобный же комплекс строматолитов и онколитов встречен в низьевской свите Северного Урала. Чувальская свита (3000 м) — сланцы, иногда углистые, песчаники, основные эффузивы, туфы и туфосланцы, известковистые сланцы.

На отложениях чувальской, велсовской, ишеримской свит с глубоким размывом залегает тельпосский ордовик.

По мнению И. Н. Крылова, строматолиты мойвинской свиты характерны для самых верхних горизонтов среднего рифея. Ишеримская свита по литологическим особенностям напоминает зильмердакские отложения восточных разрезов Башкирского антиклинория. Велсовская свита содержит строматолиты тангауровского горизонта верхнего рифея. Исходя из этих данных, расьинскую и мойвинскую свиты следует отнести к среднему рифею, ишеримскую свиту к кипчакскому, а велсовскую к тангауровскому горизонтам верхнего рифея. Чувальская свита отвечает устьчурочным (криволукским) отложениям (Аблизин и др., 1969).

Трудности изучения докембрия центральной зоны с особой отчетливостью проявляются в хр. Уралтау на Южном Урале. Здесь, выше максютовских образований, установлены отложения суваянского комплекса, который имеет следующее строение (Горохов, 1964; Криницкий, Криницкая, 1958; Козлов, 1975).

Уткальская свита (1500—2000 м) — мусковит-кварцевые, хлорит-слюдисто-альбитовые, иногда графитистые сланцы, тонкослоистые слюдястые кварциты. После перерыва и углового несогласия — курташская свита (700—1200 м) — кварциты с подчиненными прослоями мусковит-кварцевых, хлорит-мусковит-кварцевых сланцев. Акбиикская свита (650—1600 м) — кварциты, переслаивающиеся с хлорит-серицитовыми, серицит-хлорит-кварцевыми сланцами. Белекейская свита (400 м) —

хлорит-серицитовые, хлорит-серицит-кварцевые сланцы с редкими прослоями песчаников и конгломератов. В карбонатных породах из галек конгломератов определены микрофолиты. Выше несогласно залегают фаунистически охарактеризованные отложения ордовика.

Отмеченная последовательность характерна для южных районов хр. Уралтау. В более северных разрезах зоны устанавливается иное строение докембрийских отложений. Здесь выделяются: мазаринская свита (400—800 м) — мусковитовые сланцы, полимиктовые конгломераты, кварциты, измененные эффузивы; укшук-арвякская свита (1000 м) — конгломераты, кварциты, слюдяно-кварцевые сланцы; укская свита (150 м) — известняки и доломиты с микрофолитами. Карбонатные породы прослежены В. И. Козловым (1975) на протяжении около 60 км и относились им к самым верхам укшук-арвякской (арвякской) свиты.

Аршинская свита (900—1000 м) залегает с разрывом на породах суванякского комплекса. Она сложена слюдяно-кварцевыми сланцами, кварцитами, кварцитовидными песчаниками, редкогалечными конгломератами; локальное распространение имеют диабазы, диабазовые порфириды, их туфы, зеленые сланцы.

Корреляция северных и южных разрезов зоны Уралтау представляет одну из наиболее сложных и нерешенных проблем. Отложения суванякского комплекса сопоставляются А. И. Олли и В. А. Романовым (1960) с юрмагинской и каратауской сериями, а М. И. Гаранем (1963) с каратауской серией и криволукской свитой. Радиологические определения возраста метаморфических минералов суванякского комплекса K-Ar методом дают цифры в пределах 290—555 млн. лет. Возраст Барангуловского массива, рвущего отложения мазаринской свиты суванякского комплекса, α -Pb методом определен в 630 ± 60 млн. лет. Наличие укских отложений в верхней части суванякского комплекса определяет докриволукский возраст комплекса.

Аналоги суванякского комплекса известны (Шарфмап, Горохов, 1965) в Орь-Илекском междуречье под названием каялинской свиты. Севернее в Златоустовском районе М. И. Гаранем в 1959 г. установлена следующая последовательность докембрийских толщ (снизу вверх). Кувашская свита (1500 м) — амфиболиты, эпидот-хлоритовые сланцы, альбитофиры, порфиroidные и слюдяно-кварцевые сланцы, конгломераты. Эти отложения местами графитизированы и превращены в гранито-гнейсы, для которых Rb-Sr методом получено значение 1131 ± 121 млн. лет (Губенский массив). Как уже отмечалось, изотопный возраст цирконов из порфиров кувашской свиты составляет по данным α -Pb метода 1460 ± 130 млн. лет (Овчинников и др., 1969). Таганайская свита (800 м) — кварциты, слюдяные и слюдяно-гранатовые сланцы и графитистые филлиты. Уреньгинская свита (2300 м) — углистые и графитовые филлиты, слюдяные и слюдяно-гранатовые, слюдяно-ставролит-гранатовые и другие сланцы. Уйташская свита (до 400 м) — кварциты, слюдяно-кварцитовые сланцы, аркозовые кварциты.

Отложения златоустовского комплекса коррелировались М. И. Гаранем с породами бурзянской серии, а позднее кувашская свита была сопоставлена с машакской, зигальгинская с таганайской, уреньгинская с зигазино-комаровской и авзянской свитами, а уйташская с зильмердакской свитой Башкирского антиклинория.

Стратиграфия древних толщ Приполярного Урала разработана К. А. Львовым (1959). Позднее стратиграфическая схема древних толщ Ляпинского антиклинория была существенно уточнена и детализирована (М. С. Бельский, В. Н. Малашевский, Л. Т. Белякова). К рифейским отложениям (Белякова, 1972) отнесен следующий комплекс пород (снизу вверх). Пуйвинская свита (1800—2000 м) — филлитовидные, прослоями вулканогенные сланцы с пачками кварцитов и прослоями мраморов. Граниты, рвущие пуйвинскую свиту, имеют возраст 1370 млн. лет (Беля-

кова, 1972). Хобеинская свита (1000 м) залегает с размывом на пуйвинской. В нижней части сложена кварцитами, кварцито-песчаниками, реже конгломератами, которые вверх по разрезу сменяются тонкопелосчатыми слюдяно-кварцевыми и известковистыми сланцами. Выше залегают осадочно-вулканогенные маньинские образования, в составе которых выделяются мороинская и саблегорская свиты. Мороинская свита (1400 м) — основные вулканогенные, филлитовидные известковистые сланцы, алевролиты, песчаники, слюдястые известняки, доломиты. В доломитах мороинской свиты обнаружены К. А. Львовым археоциаты и археоциатоподобные организмы. Эти находки позднее не были повторены, но в тех же обнажениях собраны микрофитоциты четвертого (укского) комплекса (определение З. А. Журавлевой). Повторные сборы обнаружили микрофитоциты, характерные для верхов миньярской и укской свит Южного Урала. Саблегорская свита (2000—2500 м) залегает с перерывом на различных толщах мороинской свиты (Белякова, Маслов, 1972). Она сложена основными эффузивами, которые вверх по разрезу сменяются более кислыми разновидностями. В этих отложениях установлены диабазы, андезитовые и базальтовые порфириты и их туфы, кварцевые порфиры, фельзиты. Граниты, рвущие саблегорские отложения, имеют возраст 520—555 млн. лет. Лаптопайская свита (700—1500 м) распространена локально и сложена красноватыми полимиктовыми песчаниками, конгломератами с галькой основных и кислых эффузивов, туфопесчаниками и филлитами. В конгломератах содержатся обломки нижележащих пород, включая доломиты с вендскими онколитами, валуны кварцевых порфиритов и основных эффузивов. Саблегорские и лаптопайские отложения с угловым несогласием перекрываются ордовиком.

Древние толщи Приполярного Урала, залегающие выше шатмагинских гнейсов, параллелизовались К. А. Львовым с каратауской серией и относились к кембрию, а П. М. Есиповым — к юрматинской и каратаускими отложениями Южного Урала.

На основе новых материалов параллелизация древних толщ Ляпинского антиклинария с каратаускими и более древними образованиями рифея сохраняет свое значение. Завершающие разрез лаптопайские образования по своим формационным особенностям сопоставляются с вендскими (ашинскими) отложениями Южного Урала.

Древние отложения установлены и на западном склоне Приполярного Урала, в пределах Лемвинского синклинария. Они представлены (Гессе, 1962) кокпельской свитой (1500—2000 м), содержащей базальтовые и диабазовые порфириты, туфы, туфолавы, туфопесчаники, углистые сланцы, карбонатные породы, и молюдмусюртской свитой (1000 м) пестроцветных аргиллитов, песчаников, конгломератов с пластовыми телами базальтовых порфиритов.

Севернее рифейские отложения установлены на западном склоне Полярного Урала. В основании разреза залегает енганэпэйская свита (800 м), представленная филлитовидными сланцами с прослоями полимиктовых песчаников, конгломератов, туфопесчаников, туфосланцев с линзами мраморов с катаграфиями, характерными для тамьяповского горизонта верхнего рифея. На ней с размывом залегает бедамельская свита (1000—2500 м). Она сложена диабазами, андезито-базальтовыми порфиритами, которые сменяются вверх по разрезу кварцевыми порфирами, порфироидами и туфами. Выше лежит хойдышорская свита (1200—2400 м), выделенная впервые А. Ф. Шульгой. Свита сложена песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами, сланцами и в нижней части порфиритоидами. Хойдышорская свита с перерывом залегает на бедамельской и с несогласием перекрывается ордовиком, что позволяет одним исследователям относить ее к кембрию, а другим — к венду.

На восточном склоне Полярного Урала к рифею могут быть отнесены няровейский и орапско-хуутинский комплексы. В отличие от куполо-

видных структур харьбейского комплекса няровейский и оранско-хуутинский комплексы имеют линейный структурный план и сложное, еще не изученное с необходимой полнотой, внутреннее строение. Породы смяты в серию крутых, часто запрокинутых складок. Степень метаморфизма обычно не выходит за пределы зеленосланцевой фации.

Более древний няровейский (Иванова, 1956) комплекс (2000 м) сложен полимиктовыми метаморфизованными конгломератами, полосчатыми слюдяно-кварц-полевошпатовыми сланцами, зелеными и графит-слюдисто-кварцевыми сланцами с липзами окварцованных мраморов. Конгломераты редкогалечные, размер гальки достигает 20—25 см.

Маркирующее значение в составе няровейского комплекса имеет немурюганская свита. Она сложена серыми мраморами, светло-серыми массивными кварцитами, карбонатизированными слюдисто-кварцевыми сланцами. Особый интерес представляют седиментационно-тектонические брекчии. Они описываются или как конгломератовидные известняки и конгломераты (Раабен, 1963; Цимбалюк, 1972), или как будины и тектонические брекчии (Перфильев, 1968). В этих породах преобладают (до 85—95%) совершенно неокатанные глыбы мраморов, размер которых изменяется в широких пределах — от нескольких сантиметров до нескольких метров. Обломочный материал и цемент испытали интенсивный будинаж и рассланцевание, но отсутствие полной конформности между формой обломков и цементом указывает на первично седиментационный генезис этих пород.

Неоднозначно трактуется и стратиграфическое положение этих брекчий. Одни исследователи их считают базальными и помещают в основание оранско-хуутинского комплекса, другие относят к внутриформационным или тектоническим образованиям и не отделяют их перерывом от немурюганских мраморов. Этот вопрос приобретает существенное значение, так как в глыбах мраморов имеются микрофитолиты и плохой сохранности желваковые, пластовые строматолиты. Эти скудные органические остатки не противоречат отнесению няровейского комплекса к рифею.

Оранско-хуутинский комплекс (1800 м) развит по западной и северной периферии Харьбейского поднятия. Он ограничен крупными тектоническими нарушениями, по которым на западе он граничит с ордовикскими, а на востоке — с няровейскими отложениями. Комплекс образован тонкополосчатыми серыми, зеленовато-серыми филлитовидными сланцами с прослоями темно-серых серицит-графит-кварцевых сланцев и рассланцованных алевролитов и песчаников. Отложения по составу и отчасти структурному положению имеют сходство с породами суванякского, частично максютовского комплексов зоны Уралтау на Южном Урале.

На Пай-Хое наиболее полные разрезы рифея описаны по северной оконечности Югорского полуострова. Здесь к верхнему рифею относится (Маслов, Шляхова, 1972) амдерминская свита (1750 м) серых, темно-серых массивных и плитчатых известняков с прослоями в верхах разреза глинистых сланцев. В известняках определены микрофитолиты, характерные для тангауровского и тамьяновского горизонтов верхнего рифея.

Выше амдерминских отложений залегает бедамельская (морозовская, по В. С. Енояну) свита (2400—2650 м). Она образована пестроцветными терригенными, карбонатными и туфогенными отложениями с пачками эффузивов основного и кислого состава. Среди них отмечаются конгломераты, филлитовидные сланцы, кремнистые сланцы, известковистые доломиты, туфы, туфосланцы, базальты, андезито-базальты, порфириды, альбитофиры. В гальках конгломератов установлены амдермишские известняки с микрофитолитами (Еноян, 1971). Бедамельская свита Пай-Хоя отличается от разновозрастных образований Полярного Урала большим содержанием в разрезе осадочных пород. Помимо Амдерминской антиклинали аналоги бедамельских отложений распространены на Пай-Хое и в более южном Едунейском поднятии.

Неоднозначно трактуется положение в разрезе сокольнипской свиты (2500 м), сложенной туфами, туфопесчаниками, туфосланцами, кремнистыми сланцами, конгломератами, основными и кислыми эффузивами. По предположению В. С. Енокяна, она подстилает амдерминскую свиту, по данным М. А. Маслова, Х. Т. Шляховой (1972), она залегает выше бедамельских (морозовских) отложений и сопоставляется с хойдышорскими и лаптопайскими образованиями Урала. Непосредственные соотношения с амдерминской свитой отсутствуют, а контакт с бедамельскими отложениями осложнен тектоническими нарушениями.

Ордовикские породы трансгрессивно и нередко с угловым несогласием перекрывают древние толщи Пай-Хоя, чем надежно определяется их доордовикский возраст, но не исключается возможность отнесения части разреза к кембрию.

Восточная структурно-формационная зона

Зона характеризуется фрагментарностью разрезов верхнего докембрия, которые изучены лишь в самых общих чертах. Из них наиболее исследованы верхнедокембрийские отложения в пределах антиклинорных структур восточного склона Южного Урала. Здесь, в Брединском районе, к верхнему протерозою могут быть отнесены чулаксайская свита и ее возрастные аналоги (Мамаев, Черменинова, 1973). Эти отложения залегают на кусоканской свите, образованной гнейсами, амфиболитами, мраморами, слюдяными сланцами.

Чулаксайская свита (750—2000 м) представлена серыми, темно-серыми, углистыми кварцитами, кремнистыми сланцами, филлитами. Изотопный возраст порфириров чулаксайской свиты в стратотипическом разрезе по р. Картубай 460 млн. лет. По-видимому, эта цифра, полученная К-Аг методом, не определяет истинный возраст этих пород. Органические остатки в чулаксайских отложениях отсутствуют. Иногда ссылаются на старые проблематичные находки кораллов, криноидей и растительных остатков. Эти находки не были повторены, несмотря на тщательные поиски. Более того, фациальные условия формирования чулаксайских отложений таковы, что крайне сомнительно появление в этих отложениях кораллов и криноидей. По-видимому, эти остатки были встречены в более молодых образованиях, несколько напоминающих чулаксайские толщи. Условно, исходя из литологических особенностей, отложения чулаксайской свиты сопоставлялись М. И. Гаранем (1963) с юрматинской серией Башкирского антиклинория.

Рымникская свита (950—1200 м) несогласно перекрывает чулаксайскую. Она имеет широкое распространение на восточном склоне Южного Урала и представлена зелеными полимиктовыми песчаниками, которые переслаиваются с туффитовыми и филлитовыми сланцами. В обломочном материале песчаников — фрагменты кварца, полевого шпата, кремнистых пород. По литологическим особенностям и положению в разрезе рымникские отложения сопоставляются с ашинскими отложениями Урала. В рымникских отложениях И. Н. Голуб обнаружила акритархи валдайского облика.

Своеобразный разрез описан (Гауэр, 1974) в Троицком районе на р. Сапаре, где к докембрию относится осиповская свита (2500 м), сложенная слюдяно-кварцевыми, графитистыми и вулканогенными сланцами и кварцито-песчаниками. В линзах известняков встречены микрофитолиты (?Куравлева, Мамаев, 1966) и водорослевые колонии, близкие к нелканеллам. На основе находок микрофитолитов осиповская свита относится к нижнему рифею.

К. Э. Гауэр (1974) сопоставляет осиповские отложения с алексеевской свитой Зауральского поднятия.

Для рифейских отложений отчетливо намечается латеральная изменчивость вкрест простирания Уральской складчатой области. Она заключается в исчезновении карбонатных и карбонатно-терригенных формаций по мере перехода от внешних (Башкирский антиклинорий) к более внутренним структурам (зона Уралтау) рифейской складчатой области. Восточные разрезы рифея включают мощные осадочно-вулканогенные и фтанитовые комплексы. В направлении с востока на запад кремнистые и углисто-кремнистые толщи исчезают из разреза.

Рифейский и дорифейский комплексы Урала содержат образования, отвечающие самостоятельным геотектоническим циклам. Отложения этих циклов столь резко различаются по своим структурным, минерогеническим особенностям, стратиграфическому положению и формационным рядам, а нередко и степени метаморфизма, что их объединение в единый комплекс доуралид представляется нецелесообразным. Сохраняя определенную преемственность и учитывая степень изученности докембрия Уральской складчатой области, целесообразно выделять два комплекса — рифейский и дорифейский. По своему стратиграфическому диапазону дорифейский комплекс отвечает надгруппе, а возможно, и еще более крупному стратиграфическому подразделению докембрия. В этом отношении он вполне сопоставим с рифейской надгруппой.

РИФЕЙ ТИМАНА

В отличие от Уральской складчатой области докембрий Тимана на современном эрозионном срезе образован только рифейскими отложениями. Дорифейские толщи вскрыты лишь скважинами на Северном Тимане или локально развиты в соседнем Микулкинском поднятии. Возможно, что вскрытые на Северном Тимане глиноземистые гнейсы с гранатом представляют собой непосредственное продолжение дорифейских образований Канина полуострова.

Древние толщи Тимана рассматриваются в многочисленных публикациях, среди которых необходимо отметить работы Э. А. Кальберг (1948), О. А. Солнцева (1959), Е. В. Владимирской (1955), В. С. Журавлева и М. И. Осадчук (1960, 1963), А. Б. Наливкина (1962), В. А. Разницына (1965), А. М. Плякина (1972), В. Г. Гецена (1975) и др.

Одна из основных особенностей строения рифейских образований Тимана — их зональность (Журавлев, Осадчук, 1960; Осадчук, 1968). По характеру формаций и степени метаморфизма на Тимане отчетливо обособляются западная, центральная и восточная структурно-формационные зоны (рис. 3).

Западная (четласская) зона представлена слабо измененными преимущественно терригенными формациями, для которых характерно пологое, почти горизонтальное залегание пород. Структурные особенности и состав докембрия четласской зоны сближают его с распространенными западнее и вскрытыми глубокими скважинами разрезами верхнего докембрия платформы.

Центральная (цильменская) зона обычно включалась в состав западной зоны, хотя их и разделяет крупный разлом. Сравнительно узкая центральная зона характеризуется линейной складчатой структурой и самостоятельным формационным рядом. Этот ряд представлен группой терригенно-карбонатных формаций и обычен для внешних частей миогеосинклинальных зон.

Восточная структурно-формационная зона имеет, по-видимому, покровное строение и характеризуется сложной линейной, нередко дизокли-

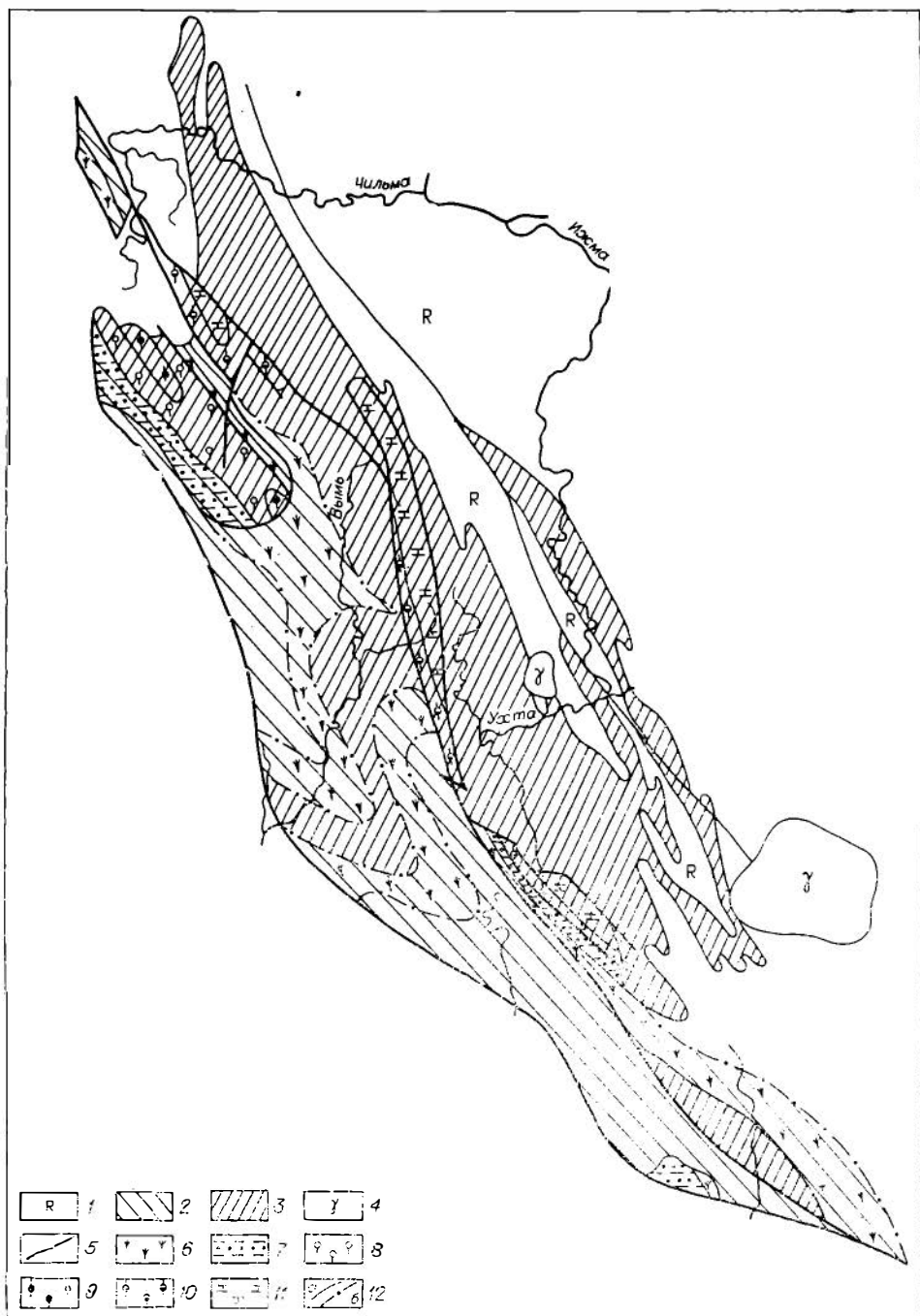


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Тимана со снятыми фанерозойскими отложениями.

1 — рифей; 2 — верхний рифей, 3 — средний рифей; 4 — гранитоиды; 5 — тектонические контакты. Региональные стратиграфические подразделения (свиты): 6 — быстринская, блогерманная, формация; 7 — джеминская, фалаховая, формация; 8 — четласская, квазиаспидная, формация; 9 — светлинская, олигомикстопа, формация. Формации кислоручейского комплекса: 10 — аспидная; 11 — финноидная. 12 — границы региональных стратиграфических подразделений: а — достоверные; б — условные (по В. Г. Черному).

нальной складчатостью. Развитые в ее пределах терригенные формации характерны для внутренних частей миogeосинклинальных зон.

Наиболее полный разрез древних толщ **западной зоны** отмечен на Среднем Тимане в пределах Четласского камня. Здесь установлен (Журавлев, Осадчук, 1963; Плякин, 1972) следующий разрез (снизу вверх).

Светлинская свита (> 620 м) — кварциты серые, светло-серые, олигомиктовые косослоистые, кварцево-сланцевые сланцы. Для филлитовидных сланцев в лаборатории ВСЕГЕИ получено К-Аг методом несколько определений изотопного возраста, заключенных в пределах 597—635 млн. лет и, очевидно, отличающихся от истинного возраста этих пород.

Четласская свита (2600—3400 м) — серые, темно-серые песчаники, характерные пятнистые кварциты, алевролиты, углисто-глинистые, кварцево-хлорит-серпентиновые кровельные сланцы с косою слоистостью, знаками ряби, подводно-оползевыми текстурами и гиероглифами. Для четласских сланцев К-Аг методом получен ряд омоложенных датировок, заключенных в тех же пределах. Для филлитов в скв. Большие Пороги получено значение изотопного возраста (по К-Аг) 1130 млн. лет. Строение разреза, типы пород и их текстурные особенности приближаются к аспидным формациям складчатых областей, но четласские отложения сформировались за счет приноса обломочного материала с платформы, они лишены граувакковых ассоциаций, залегают практически горизонтально и принадлежат к платформенным комплексам.

Джеминская свита (200—800 м) — серые полевошпат-кварцевые, аркозовые песчаники, гравийные и галечно-гравийные конгломераты, кварц-серицитовые сланцы, алевролиты с косою слоистостью и знаками ряби. Джеминские породы залегают с размывом на разных горизонтах четласской свиты (Плякин, 1972). По секущим джеминскую свиту щелочным и основным породам имеются К-Аг определения возраста, заключенные в довольно широком диапазоне 344—859 млн. лет с преобладанием значений в пределах 600—640 млн. лет.

В центральной зоне докембрий представлен быстринской свитой. Ее наиболее полные разрезы установлены на Среднем Тимане, где эта свита расчленяется на три подсвиты. Нижняя (ворыквинская) подсвита (>400 м) описана (Раабен, Черная, 1975) в юго-восточной части Четласского камня. Она сложена пестроцветными (розоватыми, коричневатокрасными, зеленоватосерыми, светлосерыми) известняками, доломитами, глинистыми известняками, мергелистыми породами с редкими прослоями преимущественно тонкозернистых, терригенных пород. В карбонатных породах встречены строматолиты, характерные для кипчакского горизонта верхнего рифея Северного и Южного Урала. Средняя подсвита (2000 м) — павьюгская свита А. Б. Наливкина — сложена мраморизованными известняками, доломитами с прослоями глинистых и известково-глинистых сланцев. Среди карбонатных пород встречены строматолитовые и кремнистые образования. Строматолиты из быстринской свиты Южного Тимана определены М. Е. Раабен (Журавлев и др., 1966). Помимо строматолитов в быстринских отложениях Южного Тимана определены микрофитолиты (Забродин, 1967). В целом комплекс органических остатков павьюгской подсвиты характеризует отложения тангауровского горизонта верхнего рифея Южного Урала.

Верхняя подсвита (~ 1800 м) — оселковая, по Э. А. Кальберг, — образована темносерыми, серыми филлитизированными глинистыми сланцами с прослоями доломитов и известняков с микрофитолитами, характерными для тамьяновского горизонта Южного Урала (устное сообщение М. И. Осадчука). Нижний контакт подсвиты повсеместно тектонический.

Для диабазов, рвущих отложения быстринской свиты на Среднем Тимане в устье р. Правой Бобровой, известно семь датировок, изменяющихся в пределах 1065—1336 млн. лет и полученных К-Аг методом

в лабораториях ВСЕГЕИ и РИАН. Геохронологические данные не соответствуют сложившимся представлениям о возрасте быстринских отложений, основанным на биостратиграфических материалах. С целью выяснения природы этого противоречия Г. Н. Акимовой проведена работа по выделению мономинеральных фракций диабазов и определению их возраста в лабораториях ВСЕГЕИ. Получены следующие результаты: плагиоклаз — 2500 ± 200 млн. лет, амфибол — 1178 ± 70 , биотит — 1090 ± 60 млн. лет. Датировки мономинеральных фракций показывают, что результаты валовых определений возраста диабазов удревлены за счет аномальных значений плагиоклаза и не могут приниматься как реперные при определении верхней возрастной границы древних толщ Тимана. Судя по сопредельным районам Урала, больший геологический смысл имеют наименьшие возрастные значения 575 ± 28 , 590 ± 20 , полученные для диабазов из скв. 2с р. Бобровой (Мальков и др., 1972).

В восточной зоне распространены кислоручейские отложения, установленные на Среднем и Южном Тимане. Ранее эти отложения рассматривались Э. А. Кальберг в составе четласской свиты. Соотношения кислоручейских отложений с породами западной зоны трактуются неоднозначно. По мнению В. С. Журавлева и М. И. Осадчука, кислоручейская «свита» залегает выше быстринских отложений; А. И. Кукушкин, К. А. Львов, Ф. Я. Волочаев, З. И. Дзю сопоставляют кислоручейские отложения с четласскими сланцами.

Не исключено, что в восточной зоне развиты образования более древние, чем в западной зоне. Для кислоручейских кварцево-серицит-хлоритовых сланцев (Разницын, 1965) получены К-Аг методом следующие значения абсолютного возраста: 780, 790, 700, 687 млн. лет. По-видимому, эти цифры указывают на время метаморфизма. Если это предположение справедливо, то кислоручейские образования должны рассматриваться среди добыстринских отложений. Приведенные данные подтверждаются и определением возраста гранитов Омра-Сайвинского батолита — 585 млн. лет, прорывающего кислоручейские сланцы.

Кислоручейский комплекс (>4300 м) образован серыми, темно-серыми тонкоплитчатыми кварц-серицитовыми и биотит-кварц-серицитовыми сланцами, алевролитами, кварцитовидными песчаниками. Маркирующими горизонтами являются пачки магнетитовых сланцев. Характерно ритмичное чередование пород, особенно отчетливо выраженное в верхней части комплекса.

На Северном Тимане распространены терригенные отложения барминской серии. Л. С. Косовым они расчленены на румяничную свиту (700 м) ритмичного переслаивания кварцитов и слюдисто-кварцевых сланцев; малочерпорецкую свиту (2000 м) кварцито-песчаников и зеленых, прослоями филлитовидных сланцев; верхнюю ямбозерскую свиту (2000 м) светло-серых кварцито-песчаников и кварц-хлорит-серицитовых, иногда графитистых, сланцев (Гецен, 1975).

Барминские отложения прорваны многочисленными интрузиями основного и кислого состава. Радиологический возраст этих пород изменяется по данным К-Аг метода в пределах 445—640 млн. лет. Единственным исключением является возраст 1300 млн. лет, полученный К-Аг методом по полевому шпату из микроклиновых гранитов массива Большой Камешек. Это наиболее древняя датировка на Северном Тимане. В. С. Журавлев и М. И. Осадчук (1963) сопоставляют барминские отложения с кислоручейской «свитой».

Отдельными скважинами складчатые докембрийские образования вскрыты к востоку от зоны развития кислоручейского комплекса в пределах Печерской синеклизы. Они представлены серыми слюдистыми (Кипиево) и пестроцветными сланцами (Боганская-1), осадочно-вулканогенными образованиями преимущественно кислого состава (Возей-51, Средняя Шапкино-1), а также полимиктовыми конгломератами (Седуха-67).

Отложения западной и центральной зон Тимана отвечают каратауской и юрматинской сериям Башкирского антиклинория; породы восточной зоны Тимана по своему структурному положению и составу обнаруживают некоторое сходство с образованиями хр. Уралтау.

* *

*

Рассмотрение разрезов рифея различных структурно-формационных зон Тимана со всей очевидностью показывает, что докембрий на Тимане имеет гетерогенное строение и образован как складчатыми, так и нескладчатыми комплексами. Геосинклинальная природа складчатых комплексов Тимана, прорванных крупными гранитными телами и имеющих определенную общность со складчатыми комплексами полуостровов Рыбачьего и Канина, наиболее вероятна. Нескладчатые комплексы докембрия Тимана обнаруживают значительное сходство с разрезами рифея прилегающих районов платформы.

СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА,
ТУРУХАНСКОЕ И ИГАРСКОЕ ПОДНЯТИЯ

ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

Докембрийские отложения Енисейского кряжа подразделяются на семь серий (рис. 4): канскую (архей), веснинскую и тейскую (нижний и средний протерозой), сухопитскую, тунгусикскую, ослянскую и тасеевскую (верхний протерозой — венд). Нижние серии докембрия (канская, веснинская и тейская) сложены метаморфическими формациями, в которых отчетливо зафиксированы фации по крайней мере двух различных температурных ступеней метаморфизма (Добрецов и др., 1974; Ушакова, 1966). Ранний метаморфизм этих серий протекал в условиях высоких температур, отвечающих фациям дистеновых гнейсов, гранулит-амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям. Последующий региональный диафторез канской, веснинской и тейской серий соответствовал условиям зеленосланцевой фации метаморфизма.

На Енисейском кряже названные древние серии докембрия образуют гранитно-метаморфическое основание складчатой области — ее фундамент. Геосинклиналильные (доорогенные) комплексы этой области представлены сухопитской, тунгусикской и ослянской сериями, породы некоторых лишь местами метаморфизованы до фации зеленых сланцев.

Комплексы докембрийских орогенных впадин (тасеевская серия, а также сопоставляемые с нею вороговская и чингасапская серии) залегают на всех более древних комплексах несогласно и резко отличаются от них по составу и строению. Они сложены исключительно вулканогенно-осадочными образованиями, обнаруживающими наибольшую фациальную изменчивость.

Комплексы основания

В разных частях Енисейского кряжа комплексы основания представлены различными сериями: канской и веснинской на юге области, тейской — на севере.

Весьма вероятно, что в разных районах эти комплексы имеют разную структуру и состав. Однако типизировать их пока невозможно из-за отсутствия данных по обширным территориям, где они находятся на значительной глубине. Поэтому описание комплексов основания дается по выходам на дневную поверхность тех или иных серий.

Канская серия представлена архейскими метаморфическими породами, выходящими на дневную поверхность в пределах Ангаро-Канского антиклинория (рис. 5). По петрографическому составу кристаллические сланцы и гнейсы канского метаморфического комплекса сопоставляются с археем Анабарского и Алданского выступов фундамента Сибирской платформы (Кузнецов, 1952, 1961).

В канской серии выделены три толщи (снизу): кузеевская, атамановская и калаптатская.

Кузеевская толща (3000—4500 м) сложена гранат-полевошпатовыми и пироксеновыми гнейсами, гранулитами и чарнокитами. Наибольшая мощность толщи (4500 м) вскрывается в северо-западной части Ангаро-

Серия	Состав	Мощность, м	Свита
Тасовская		1000	Островная
		1700	Мошановская
		1300	Чистяковская
		1500	Алешинская
Ослянская		4000	Дашинская
		600	Нижнеангарская
Тунусовская		1700	Кирайтеевская
		2000	Шунтарская
		150	Джурская
		2000	Красногорская
Сухопильская		800	Аладынская
		400	Карточни
		1600	Позорюйская
		2000	Удэрейская
Тейская		1500	Горбюлюкская
		2000	Кординская
		1700	Пенченгинская
Нижний протерозой		2000	Хр. Карпинского
		4000	Веснинская толща
Архей		2000	Калантатская толща
		2000	Атамановская толща
		4000	Кузеевская
			Катархей

Рис. 4. Опорный разрез докембрия Енисейского кряжа (по Ангаро-Питскому синклинию и Ангаро-Канскому антиклинорию, см. рис. 5).

и поэтому характер ее нижней границы не совсем ясен.

Свита хр. Карпинского, отвечающая нижней части тейской серии (800—2000 м), сложена гнейсами, мигматитами и слюдянными сланцами, местами с примесью дистена, ставролита, граната, силлиманита, а также амфиболитами и кварцитами. Встречаются высокоглиноземистые породы с гранатом, кианитом, ставролитом и силлиманитом. Свита в целом характеризуется выдержанностью состава. Высокоглиноземистые образования с прослоями кварцитов и кварцево-слюдяных сланцев в нижней части

Канского антиклинория. Возраст, определенный радиологическим методом, 2500 — 2700 млн. лет (Волобуев и др., 1964).

Атамановская толща (500 — 2000 м) сложена кордиеритовыми, силлиманитовыми, пироксеновыми и гранат-биотитовыми гнейсами с горизонтами кварцито-гнейсов. Возраст этих пород, установленный радиологическим методом, равняется 1900 млн. лет (Волобуев и др., 1964). Для этой толщи характерно широкое развитие высокоглиноземистых пород, образующих прослои и линзы, представленные кордиеритовыми, кордиерит-силлиманитовыми, гранат-силлиманитовыми, реже дистенсодержащими гнейсами, связанными между собой постепенными переходами.

Калантатская толща (1500—2000 м) залегает согласно на нижележащих породах и сложена биотит-пироксеновыми, кварц-пироксеновыми, гранат-биотитовыми гнейсами с прослоями кордиеритовых гнейсов и кварцито-гнейсов; характерно присутствие амфиболитов.

Веснинская серия относится к нижнему протерозою. Серия сложена биотитовыми и биотит-плаггиоклазовыми сланцами и гнейсами, мраморами, амфиболитами, мигматитами с прослоями кварцитов в ее верхней части. Так же, как и породы канской серии, она интенсивно дислоцирована.

Во многих районах Ангаро-Канского антиклинория веснинская серия залегает непосредственно на нижней (кузеевской) толще архея, что свидетельствует об огромном перерыве, имевшем место перед накоплением веснинской толщи, и несогласном залегании протерозоя на архее (Врублевич, Корнев, 1962). К противоположным выводам пришли М. И. Волобуев и др. (1964), считающие кузеевскую толщу самой молодой среди архейских пород. Возможно также, что веснинская серия является фацией калантатской толщи (Прохогин, 1964).

Тейская серия (средний протерозой), представленная свитами хр. Карпинского и пенченгинской, выходит в антиклинориях северной и центральной частей Енисейского кряжа (см. рис. 5). Породы серии подверглись сильному контактовому метаморфизму,

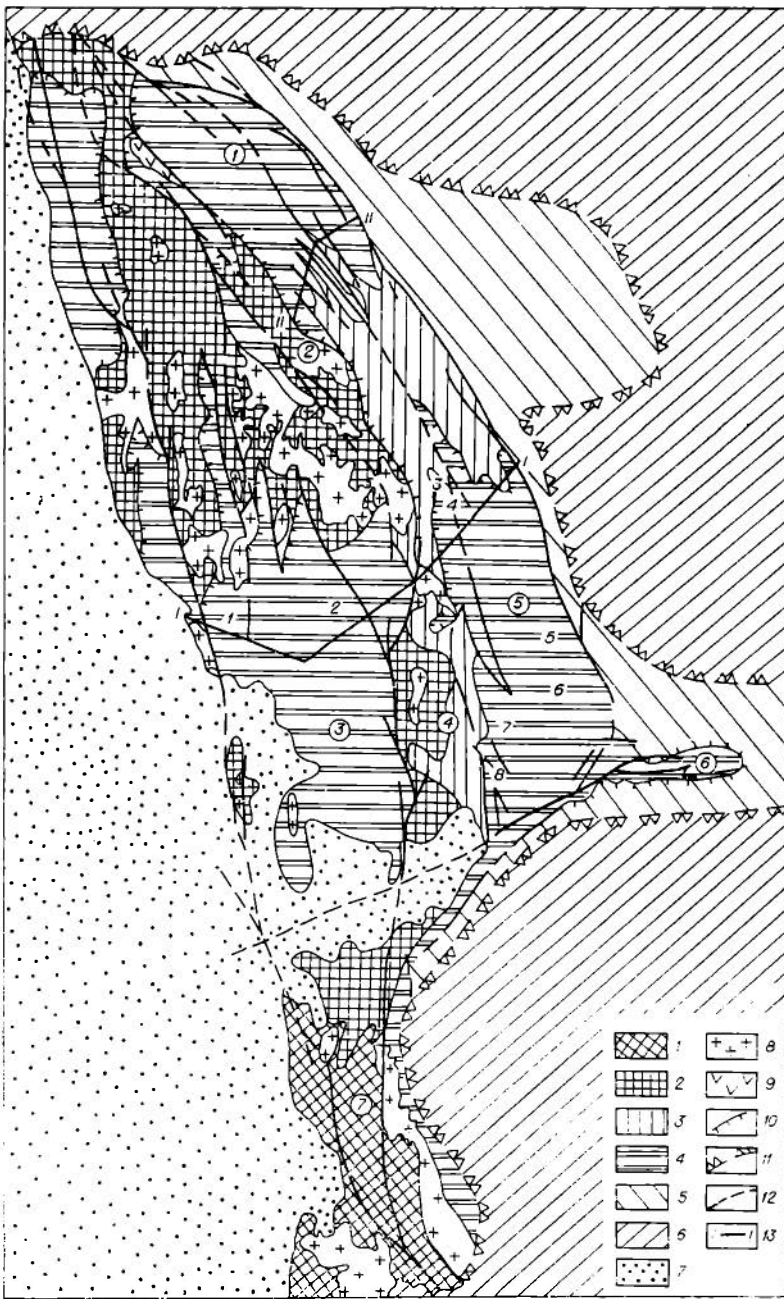


Рис. 5. Тектоническая схема Енисейского края.

Тектонические формы докембрийского структурного этажа: 1 — антиклинорий, сложенные археем; 2 — антиклинорий, сложенные нижним протерозоем и частично верхним протерозоем; 3 — поднятия, сложенные сухопитской серией; 4 — синклинии и грабены, выполненные преимущественно тунгусьякской, осланской, тасеевской сериями и частично палеозоем. Тектонические формы палеозойских и мезозойских структурных этажей: 5 — поднятия, сложенные кембрием; 6 — синеклизы и впадины, сложенные верхним палеозоем; 7 — впадины, выполненные мезозоем и кайнозойем; 8 — докембрийские и более молодые гранитные массивы; 9 — трапповые тела на территории края; 10 — контуры синклинириев и грабенов; 11 — контуры Енисейского края (по кровле кембрия); 12 — разломы; 13 — линия разреза (см. рис. 7, 8).

Тектонические структуры (цифры в кружках): 1 — Кордо-Лебяжинский синклиниорий; 2 — Панимбинский антиклинорий; 2 — Большепитский синклиниорий; 4 — Татарский антиклинорий; 5 — Ангаро-Питский синклиниорий; 6 — Иркинеевский выступ; 7 — Ангаро-Банский антиклинорий.

Цифрами на рисунке обозначены синклинали: 1 — Орловская; 2 — Каитьбинская; 3 — Тыринская; 4 — Усть-Горбилюкская; 5 — Удерейская; 6 — Неронгская; 7 — Могдыгайскал; 8 — Дашкинская.

этой свиты свидетельствуют о формировании ее за счет высокозрелых глинистых продуктов, возможно, каолинитового состава.

Пенченгинская свита (1700 м) залегает с постепенным переходом на отложениях свиты хр. Карпинского и характеризуется выдержанным двучленным строением разреза. Она сложена своеобразными полосчатыми и графитизированными мраморами, мраморизованными известняками с прослоями метаморфических сланцев, реже кварцитов и амфиболитов. Нижняя часть свиты (500—700 м) сложена преимущественно мраморами и кристаллическими известняками. Верхняя (600—1000 м) — известково-глинистыми графитизированными сланцами с прослоями кварцитов. В отдельных районах (реки Чиримба, Вороговка, Ангара) в составе свиты встречаются крупные пачки (до 300 м) кварцитов, амфиболитов и высокоглиноземистых кианитовых, силлиманитовых, дистеновых и андалузитовых сланцев.

Геосинклинальные комплексы

Геосинклинальные комплексы на Енисейском крыже обычно выделяются в качестве западной (центральной, эвгеосинклинальной) и восточной (приплатформенной, миогеосинклинальной) зон складчатой области. При геологическом картировании эти комплексы обособляются как системы синклиналиев, сложенные сухопитской, тунгусикской и ослянской сериями верхнего протерозоя и разделенные протяженной (500—600 км) Татарской зоной глубинных разломов (см. рис. 5).

В отдельных подразделениях докембрия в западном комплексе отмечаются повышенные содержания вулканогенных пород, отчего этот комплекс и называют иногда эвгеосинклинальной зоной. Тем не менее оба комплекса в целом весьма сходны по составу и внутренней структуре, что позволяет использовать для их описания единую региональную шкалу (см. рис. 4). Сходство разрезов верхнего протерозоя свидетельствует о том, что структурное обособление западного и восточного комплексов не было конседиментационным, а произошло в основном в результате магматических и метаморфических процессов, связанных с разломами. Единый слабооборасчлененный седиментационный бассейн, сравнимый с синеклизами платформ, этими процессами диафторирован в геосинклинальные комплексы и структурный шов. В отличие от конседиментационных комплексов в таких диафторированных тектонических комплексах сколько-нибудь существенные изменения в составе осадочных формаций не происходят. Во всяком случае, не эти изменения определяют зональность складчатой области. Сохраняют также свой состав и структуру группы формаций, представленные осадочными сериями разного возраста. На Енисейском крыже таковыми являются сухопитская, тунгусикская и ослянская серии верхнего протерозоя.

Сухопитская серия как на западе, так и на востоке крыжа подразделяется на шесть свит (см. рис. 4), которые повсюду сравнительно хорошо обнажены и детально изучены.

Кординская свита сложена в основании гравелитами и конгломератами (40 м) с галькой пород тейской серии и гранитоидов таракского комплекса (поздний архей), т. е. залегает на всех нижележащих породах с явными признаками перерывов в осадконакоплении и глубоких размывов. Свита представлена в основном кварцевыми и кварцитовидными песчаниками, известково-глинистыми сланцами и алевросланцами, кварцитами, филлитизированными и кристаллическими сланцами, местами метаморфизованными до стадии гнейсов и содержащими силлиманит, андалузит, дистен и гранат.

Мощность (1000—2000 м) и состав кординской свиты очень сильно изменяются. В южной части крыжа она представлена темно-серыми до чер-

ных слабоалевритистыми сланцами гидрослюдистого состава с прослоями хлорит-гидрослюдистых сланцев и кварцевых алевролитов. В центральной части (бассейн рек Панимбы и Тырады) состав свиты существенно сланцевый (сланцы кварц-амфиболовые, кварц-биотитовые, углисто-серицитовые и андалузитовые) и только верхние горизонты представлены кварцитами и мраморами. Западнее, в районе широкого развития интрузий татарско-аяхтинского и посольненского комплексов, кординская свита подверглась интенсивному метаморфизму.

Горбилочская свита (900—1500 м) согласно залегает на кординской свите. В Татарском антиклинории, Кордо-Лебяжинском и Ангари-Питском синклиниях горбилочская свита представлена зелеными и зелено-серыми серицит-хлоритовыми микрокристаллическими сланцами и филлитами. Для нее характерно повышенное содержание турмалина, магнетита и ильменита, что, по-видимому, связано с активным вулканизмом. В бассейнах Исаковки, Вороговки, Кутукаса вулканогенные породы слагают до 40% разреза свиты, увеличивая мощность последней до 2000 м (Корнев, Крымский, 1968).

Удере́йская свита (1000—2000 м), согласно залегающая на горбилочской, весьма широко распространена на Енисейском кряже, прослеживаясь почти непрерывно через эту область с юга на север. Она сложена монотонными темно-серыми и почти черными филлитизированными глинистыми сланцами и кварц-серицитовыми филлитами с отдельными пачками кварцитовидных песчаников и алевролитов.

Погоруйская свита (1000—2000 м) согласно залегает на удере́йской и также довольно широко распространена. Она сложена глинистыми, алевролитовыми и песчано-глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с тонкопослойчатой текстурой, обусловленной чередованием тончайших темно-серых глинистых, светло-серых алевролитовых и песчаных прослоев. Изменения в строении и составе погоруйской свиты хорошо видны по рекам Бол. Пит и Горбилоч. В восточных разрезах в нижней части свиты здесь преобладают филлитизированные алеврито-глинистые и глинистые сланцы, роль алевролитов и кварцито-песчаников незначительна. Их количество увеличивается в средней части свиты, где наблюдается чередование мощных пачек кварцито-песчаников и песчано-глинистых сланцев. Самые верхние горизонты свиты сложены алеврито-глинистыми сланцами с редкими прослоями алевролитов. Западнее количество песчаников и алевролитов в разрезе свиты заметно убывает.

Возраст свиты, установленный радиологическим методом по глаукониту из обнажений по р. Иркинеева, 1140 млн. лет (Келлер и др., 1960; Полевая и др., 1960).

Свита карточка (100—400 м) залегает согласно на погоруйской свите и является хорошим маркирующим горизонтом благодаря пестрой окраске пород, выдержанности литологического состава и широкому распространению в пределах кряжа. Она сложена пестроцветными известняками, мергелями, глинистыми известняками, известковистыми сланцами. Цвет пород меняется в различных разрезах, но пестрота окраски сохраняется.

Аладьинская свита (200—800 м) сложена серыми и светло-серыми доломитами с кремнистыми стяжениями и прожилками кристаллического доломита и магнезита. По р. Ангари в составе свиты появляются глинистые оттрелитовые карбонатные сланцы (100—130 м) и прослой черных кремней (15 м). В целом свита залегает согласно на свите карточка. Лишь в отдельных разрезах в ее основании устанавливаются пласты брекчий (2—3 м), указывающие на перерыв в осадконакоплении.

В центральных частях и на севере Еписейского кряжа отложения этого возраста представлены известняками, доломитизированными известняками и доломитами сосновской свиты, сопоставляемой с аладьинской свитой и свитой карточка (Кириченко, 1955).

Тунгусикская серия верхнего протерозоя расчленяется на **потоскуйскую** (красногорская и джурская свиты нерасчлененные), **шунтарскую** и **киргитейскую** свиты.

Потоскуйская свита имеет двучленное строение и разделяется на под-свиты, которые часто обособляются в самостоятельные свиты: красногорскую (существенно терригенную) и джурскую (карбонатную).

Красногорская свита (нижнепотоскуйская подсвита) в одних случаях залегает на нижележащих свитах согласно, в других (Иркинеевский выступ) — с размывом и с базальными конгломератами. Несогласно она перекрывает не только аладьинскую свиту, но и более древнюю свиту карточки. Свита характеризуется значительной фациальной изменчивостью. На востоке и в Приангарской части кряжа она представлена толщей темно-серых, зеленовато-серых и черных полосчатых глинистых и алевролитоглинистых сланцев. В нижней части свиты в сланцах часто встречаются прослой светлых и малиновых неравнозернистых кварцитовидных песчаников с гематитом. Свита в значительной степени сложена продуктами размыва коры выветривания и содержит в своем составе горизонты высокоглиноземистых пород. Терригенные фации красногорской свиты к востоку сменяются карбонатными. Нижняя часть ее на Иркинеевском выступе сложена доломитами.

В северной части Ангаро-Питского синклиория (по рекам Бол. Пит, Горбилон) подсвита залегает на древней коре выветривания, представленной конгломерато-брекчияей, сложенной слабо окатанными обломками известняков темно-серого цвета. Подсвита сложена красно-бурыми кварцевыми алевролитами и филлитами. В этих разрезах появляется туфогенный материал, содержание которого резко возрастает в западном направлении за счет исчезновения из разрезов пестроцветных отложений.

На севере Енисейского кряжа красногорская свита согласно перекрывает аладьинскую свиту. Здесь красногорская свита сложена вишнево-красными алевросланцами, реже аргиллитами, алевропесчаниками и кварцевыми песчаниками. В виде прослоев (до 5 м) наблюдаются известняки и доломиты красно-коричневого цвета. В нижних частях свиты (на севере, юго-востоке и в центральной части кряжа) встречаются крупно- и средне-обломочные, валунно-галечниковые, галечниковые, гравелитистые и песчаные осадки. Вулканогенный материал представлен лавами и туфами основного состава. Выше по разрезу, особенно в Ангаро-Питском синклиории, встречаются прослой кварцевых песчаников, хлоритовидных, пиррофиллитовых и оттрелитовых сланцев. Мощность красногорской свиты изменяется в больших пределах: в Ангаро-Питском синклиории 800—1000 м, в крайних западных районах кряжа, где подсвита сложена в основном вулканогенно-терригенными породами, 1500—2000 м, а на Иркинеевском выступе всего первые сотни метров.

Джурская свита (500—700 м) легко определяется в разрезе благодаря светло-серой окраске существенно строматолитовых доломитов и известняков. По мнению ряда геологов (Лесгафт, 1958; и др.), джурская свита является фациальной разновидностью красногорской.

Шунтарская свита согласно и с постепенным переходом перекрывает потоскуйскую и сложена однообразными по составу глинистыми и известково-глинистыми темно-серыми сланцами; редко встречаются черные и светло-серые известняки и доломиты, отчасти строматолитовые, а также прослой кварцевых песчаников, алевролитов, туфов и туфопесчаников. Мощность свиты в Ангаро-Питском синклиории 600—1200 м, в западном направлении она увеличивается до 2000 м.

Киргитейская свита (500—1400 м) согласно перекрывает шунтарскую свиту и сложена ритмичнослоистыми известняками и доломитами с прослоями брекчированных доломитов и сланцев, кварцевых алевролитов и песчаников. По сравнению с нижележащими свитами состав киргитей-

ской свиты менее выдержан по площади, строение ее разрезов изменяется на сравнительно небольших расстояниях (0,5—30 км). В крайних западных разрезах увеличивается мощность свиты и среди глинистых сланцев появляются прослои туфогравелитов, туфов и туфобрекчий.

Ослянская серия залегает на тунгусикской серии верхнего протерозоя с несогласием и разрывом. На юго-востоке Енисейского кряжа она представлена нижнеангарской и дашкинской свитами.

Нижнеангарская свита (350—600 м) распространена только на юго-востоке Енисейского кряжа в Ангаро-Питском синклинии (см. рис. 5). Она залегает на размытой поверхности киргитейской свиты с угловым несогласием (Лесгафт, 1958; Кириченко, 1955; Сагитов, 1962). Свита сложена вишнево-красными, лиловыми и фиолетовыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками, глинистыми сланцами и железными рудами. Отдельные прослои серых и желто-серых доломитов со строматолитами отмечаются в верхней части свиты. В восточной части синклинии в разрезе свиты преобладают кварцевые песчаники, зернистость которых увеличивается в восточном и южном направлениях.

Двучленное строение свиты обусловлено повсеместным распространением в ее нижней части горизонта, представленного переслаиванием хлорит-гематитовых руд с кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. В Удереиской синклинали свита подразделяется на пачку строматолитовых известняков с прослоями хлоритоидно-пиррофилитовых сланцев и пачку кварцевых песчаников и железных руд с прослоями сланцев. Верхняя пачка перекрывается кварцевыми песчаниками и глинистыми сланцами.

В бассейне р. Каменки нижняя часть свиты сложена темно-серыми алевролитистыми гидрослюдистыми сланцами, а верхняя — пестроокрашенными кварцевыми песчаниками с пластом гематитовых руд и с редкими прослоями гидрослюдистых сланцев.

На севере Ангаро-Питского синклинии нижнеангарская свита расчленяется на четыре пачки: 1) зеленые и вишневые сланцы, неравномерно обогащенные гематитом; 2) гематитизированные, иногда кварцитовидные песчаники с туфовым материалом, с прослоями алевролитов, глинистых сланцев и гравелитовых железных руд; 3) зеленые и вишневые глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников и гравелитовых гематитовых руд; 4) буровато-зеленые и вишневые алевролиты. Мощность свиты также непостоянна. Она увеличивается с востока на запад от 350 м в бассейне р. Каменки до 600 м в районе пос. Нижне-Ангарска.

Дашкинская свита (700—4000 м) на юго-востоке Енисейского кряжа залегает в целом согласно на нижнеангарской свите. В некоторых разрезах в основании свиты отмечаются лишь признаки стратиграфического перерыва. В опорном разрезе в нижнем течении р. Удереи она представлена темно-серыми и черными известняками, глинистыми известняками и доломитами с прослоями глинистых сланцев и алевролитов.

Комплексы орогенных впадин

Комплексы орогенных впадин на Енисейском кряже представлены верхними подразделениями протерозоя — тасеевской, вороговской и чингасанской сериями, залегающими на более древних комплексах с угловым несогласием и глубоким разрывом. Ими выполнены отдельные прогибы и впадины в Вороговском, Чингасанском (Тейском) и Тасеевском районах кряжа (рис. 6). Конседиментационный характер этих впадин в значительной мере затрудняет корреляцию выполняющих их комплексов. Тасеевская, вороговская серии до сих пор по-разному коррелируются как между собой, так и с ослянской серией Ангаро-Питского синклинии. Более или менее уверенно можно говорить о том, что все комплексы оро-

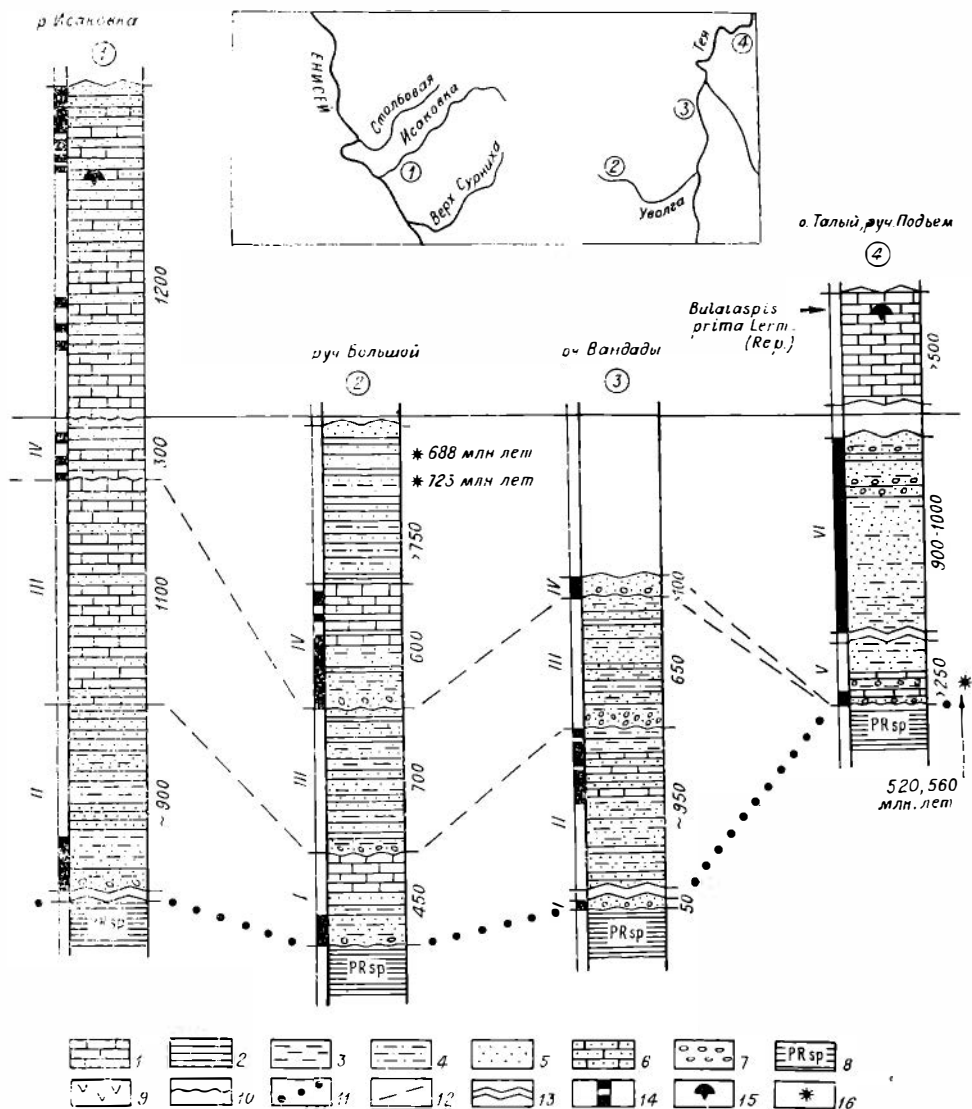


Рис. 6. Разрезы верхних подразделений докембрия северной части Енисейского края. Составлены с учетом данных Н. С. Подгорной, А. Г. Гурьева (1962), Л. Г. Заварзина (1963), В. Н. Кристина, Ф. П. Кренделева (1964), Я. Г. Курилина и С. Д. Хорунова (1962).

1 — известняки и доломиты; 2 — сланцы; 3 — аргиллиты; 4 — алевролиты; 5 — песчаники; 6 — песчаные известняки и доломиты; 7 — гравелиты и конгломераты; 8 — сухопитская серия протерозоя; 9 — тунгусийская и сухопитская серии протерозоя; 10 — размыты; 11 — подошва структурного этажа, проведенная по наиболее резкому несогласию; 12 — корреляционные линии для суктальминской свиты; 13 — необнаженные части разреза; 14 — красноцветные породы; 15 — фауна; 16 — абсолютный возраст (аргоновый метод по глаукониту). Свиты: I — лопатинская; II — карьерная; III — суктальминская; IV — суворовская; V — подъемская, VI — свита талых островов.

генных впадин не древнее ослянской серии и что по крайней мере одна из них (тасеевская серия) заведомо залегает стратиграфически выше ослянской серии (см. рис. 4).

Тасеевская серия в Приангарских разрезах и в Канско-Тасеевской впадине расчленяется на алешинскую, чистяковскую и мошаковскую свиты.

Алешинская свита (100—1500 м) залегает на подстилающих отложениях с глубоким размывом и угловым несогласием, сложена конгломератами, красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Мощность свиты сокращается по направлению к р. Ангаре и к северу от нее.

Чистяковская свита (50—1300 м) залегает согласно на аleshпнской и распространена в тех же районах. Сложена лилово-красными, сиреневыми и вишнево-бурыми полимиктовыми песчаниками, местами переходящими в гравелиты, алевролитами и аргиллитами с прослоями темно-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов, редко доломитов. Мощность свиты в Приангарье уменьшается до 50 м.

Мошакoвская свита (160—1700 м) с постепенным переходом залегает на чистяковской. Свита сложена монотонной толщей пестроцветных песчаников с подчиненными алевролитами и аргиллитами, реже с прослоями гравелитов, конгломератов и доломитов. Мощность тасеевской серии, как и всех других свит, уменьшается от бассейна р. Тасеева к району правых притоков р. Ангары.

Вороговская серия распространена в западной части Енисейского кряжа, где она залегает несогласно на различных породах верхнего протерозоя и начинается базальными конгломератами, содержащими гальки подстилающих пород. Серия подразделяется на три согласно залегающие свиты: северореченскую, мутнинскую и сухореченскую. Наряду с большой мощностью терригенных образований серия характеризуется значительным содержанием карбонатных пород (см. рис. 6, колонка 1).

Северореченская свита (700—1000 м) сложена в основном алевролитами с прослоями и линзами песчаников, гравелитов и конгломератов.

Мутнинская свита (700—1200 м) преимущественно карбонатная. В ее составе преобладают песчаные известняки с прослоями доломитов, кремнистых пород и песчаников.

Сухореченская свита (700 м) существенно карбонатно-терригенная. В основании свиты залегает пачка доломитов, сменяющаяся выше красноцветными гравелитами, песчаниками и алевролитами.

В Тейском районе отложения, выполняющие докембрийские впадины, объединены в **чингасанскую серию** (лопатинская, вандадыкская и суктальминская свиты) и немчанскую свиту (см. рис. 6, колонки 2—4; рис. 7).

Лопатинская свита (600—900 м) залегает на подстилающих отложениях с угловым несогласием и глубоким размывом. Свита сложена в основном песчаниками и алевролитами, которые вверх по разрезу постепенно сменяются доломитами. Песчаники нижней части свиты имеют пестроцветную окраску, обогащены гематитом и содержат линзы конгломератов и гравелитов. В обнажениях у руч. Лопатинского свита напоминает разрез нижнеангарской свиты ослянской серии, развитой в юго-восточной части Енисейского кряжа.

Вандадыкская (карьерная) свита (750—1000 м) согласно залегает на лопатинской, сложена переслаивающимися кварцевыми песчаниками, темно-серыми аргиллитами, алевролитами и глинистыми сланцами, среди которых встречаются редкие прослои известняков и доломитов.

Суктальминская свита (800 м) сложена монотонным переслаиванием серо-зеленых известковистых и полимиктовых песчаников, аргиллитов и алевролитов. На всей площади распространения свита характеризуется флишoidным характером. В основании свиты местами распространены валунные конгломераты.

Переходными отложениями от верхнего протерозоя к кембрию в бассейнах Вороговки, Чапы, Теи и других рек является красноцветная толща, которая сложена песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами, глинистыми сланцами, реже доломитами. Впервые как свита она была выделена в 1959 г. М. А. Семихатовым (1962) под названием немчанской.

В результате исследований Р. Б. Карпинского, Л. К. Качевского, А. Г. Гурьева, Н. С. Подгорной, Р. Б. Карпинского, Е. И. Бутакова (Бутаков и др., 1975) красноцветные отложения были подразделены на три свиты — суворовскую, подъемскую и талих островов (немчанскую, по терминологии Р. Б. Карпинского и Л. К. Качевского).

Суворовская свита (350 м) представлена главным образом гематит-содержащими полимиктовыми песчаниками с прослоями пестроокрашенных и серых доломитов. Залегаet на отложениях суктальминской свиты с размывом и линзами конгломератов (см. рис. 6).

Подъемская свита (270—320 м) сложена зеленовато-серыми и серыми, в меньшей степени сиреневыми и красными песчаниками, аргиллитами, алевролитами, глинистыми сланцами и доломитами с глауконитом. В осевой зоне Тейского прогиба она залегаet согласно на суворовских отложениях, а в сторону р. Чапы трансгрессивно перекрывает более древние толщи. К западу и юго-западу от центральной части прогиба в разрезе преобладают карбонатные породы и мощность свиты увеличивается до 600 м (р. Уволга).

По глаукониту из пород подъемской свиты имеются следующие определения радиологического возраста — 635, 645 и 650 млн. лет (Хоментовский и др., 1972), а также 810 и 925 млн. лет (Кириченко, 1963а).

Свита талых островов (2070—4310 м), или немчанская (по Е. П. Бутакову и др., 1975), представлена красноцветными терригенными и терригенно-карбонатными отложениями, которые подразделяются на три подсвиты: 1) нижняя подсвита (600—1490 м) представляет собой частое чередование коричневых аргиллитов, зеленых песчаников, вишневых известняков с зелеными гравелитами в основании; 2) средняя подсвита (400—1750 м) сложена разнозернистыми красноцветными и зеленоцветными песчаниками, разрез которых завершается гравелитами и конгломератами; 3) верхняя подсвита (1070 м) подразделяется на три пачки, из которых первая и третья сложены гравелитами и песчаниками кварцевого и аркозового состава, а средняя — пестроцветными доломитами с кремнями и красноцветными кварцевыми песчаниками. По глаукониту из пород средней пачки определен радиологический возраст в 635 млн. лет.

Отложения свиты талых островов перекрываются карбонатными породами лебяжинской свиты, охарактеризованными трилобитами лепского яруса. По фаунистическим остаткам породы лебяжинской свиты сопоставляются с отложениями клименской свиты Приангарья.

Структурные этажи и формации

Наиболее отчетливые структурные этажи в докембрии Енисейского кряжа выделяются по большим перерывам и резким несогласиям в залегании базальных слоев верхнепротерозойских орогенных впадин.

На севере кряжа такие несогласия и перерывы наблюдаются в основании вороговской и чингасанской серий, а на юге — в основании тасеевской. Они здесь установлены еще в 1894—1910 гг. Л. А. Ячевским и А. К. Мейстером. Позднее эти несогласия описывали многие исследователи (Кириченко, 1963а, б; Плотников, 1958; Мусатов, Волобуев, 1964; Вотах, 1968; Постельников, 1973; и др.). Залегание свит чингасанской, вороговской и тасеевской серий на самых различных горизонтах докембрия не оставляет сомнения в том, что большая часть угловых несогласий верхнего протерозоя — венда образовалась в связи с формированием главнейших структурных элементов Енисейского кряжа.

В составе верхнепротерозойских комплексов орогенных впадин, о которых здесь идет речь, имеется несколько разновозрастных поверхностей несогласного залегания слоев и перерывов. Это особенно хорошо видно в опорных профильных разрезах северной части Енисейского кряжа. Стратиграфические объемы структурных этажей и впадин не остаются постоянными. Отчетливо выраженные в их подошве поверхности размывов, играющие в некоторых конкретных разрезах роль нижней границы орогенных комплексов, по латерали переходят во внутризатяжные перерывы. На крайнем северо-востоке (рис. 7) верхний в докембрии струк-

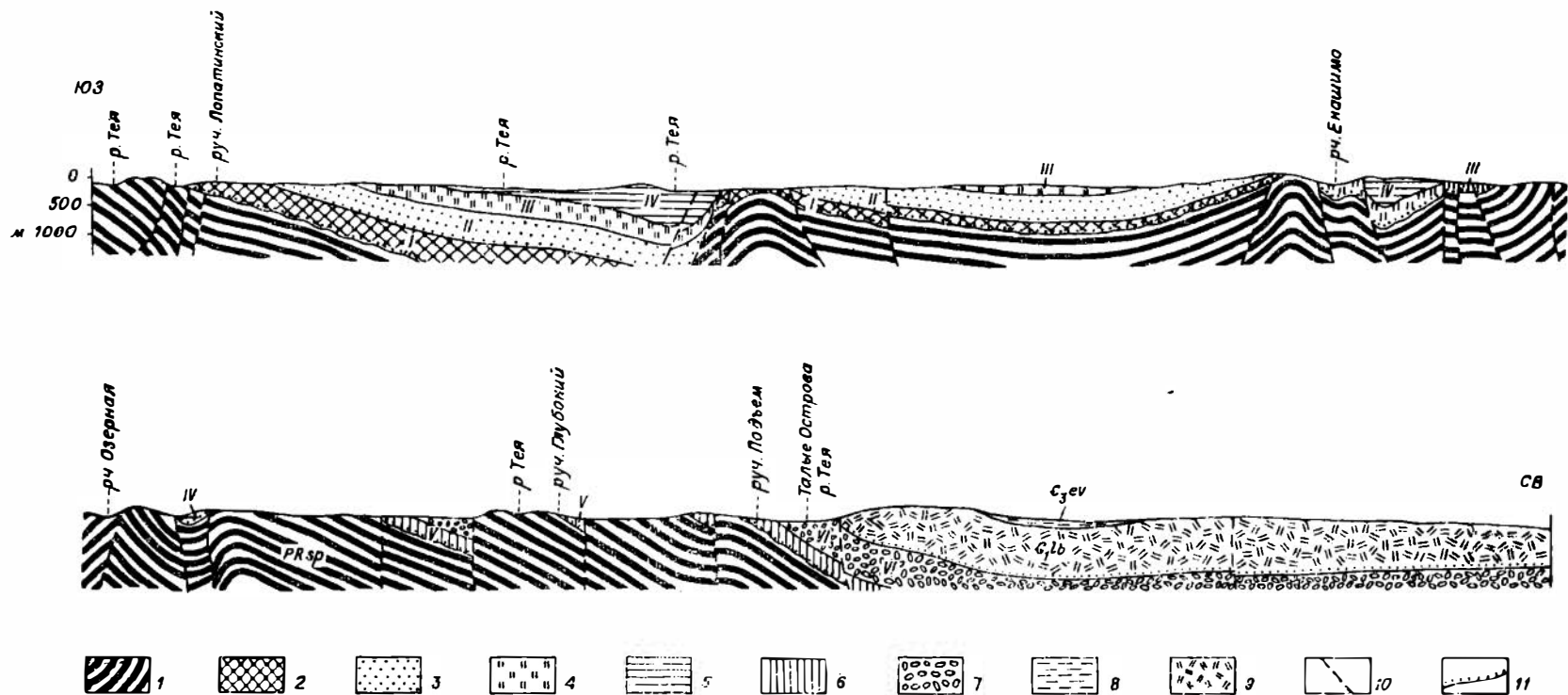


Рис. 7. Геологический профиль Енисейского кряжа по р. Тее (линия II-II на рис. 5).

1 — сухоятская серия, нижний структурный этаж, главный геосинклинальный комплекс; 2—7 — свиты верхнего структурного этажа, комплекса орогенных впадин (2 — лопатинская, 3 — карьерная, 4 — сунталминская, 5 — суворовская, 6 — подъемская, 7 — свита тальных островов); 8—10 — палеозойские образования (8 — эвенкийская свита, 9 — лебяжнинская свита, 10 — разломы); 11 — несогласия.

Тектонические комплексы и осадочные формации Енисейского кряжа (по опорному разрезу Ангаро-Нижнего синклинория, см. рис. 5). Пояснения даны в тексте

Серии	Свиты	Тектонические комплексы	Группы формаций	Элементарные формации	Наборы пород
Тасовская	Мошакевская Чистяковская Аленинская	Орогенный	T	Молассовая	T
Ослянская	Дашкинская Визинангарская		TK	Флишевая	K/T
Тунгусская	Дадькинская } Киргитейская Серого ключа } Шунтарская } Джурская } Красногорская } Потомкуйская		ТСК	Флишевая	KT
				Флишевая	K
				Флишевая	KT
Сухопитская	Аладьинская Карточки Погорюйская Удерейская Горбюловская Кордунская	KTC	Флишевая	CTK	
			Асидная	K	
Тейская	Пенчегинская Хребта Карпинского	Комплекс основания			C

турный этаж представлен свитами, которые в целом моложе свит, составляющих этот этаж на северо-западе. В соответствии с различиями в строении этажа и по изменениям мощностей по линии разреза здесь намечается миграция осей древних прогибов сначала на запад (лопатинская, карьерная и суктальминская свиты), а затем на восток в сторону Сибирской платформы.

Верхнепротерозойские комплексы орогенных впадин в каждом отдельном прогибе или грабене представлены, как правило, лишь одной группой формаций. Из нескольких групп формаций, обособляющихся в качестве структурных этажей, состоят главные геосинклинальные комплексы Енисейского кряжа — его западная (внутренняя) и восточная (приплатформенная) зоны. В этих двух комплексах, окончательно сформированных в результате ремагматических процессов, проявившихся в позднем докембрии в зонах глубинных разломов (см. рис. 8), в качестве структурных этажей выделяются сухопитская, тунгуская и ослянская серии. Они представляют собой разные группы формаций (табл. 4), которые первоначально были обособлены как крупные слоистые элементы складчатой области — ее региональные стратиграфические подразделения. Состав формационных групп может быть охарактеризован наборами доминирующих в них осадочных пород — терригенных (Т), карбонатных (К) и глинисто-сланцевых (С). В табл. 4 такая характеристика состава групп формаций дается по наиболее изученному разрезу Ангаро-Нижнего синклинория (см. также рис. 4). В индексах состава на последнее место поставлены буквы, обозначающие наборы пород, наиболее распространенные в данной группе формаций.

Внутреннюю структуру тектонических комплексов и формационных групп можно показать путем выделения типовых элементарных формаций. В рассматриваемом здесь опорном разрезе Енисейского кряжа более или менее уверенно намечаются три типа элементарных формаций — аспидная, флишевая и молассовая. В разрезах тектонических комплексов и даже в составе отдельных групп формаций (осадочных серий) элементарные формации, как это видно в табл. 4, могут неоднократно повторяться. В опорном разрезе Ангаро-Питского синклиория особенно часто повторяются флишевые формации, состоящие из различных наборов пород.

Докембрийские магматические (метаморфические) формации Енисейского кряжа представлены двумя главными группами: гранитоидными интрузивными формациями и интрузивными формациями (комплексами) основного состава. Проблема расчленения докембрийских гранитоидов на разновозрастные комплексы всеми исследователями, начиная с Ю. А. Кузнецова и Т. М. Дембо (1961), решается более или менее однозначно.

В качестве наиболее древнего комплекса выделяется таракская гранитная интрузия, или таракский интрузивный комплекс, возраст которого определяется либо как верхнеархейский, либо как нижнепротерозойский. Имеющиеся цифры абсолютного возраста (примерно 1880 ± 100 млн. лет), полученные по минералам из Таракского массива, не позволяют уверенно решить вопрос об отнесении этой интрузии к архею или нижнему протерозою. Этот комплекс сформировался после отложения веснинской серии, но до накопления верхнепротерозойских толщ. Определение возраста этого комплекса затруднено тем обстоятельством, что он неоднократно подвергался процессам «омоложения» (регенерации, диафореза).

Следующий по возрасту гранитоидный магматизм в течение позднего протерозоя интенсивно проявлялся по крайней мере дважды: 1) перед накоплением чингасанской серии — посольненский интрузивный комплекс с абсолютным возрастом 850 ± 60 млн. лет; 2) перед отложением вендских и нижнекембрийских толщ — татарско-аяхтинский интрузивный комплекс с абсолютным возрастом 620 ± 50 млн. лет. К последнему интрузивному комплексу, вероятно, следует относить и многочисленные тела кварцевых порфиров, выявленные геологосъемочными работами, в северной части Енисейского кряжа.

Гранитоидные массивы, относящиеся к посольненскому интрузивному комплексу, в большинстве своем принадлежат к ряду батолитовых граптоидных формаций, или формации гранитных батолитов — по Ю. А. Кузнецову (1964). Судя по широкому развитию во вмещающих толщах мигматитов кристаллических сланцев и амфиболитов, связанных постепенными переходами с гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами, массивы посольненского комплекса образовались «на месте» в результате гранитизации. Интрузивные или «интродуцированные» тела для посольненского интрузивного комплекса в целом не характерны. В большинстве своем они представлены конкретными батолитоподобными массивами.

Интрузии татарско-аяхтинского комплекса отличаются от массивов посольненского комплекса тем, что имеют обычно резкие или «рвущие» контакты с вмещающими отложениями и образуют дискордаптные разнообразные по формам и размерам интрузивные тела, пространственно связанные как с грапитами посольненского типа, так и с субвулканическими телами кварцевых порфиров — предполагаемой жильной фации гранитов татарско-аяхтинского комплекса.

Среди формаций основного состава также выделяются несколько разновозрастных комплексов. Ю. А. Кузнецовым и Т. М. Дембо (1961) выделяются три комплекса основных интрузий: 1) наиболее древние,

представленные дайками, которые образовались еще до складчатости нижнепротерозойских толщ; эти дайки секут таракскую гранитную интрузию и метаморфизируются гранитами посольненской интрузии; 2) интрузии гипербазитов, предположительно верхнепротерозойского возраста, представленные преимущественно серпентинитами, серпентинизированными перидотитами и пироксенитами; гипербазиты несут на себе следы контактового воздействия позднепротерозойских гранитов; 3) позднепротерозойский дайковый сильно дифференцированный комплекс основных и ультраосновных пород, к которому отнесены дайки, представленные оливин-гиперстеновыми диабазами, габбро-норитами, порит-перидотитами.

Геологи Красноярского геологического управления выделяют обычно три-четыре разновозрастных комплекса основных интрузий, которым даются региональные названия. В частности, выделяются: 1) индиглинский комплекс ортоамфиболитов — существенно амфиболовых пород, образовавшихся в условиях сильного метаморфизма за счет основных и ультраосновных пород, он представлен чаще всего согласными телами, залегающими среди пенчегинской, кординской и горбилочской свит. Время образования — до гранитов посольненского комплекса; 2) сурхипский комплекс измененных оливиновых пироксенитов, отличающихся от индиглинского комплекса по характеру металлогенической специализации; интрузии этого комплекса также образовались до посольненских гранитов и, возможно, являются представителями индиглинского комплекса; 3) токминский комплекс метаморфизованных диабазов, содержащихся обычно в удерейской, погорюйской, сосновской и потоскуйской свитах; 4) ведугинский комплекс слабо измененных диабазовых даек, прорывающих верхнепротерозойские серии.

Позднепротерозойские интрузивные комплексы гранитоидов и основных пород на Енисейском кряже пространственно тяготеют к зонам глубинных разломов, с которыми они, вероятно, генетически тесно связаны. ими определяется в основном тектоническая зональность складчатой области.

Разновозрастные группы осадочных формаций (см. табл. 4, рис. 8) при тектоническом расчленении выступают в качестве крупных слоистых элементов — структурных этажей, прослеживаемых по всей области. По изменениям формы этих слоистых элементов и характеру взаимного расположения выполняющих их формаций проводится тектоническое районирование Енисейского кряжа и выделяются все его основные региональные структурные элементы.

Тектоническое районирование

Первые схемы тектонического районирования, на которых была показана современная структура докембрия Енисейского кряжа, составлены Г. И. Киряченко (1955, 1956, 1958а, б, 1961, 1963а, б) и О. А. Глико (1957а, 1960). Почти все основные структурные элементы, выделенные этими исследователями, были затем приняты с теми или иными изменениями Н. А. Сагитовым (1962), М. А. Семихатовым (1962), О. А. Вотахом (1968), Е. С. Постельниковым (1973) и другими, а также вошли в схему структурного районирования Енисейского кряжа (см. рис. 5).

Докембрийские отложения Енисейского кряжа смяты в складки и нарушены протяженными зонами разломов, с которыми связаны вытянутые на сотни километров антиклинории, сложенные наиболее древними метаморфизованными породами канской и тейской серий; ширина их выходов в ядрах отдельных структур обычно не превышает 20—30 км. Между антиклинориями располагаются широкие (200 × 100 км) и в об-

щем пологие синклинии, выполненные сухопитской и тунгусикской сериями. Синклинии осложняются разломами и широкими коробчатыми складками, группирующимися в антиклинальные и синклиналильные зоны, которые иногда рассматриваются как самостоятельные антиклинории и синклинии.

Верхние подразделения докембрия (ослянская и тасеевская серии) вместе с палеозоем, а также мезозойские и кайпозойские отложения распределяются на территории Енисейского кряжа в целом независимо от только что охарактеризованной древней складчатой структуры докембрия, образуя самостоятельные структурные этажи. Тектонические формы, наблюдаемые в верхних этажах (впадины, грабены, прогибы и поднятия), по своему положению и очертаниям очень часто не соответствуют тектоническим формам, наблюдаемым в нижних этажах. В качестве наиболее крупных структурных элементов в докембрийском структурном этаже Енисейского кряжа выделяются: антиклинории — Приенисейский, хр. Карпинского, Пашимбинский, Татарский и Ангаро-Канский; синклинии — Исаковский, Кордо-Лебяжинский, Большепитский и Ангаро-Питский; грабены центральной части Енисейского кряжа — Чернореченский, Верхне-Тисский и Уволикский (см. рис. 5).

Приенисейский антиклинорий прослеживается по правому берегу Енисея от устья Ангары до среднего течения р. Гаревки примерно на 250 км. Ядро антиклинория, определяемое по выходам на дневную поверхность тейской серии (гнейсы и кристаллические сланцы, кварциты, мраморы, зеленокаменные лавы основного состава), имеет максимальную ширину (30—35 км) в бассейнах рек Тис и Гаревка. Широко распространены здесь древние граниты так называемого посольненского комплекса с возрастом 850 ± 60 млн. лет (Волобуев и др., 1964). Ядро антиклинория во многих местах перекрывается палеозойскими и мезозойско-кайпозойскими отложениями, вследствие чего внутренняя структура Приенисейского антиклинория на больших участках остается невыясненной.

На восточном крыле антиклинория, наиболее полно изученном, тейская и сухопитская серии в целом наклонены к востоку. Углы падения серий обычно не превышают нескольких градусов, тогда как слои внутри этих подразделений характеризуются сложной мелкой складчатостью, которая наряду с разломами усложняет общее моноклинальное падение на восток (см. рис. 8). На фоне такого залегания в графито-гнейсах и кристаллических сланцах местами намечаются широкие (5—15 км) куполовидные поднятия, разделенные сравнительно узкими (1—3 км) зонами интенсивного смятия слоев. М. Н. Белянкина и Е. А. Долгинов (1965) отождествляют такие крупные пологие складки с гнейсовыми или графито-гнейсовыми куполами и валами.

Складчатость в зонах смятия, разделяющих куполовидные структуры, представлена узкими изоклиналильными складками, прямыми, наклонными или опрокинутыми. В зонах смятия широко развиты межформационные срывы, явления будижажа, дробления и кливажа. Зоны смятия прослеживаются на десятки километров, пересекая как сланцевые, так и гнейсовые поля с графито-гнейсами. Степень метаморфизма в зонах дробления резко уменьшается с удалением от графито-гнейсовых блоков. Местами зоны смятия прихотливо изгибаются, обходя поля развития графито-гнейсов. На участках максимального развития гранитов и гнейсов они обычно резко сужаются.

Приведенное описание тектонических форм, развитых в ядре Приенисейского антиклинория, не оставляет сомнения в том, что складчатость в древних сериях Приенисейского антиклинория тесно связана с метаморфизмом и гранитизацией.

Ведущую роль в структуре Приенисейского антиклинория играют разломы. По этой причине он называется также Приенисейским горст-антиклинорием (Глико, 1957а, б). Наиболее крупные разломы обычно

проходят параллельно простиранию слоев либо пересекают их под острым углом, кулисообразно надставляя друг друга. Подавляющее большинство разрывных нарушений представлено нормальными или обратными сбросами; сместители круто ($70-80^\circ$) наклонены на восток в сторону поднятых крыльев и в сторону общего падения осадочных серий. Продольные разломы образуют систему ступенчатых взбросов с опусканием к востоку. Амплитуда смещения по простиранию разломов заметно меняется.

Антиклинорий хр. Карпинского. Наиболее древние породы, выступающие в ядре антиклинория хр. Карпинского — разнообразные гнейсы и кристаллические сланцы свиты хр. Карпинского. На крыльях обнажаются пенченгинская и кординская свиты, которыми в основном и сложен рассматриваемый антиклинорий (см. рис. 5). Вследствие плохой обнаженности антиклинорий хр. Карпинского изучен хуже других. По выходам древних метаморфических толщ в районе одноименного хребта он в поперечном сечении имеет вид широкого поднятия, осложненного разломами, образующими ступенчатую систему сбросов на фоне общего падения слоев к востоку. На восточном крыле этого поднятия в моноклинальных блоках местами выступают стратиграфические горизонты, которые также обнажаются и в присводовой части поднятия — на склонах хр. Карпинского. Поскольку в каждом таком блоке пласты наклонены к востоку, т. е. падают от хр. Карпинского, вся эта складчато-блоковая система рассматривается как составная часть антиклинория, распространяющегося при таком понимании почти на всю северную часть Енисейского кряжа.

Панимбинский антиклинорий. В его ядре также обнажаются пенченгинская и кординская свиты. По выходам этих свит антиклинорий имеет длину примерно 200 км, при максимальной ширине 20—25 км. В пересечениях по рекам Тея, Чиримба и Бол. Пит Панимбинский антиклинорий имеет асимметричное строение. На профилях, построенных по этим пересечениям, вырисовывается обратная флексура. Западный склон антиклинория, разбитый согласными разломами, соответствует крутому крылу этой флексуры, в то время как восточный представляет собой ее пологопадающее крыло; западное пологое крыло флексуры сложено толщами, которые залегают в синклинориях и грабенах, прилегающих к антиклинорию с запада.

В пределах Панимбинского антиклинория преимущественно распространены прямые или нормальные согласные сбросы, сместители у которых падают обычно в сторону опущенного крыла.

К Панимбинскому антиклинорию приурочены гранитные массивы с возрастом 850 ± 50 и 620 ± 50 млн. лет (Волобуев и др., 1964). На тех участках антиклинория, где граниты отсутствуют, в ядре его иногда отмечаются явно связанные с этими гранитами ореолы контактового метаморфизма, выраженного окварцеванием и ороговикованием пород, а также появлением кварц-хлорит-серицитовых сланцев с андалузитом, кордиеритом и силлиманитом.

Татарский антиклинорий выделяется в районе одноименного хребта на водоразделах Пенченги и Сухого Пита, а также Татарки, Мурожной и Удерея. В ядре антиклинория выступает Татарский гранитный массив, а в нарушенных разломах крыльях выходят пенченгинская и кординская свиты, образующие широкое (30 км) поле углового очертания, прослеживаемое на юг до рек Ангары и Тасеева (около 140 км). В поперечном сечении по водоразделу Сухого Пита, Татарки, Пенченги, Удерея антиклинорий вырисовывается как пологое асимметричное поднятие, более крутое западное крыло которого разбито разломами. Наличие разломов позволяет ряду исследователей рассматривать Татарский антиклинорий как горст.

Ангаро-Канский антиклинорий занимает почти всю ангаро-канскую часть Енисейского кряжа (Южно-Енисейский кряж). Этот антиклинорий

обычно рассматривается как древняя (архей — нижний протерозой) глыба, выступающая из-под мощной толщи верхнего протерозоя и более молодых отложений. Соответственно антиклинорий называется иногда Ангаро-Канским поднятием или Южно-Енисейской глыбой. В ядре антиклинория выходят самые древние на Енисейском кряже архейские породы канской серии. Антиклинорий прослеживается по выходам кузеевской толщи в северо-западном направлении от р. Кан до р. Ягодкиной (около 180 км). В поперечном сечении он состоит из ряда блоков (ширина каждого 2—10 км), разделенных разломами. По данным Ю. И. Парфенова (1963), толщи архея вместе с гранитами Таракской интрузии осложнены мелкими складками, среди которых изоклишальные и опрокинутые складки обычны. В то же время массивные гранат-полевошпатовые породы и гранулиты собраны в сравнительно простые изометричные складки с углами падения, не превышающими 20°. Протяженные согласные разломы, разделяющие архейские толщи на узкие блоки, имеют характер крутых взбросов с падением сместителей под углом 50—70° на северо-восток, в сторону Сибирской платформы. Разломы имеют архейский возраст, поскольку приуроченные к ним тектонические брекчии сцементированы таракскими гранитами с радиологическим возрастом 1,8—2 млрд. лет. Разломы сопровождаются широкими (до 4 км) зонами милозитов, прорванных нижнеканскими гранитами с радиологическим возрастом 740—760 млн. лет. На западе, юге и северо-востоке архейские толщи антиклинория несогласно перекрываются палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты и Канско-Тасеевской впадины.

В северном направлении Ангаро-Канский антиклинорий погружается под мощную толщу протерозойских серий, наиболее полно развитых севернее р. Ангары. На участке погружения антиклинорий осложняется синклиналями, выполненными весинской и сухопитской сериями, которые залегают трансгрессивно на кузеевской и атамановской толщах архея. При погружении антиклинорий разделяется на две самостоятельные антиклипальные структуры, которым в заангарской части кряжа соответствуют Приенисейский и Татарский антиклинории.

Ангаро-Питский синклинорий занимает широкую полосу в приплатформенной части Енисейского кряжа севернее Ангары, где на дневную поверхность выходят преимущественно тунгусикская и ослянская серии протерозоя. Сухопитская серия обнажается здесь только в сводах наиболее крупных коробчатых и гребневидных антиклипалей, которыми осложнен Ангаро-Питский синклинорий. Границы синклинория всеми исследователями проводятся более или менее одинаково благодаря наличию в кровле сухопитской серии характерных известняков свиты карточки.

Для Ангаро-Питского синклинория очень характерны широкие (от нескольких километров до нескольких десятков километров) коробчатые складки, многие из которых имеют в плане угловатые очертания, обусловленные резкими изменениями простираний крутопадающих крыльев. Синклинальные и антиклипальные складки развиты на площади синклинория неравномерно, образуя ряд антиклипальных и синклипальных зон (см. рис. 8).

Кордо-Лебяжинский синклинорий находится на продолжении Ангаро-Питского синклинория, от которого он отделен поперечным поднятием (см. рис. 5). Он имеет двухэтажное строение. Нижний этаж сложен сухопитской и частично тунгусикской сериями, выступающими в основном по периферии синклинория и лишь на небольших участках в его центральной части. Верхний этаж сложен чингисанской серией. Сухопитская и тунгусикская серии в Кордо-Лебяжинском синклинории деформированы примерно так же, как и в расположенном юго-восточнее Ангаро-Питском синклинории. Свиты верхнего этажа, по которым, собствен-

но, и выделяется Кордо-Лебяжинский синклиорий, трансгрессивно срезают склоны синклиория и заходят местами на древние докембрийские толщи.

Для верхнего этажа характерны узкие приразломные синклинали и широкие пологие мульды, ограниченные разломами; часто встречаются широкие выступы, а также приразломные антиклинали, в ядрах которых выступают сухопитская и тунгусикская серии, входящие в состав нижнего этажа.

В пересечении по р. Тее (см. рис. 7) отчетливо видны соотношения между структурными этажами. Выступы сухопитской серии, составляющей здесь нижний структурный этаж, занимают большую часть площади, а чингасанская серия и вышележащие толщи верхнего этажа либо выполяют широкие асимметричные мульды, ограниченные с одной или двух сторон сбросами, либо образуют узкие (от нескольких сотен метров до нескольких километров) приразломные синклинали, вытянутые в северо-западном направлении на десятки километров. В центральной части синклиория узкие приразломные синклинали обычно расширяются и переходят в широкие мульды, осложненные пологими складками с углами падения на крыльях 20—30°. Крутые падения отмечаются здесь в узких зонах, связанных с разломами и флексурами.

Вся восточная часть Енисейского кряжа, состоящая из Ангаро-Питского и Кордо-Лебяжинского синклиориев, разделенных Енапимским поперечным поднятием, представляет собой крупную тектошическую форму синклинального строения, которая в целом иногда называется Восточным синклиорием (Сагитов, 1962; Кириченко, 1963б).

Большепитский синклиорий (250 × 100 км) занимает почти целиком бассейн среднего и нижнего течения р. Бол. Пит (рис. 8). На всей этой площади развиты главным образом тунгусикская и более молодые докембрийские серии. В центральных частях антиклинальных зон на дневную поверхность выходят некоторые свиты сухопитской серии.

В Большепитском синклиории развиты такие же типы складок, как в Ангаро-Питском синклиории: коробчатые, гребневидные и узкие приразломные складки, а также дисгармоничные мелкие (внутриформационные) складки с амплитудой, не прерывающей мощности отдельных свит (десятки, реже сотни метров). Тем не менее складчатость в Большепитском синклиории выглядит в общем более сложной и напряженной. Это происходит в основном за счет широкого развития мелкой внутриформационной складчатости, а также разломов, которые встречаются здесь чаще, чем в Ангаро-Питском синклиории, и характеризуются, в общем, большими амплитудами вертикальных перемещений. По этой причине, очевидно, некоторые исследователи антиклинальные и синклинальные зоны Большепитского синклиория рассматривают в качестве самостоятельных синклиориев и антиклиориев (Кириченко, 1963б; Сагитов, 1962).

Основные черты строения Большепитского синклиория отчетливо видны в пересечении по р. Бол. Пит. В составе синклиория здесь намечаются следующие зоны (с запада на восток): Бурмакинская синклинальная, Сухопитская антиклинальная, Каитъбинская синклинальная, Брянкиновская антиклинальная, Кадринская синклинальная.

Севернее долины р. Бол. Пит шарпирь складок Большепитского синклиория испытывают подъем, и в этом направлении поля распространения пород тунгусикской серии либо исчезают, либо резко сужаются. Наиболее резкий подъем шарпиров (уступ) происходит по субширотной линии (водоразделы Бол. Пита, Теи и Ки), которая является продолжением аналогичного уступа, отмечаемого в Ангаро-Питском синклиории. Северо-западнее этого уступа здесь также прослеживаются лишь наиболее прогнутые зоны, имеющие обычно вид узких угловатых синклиналей, осложненных продольными разломами.

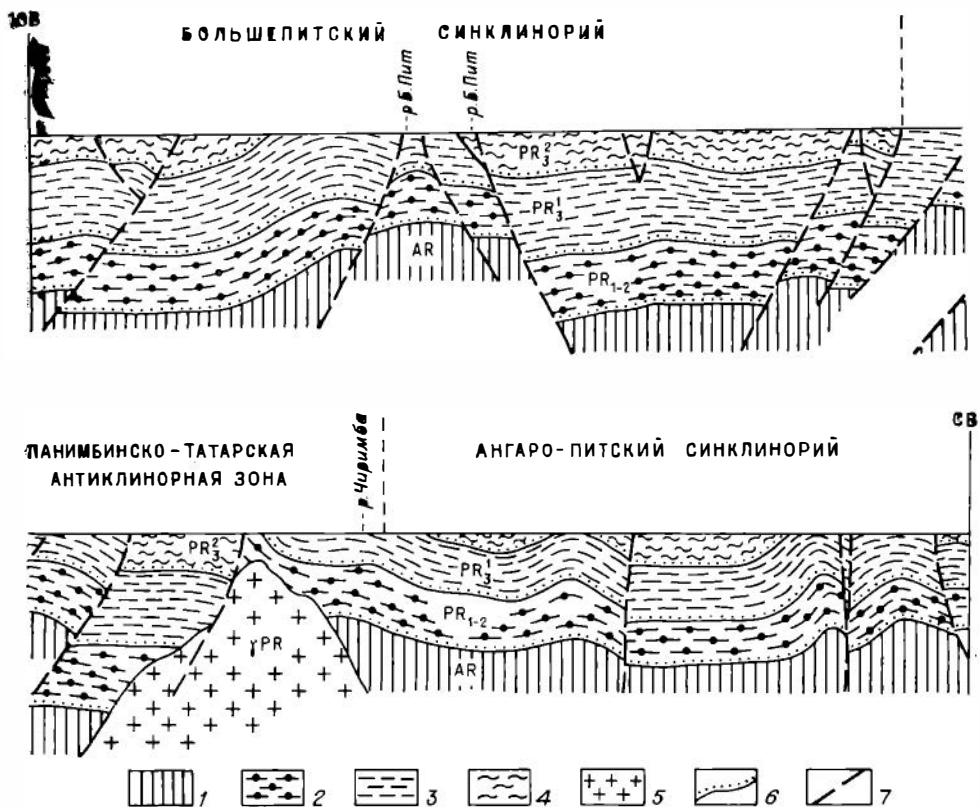


Рис. 8. Схематический геологический разрез Енисейского кряжа по р. Бол. Пит (линия I—I на рис. 5).

1, 2 — комплексы основания складчатой области: 1 — грауолит-амфиболитовые фаши метаморфизма (архей); 2 — эпидот-амфиболитовые фаши (нижний и средний протерозой); 3, 4 — главный геосинклинальный комплекс: 3 — зеленосланцевые фаши (верхний протерозой, сухопитская серия), 4 — слабоизмененные осадочные формации (верхний протерозой, тунгусская и оленская серии); 5 — гранитоиды; 6 — несогласия в основании осадочных серий; 7 — разломы.

Исаковский синклинорий расположен в бассейнах Вороговки, Кутукаса, Нижней Сурнихи, Столбовой и Исаковки. По существу, он представлен одной синклипальной зоной, сложенной исаковской толщей и вороговской серией, а также палеозойскими отложениями, залегающими в грабенах. Значительная часть Исаковского синклинория, вероятно, скрыта под более молодыми осадочными толщами Западно-Сибирской плиты. В пределах синклинория выделяются: Вороговская и Ярцевская синклинали, Верхне-Кутукасская, Средне-Кутукасская, Восточно-Сурнихинская и Кутукаско-Сурнихинская моноклинали.

Главнейшие зоны разломов. Разломы на Енисейском кряже образуют ряд зон протяженностью 200-600 км каждая. Отдельные разрывные нарушения, из которых состоят эти зоны, очень тесно связаны со складчатыми структурами.

При енисейская зона разломов прослеживается вдоль всей западной окраины Енисейского кряжа (около 600 км). Она несет на себе черты длительно живущего глубинного лва. Вдоль нее расположены эффузивные и интрузивные образования самого различного возраста — гипербазиты в устье Верхней Сурнихи и нижнем течении Вороговки, в береговых обнажениях Енисея у Осиновских порогов и у с. Есаулово, амфиболитизированные габброиды по рекам Исаковке, Столбовой и Нижней Сурнихе, нефелиновые сипиты в устье р. Кии, а также многочисленные тела гранитов посольненского и татарско-аятинского комплексов.

Татарская зона разломов длиной около 500—600 км составлена разломами, осложняющими антиклинорий хр. Карпинского, а также Панимбинский и Татарский антиклинории. Южнее Ангары Татарская зона разломов сливается с Ангаро-Канской зоной, а на севере Енисейского кряжа, в бассейне Вороговки, соединяется с Приенисейской зоной (см. рис. 5). Разломы, располагаясь кулисообразно друг к другу, образуют дугу, обращенную выпуклостью на восток. Цепь разрывных нарушений носит прерывистый характер. На отдельных участках они переходят во флексуры. По разломам не отмечаются сколько-нибудь значительные фациальные изменения в осадочных толщах, но ясно проявлены изменения в фациях метаморфизма.

Татарская зона разломов сопровождается гранитными массивами посольненского и татарско-аяхтинского комплексов, имеющими возраст соответственно 850 ± 60 и 620 ± 50 млн. лет.

По-видимому, Татарская зона разломов появилась несколько позже Приенисейской зоны разломов.

Ишимбинская зона разломов находится восточнее Татарской. Она также образует дугу, обращенную выпуклой стороной на восток, и состоит из разломов, расположенных под углом друг к другу. На отрезке от Ангары до Чапы (примерно 350 км) в пределах Ишимбинской зоны отмечаются ясно выраженные угловые несогласия в подошве кембрия и в самых верхних подразделениях докембрия. Возможно, Ишимбинская зона возникла несколько позже Татарской и Приенисейской, которые, как было показано выше, проявлялись еще во время накопления тунгусикской серии.

Анкиновская зона разломов проходит по восточному краю Енисейского кряжа. Она отчетливо прослеживается на участке от устья Каменки на Ангаре до нижнего течения Чапы (примерно 350 км). Северо-западнее Чапы Анкиновская зона разломов, видимо, скрывается под палеозойскими отложениями.

Среди продольных зон разломов Енисейского кряжа Анкиповская зона по возрасту заложения (в позднем протерозое), очевидно, наиболее молода. Об этом можно судить по несогласному залеганию нижнего кембрия на кординской свите в нижнем течении Корды (Карпинский, 1962). Если этим несогласием фиксируются наиболее древние подвижки, то Анкиновская зона возникла на рубеже кембрия и докембрия. Таким образом, от Приенисейской зоны на восток, в сторону Сибирской платформы, продольные зоны разломов, по-видимому, омолаживаются.

Ангаро-Тасеевская зона разломов окаймляет северо-западный угол Канско-Тасеевской впадины и сопровождается одноименной зоной складок в палеозойском чехле; по сравнению с другими зонами она, видимо, самая молодая.

Нижне-Ангарская зона разломов имеет субширотное простирание и проходит южнее Ангары под мезозойскими и кайнозойскими отложениями Приангарской впадины, где она фиксируется серией небольших выполненных этими отложениями котловин; восточнее Нижне-Ангарская зона разломов выражена разрывными нарушениями, осложняющими южное крыло Ангаро-Питского синклинория и Иркшеевскую антиклиналь (см. рис. 5). По магнитным аномалиям зона прослеживается еще дальше на восток, вплоть до Чадобецкого поднятия.

ТУРУХАНСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Докембрийские отложения Туруханского поднятия расчленяются (снизу вверх) на стрельногорскую, липок, сухотунгусскую, деревинскую, нижнетунгусскую, шорихинскую, мироедихинскую, туруханскую, речкинскую и дурномысскую свиты (рис. 9).

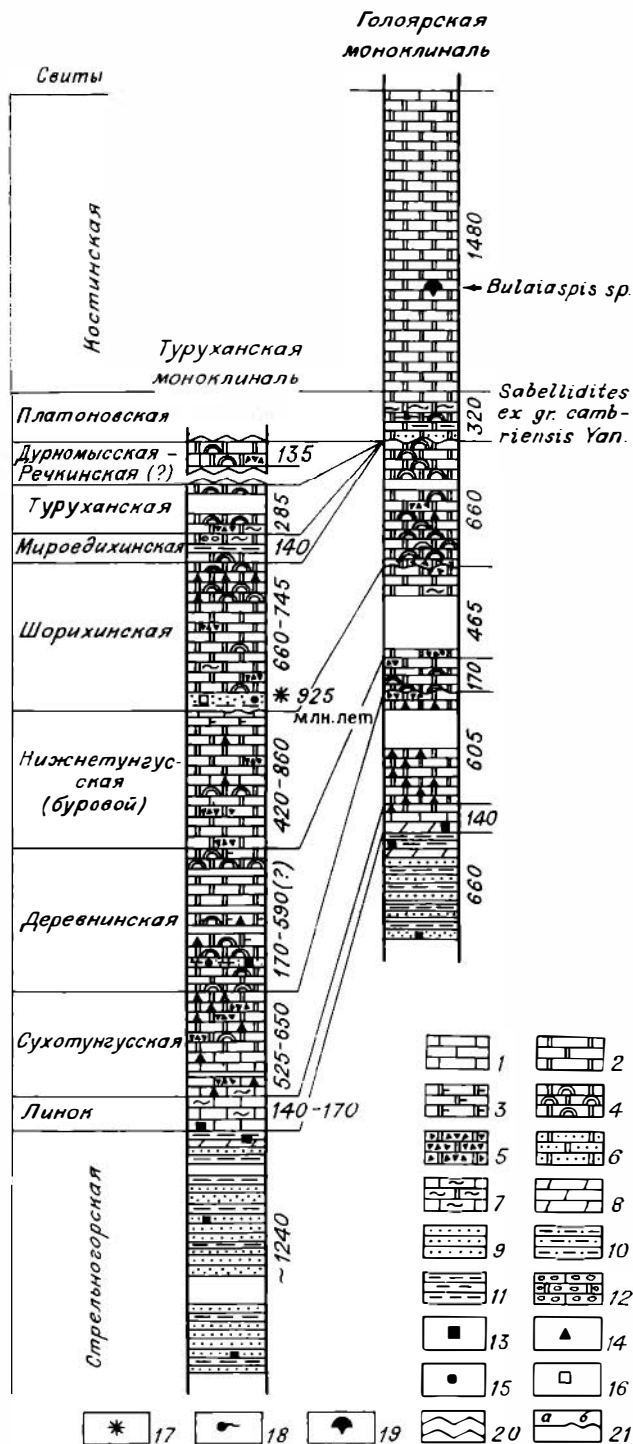


Рис. 9. Разрезы докембрия Туруханского поднятия.
 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — известняки доломитовые, доломиты известковистые; 4 — известняки, доломиты водорослевые; 5 — известняки, доломиты брекчированные; 6 — известняки, доломиты песчаные; 7 — известняки, доломиты глинистые; 8 — мергели; 9 — песчаники; 10 — алевролиты; 11 — аргиллиты; 12 — известняки, доломиты конгломератовидные; 13 — пирит; 14 — кремни, кремнистые карбонаты; 15 — глауконит; 16 — сидерит; 17 — абсолютный возраст по глаукониту; 18 — ископаемые остатки червей; 19 — ископаемые остатки трилобитов; 20 — нарушение стратиграфической последовательности в зоне предполагаемого надвига; 21 — границы (а — согласные, б — с разрывом)

На этих свитах (до шорихинской включительно) в пределах Голоярской моноклинали с разрывом, а местами и с угловым несогласием залегают платоновская свита, связанная постепенными переходами с вышележащей костинской свитой, охарактеризованной многочисленными нижнекембрийскими трилобитами и брахиоподами.

Стрельногорская свита разделяется на две подсвиты: нижняя (видимая мощность 805 м) представлена песчаниками преимущественно сероцветными, от мелко- до грубозернистых и глинистыми, алевролитоглинистыми сланцами, тонкоплитчатыми и листоватыми с прослоями и линзами гравелитов. Мощность пластов и пачек песчаников колеблется от нескольких до 52 м (р. Каменная). Верхняя подсвита (75—80 м) сложена сероцветными, тонкоплитчатыми мергелями, перемежающимися с пачками темно-серых и черных глинистых сланцев. Для свиты в целом характерны тонкая полосчатая, часто косая, слоистость, знаки ряби, трещины усыхания, гнероглифы.

Свита **линок**, связанная постепенными переходами со стрельногорской, состоит из пачки (60 м) пестроцветных узловато-плитчатых глинистых известняков с единичными прослойками глинистых сланцев и пачки (110 м) светло-серых, тонкослоистых известняков. Известняки иногда замещаются доломитами или тонкоплитчатыми мергелями.

Сухотунгусская свита в нижней части (270—285 м) представлена темными известняками, тонкослоистыми, местами строматолитовыми, с включениями, линзами и прослойками кремней и пестроцветных глинистых доломитов. В бассейне р. Бол. Шорихи сложена в основном темно-серыми доломитами с пачками и прослоями известняков. Верхняя часть свиты (370—380 м) повсеместно представлена сероцветными плитчатыми и массивными доломитами с прослоями кремней.

Дервининская свита состоит из пяти пачек: 1) серые с желтыми пятнами строматолитовые и вишнево-красные пелитоморфные доломиты (115 м); 2) переслаивание песчаников зеленовато-серых разнотернистых кварцевых, алевролитов и аргиллитов темно-вишневых, зеленых и черных (10 м); 3) пестроокрашенные строматолитовые известняки (45 м); 4) переслаивание серых кварцитовидных песчаников и аргиллитов зеленых, ржаво-бурых, черных листоватых (25 м); 5) пестроцветные строматолитовые доломиты (22,5 м).

Нижнетунгусская свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя (370—420 м) представлена чередующимися пакетами серых, светло-серых и темно-серых известняков и доломитов с прослоями брекчиевых известняков и доломитов, иногда строматолитовых. В верхней подсвите (290—460 м) преобладают сероцветные известняки, тонкослоистые, плитчатые с онколитами. Известняки вверх по разрезу, постепенно становясь более глинистыми, переходят в песчано-сланцевую пачку следующей — шорихинской — свиты.

Шорихинская свита сложена в основном светло-серыми строматолитовыми доломитами, обычно кремнистыми, с многочисленными включениями красного кристаллического доломита, реже кварца. Она подразделяется на две подсвиты: нижняя сложена в основании (30 м) ржаво-бурыми каолинизированными высокоглиноземистыми хлоритовыми породами (Козлов и др., 1973), которые сменяются хлорит- и глауконит-сидеритовыми, кварц-сидеритовыми мелкозернистыми песчаниками (20 м) с прослоями сидеритов. Выше залегают серые строматолитовые известняки с прожилками кальцита (55 м), которые венчаются мощной (до 480 м) толщей светло-серых с вишнево-красными пятнами строматолитовых доломитов. В верхней подсвите (265—320 м) преобладают доломиты плитчатые с желваками, линзами и прослойками (до 0,5 м) черных, белых и краснобурых кремней, а местами и с прослойками глинистого сланца.

В восточных разрезах в основании шорихинской свиты наблюдаются поверхности размыва и брекчии, включающие обломки карбонатных пород

вижележащей свиты. По глауконитам из пачки терригенных пород определен возраст 925 млн. лет (Полевая, Казаков, 1961).

Мироедихинская свита также состоит из двух подбит. Нижняя под- свита (50—55 м) в основании сложена серыми доломитами (5 м), тонко- плитчатыми, с кремнями и прослоечками глауконит-кварцевых песчани- ков. Выше залегают доломиты серые, кремневые и зеленоватые, местами вишневые, часто глинистые и песчанистые, в верхней части битуминозные с прослоями (до 0,4 м) зеленых аргиллитов и песчаников. По составу и строению эта часть разреза ми- роедихинской свиты сходна с нижней подбитой платоновской свиты. Верхняя подбиты (90 м) сложена пестроцветными аргил- литами (75 м), на которых зале- гают сероцветные сланцеватые известняки с прослоями конседи- ментационных брекчий и темно- серые битуминозные доломиты.

Туруханская свита мощностью 70 м сложена преимущественно пестроокрашенными массивными и плитчатыми строматолитовыми доломитами, в отдельных про- слоях пелитоморфными, с линза- ми аргиллита.

Речкинская свита представ- лена известняками и доломитами темно-серыми, строматолитовыми и пелитоморфными, плитчатыми видимой мощностью 12—15 м. Ха- рактер соотношения этой свиты с подстилающими остается неясным.

В **дурномысскую** свиту обо- соблены доломиты светло-серые, желтоватые и кремневые, с виш- нево-красными пятнами, строма- толитовые, массивные и плитчатые видимой мощностью 120 м.

Речкинская и дурномысская свиты, вместе взятые, возможно, являются фациями мироедихин- ской и туруханской свит, кото- рые в Туруханской моноклинали (рис. 10; см. также рис. 9) залега- ют на более древних свитах по надвигу, оставляющему впечатле- ние согласного залегания всех свит докембрия в непрерывном разрезе.

В структуре верхнего про- терозоя Туруханского поднятия снизу вверх намечаются геосин- клинальный и плитный комплек- сы. Орогенный комплекс докем- брия здесь отсутствует, а плитный (венд — нижний палеозой) зале- гает непосредственно на геосин- клинальном.

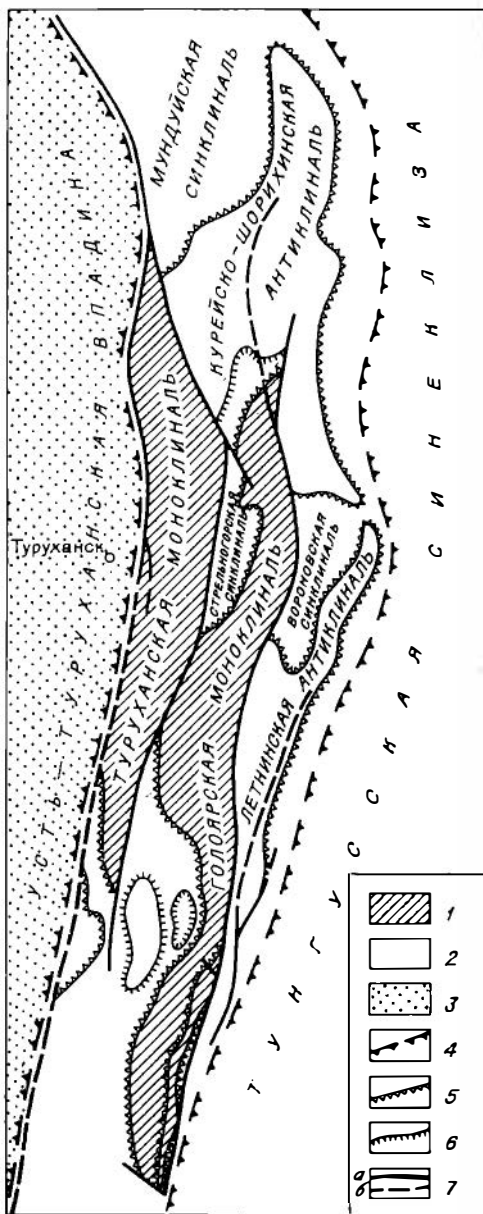


Рис. 10. Тектоническая схема Туруханско- го поднятия.

Структурные этапы: 1 — протерозой- ский; 2 — венд-палеозойский; 3 — мезокайно- зойский. Границы тектонических форм: 4 — Туруханского поднятия; 5 — круп- ных складок; 6 — второстепенных складок; 7 — разломы (а — достоверные, б — предполагаемые).

По наиболее существенным следам перерывов в осадконакоплении в нижнем комплексе намечаются три подэтажа. Нижний из них (стрельногорская — нижнетунгусская свиты, см. рис. 9) представлен терригенно-карбонатной группой формаций, средний (шорихинская свита) — карбонатной, а верхний (мироедихинская и туруханская свиты) — терригенно-сланцево-карбонатной. Элементарные формации в туруханском разрезе докембрия, как и на Енисейском кряже, периодически повторяются (см. табл. 4).

Докембрийские формации в районе Туруханского поднятия выходят на дневную поверхность в виде двух блоков (моноклиналей), ограниченных разломами субмеридионального простирания. Восточные края блоков подняты, вследствие чего докембрийские толщи почти повсюду характеризуются западными падениями.

В пересечении по Нижней Тунгуске с запада на восток выделяются Туруханская и Голоярская моноклинали (см. рис. 10). Туруханская моноклинали ограничена Мироедихинским и Стрельногорским разломами. Восточнее Стрельногорского разлома располагается Стрельногорская синклинали. Голоярская моноклинали с востока ограничена Вороповским разломом. Нижнекембрийская платоновская свита, выполняющая вместе с костинской свитой Стрельногорскую синклинали, перекрывает докембрийские свиты трансгрессивно и залегает местами на них с резким угловым несогласием.

Складки верхнего этажа в общем соответствуют складкам, намеченным в нижнем докембрийском этаже, но их оси оказываются иногда смещенными. Вместе с тем вблизи разломов свиты верхнего этажа дислоцированы также весьма интенсивно и образуют складки, которые по своей морфологии не отличаются от складок, развитых в докембрийском структурном этаже.

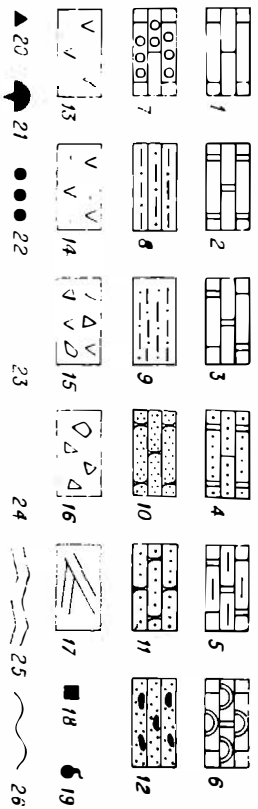
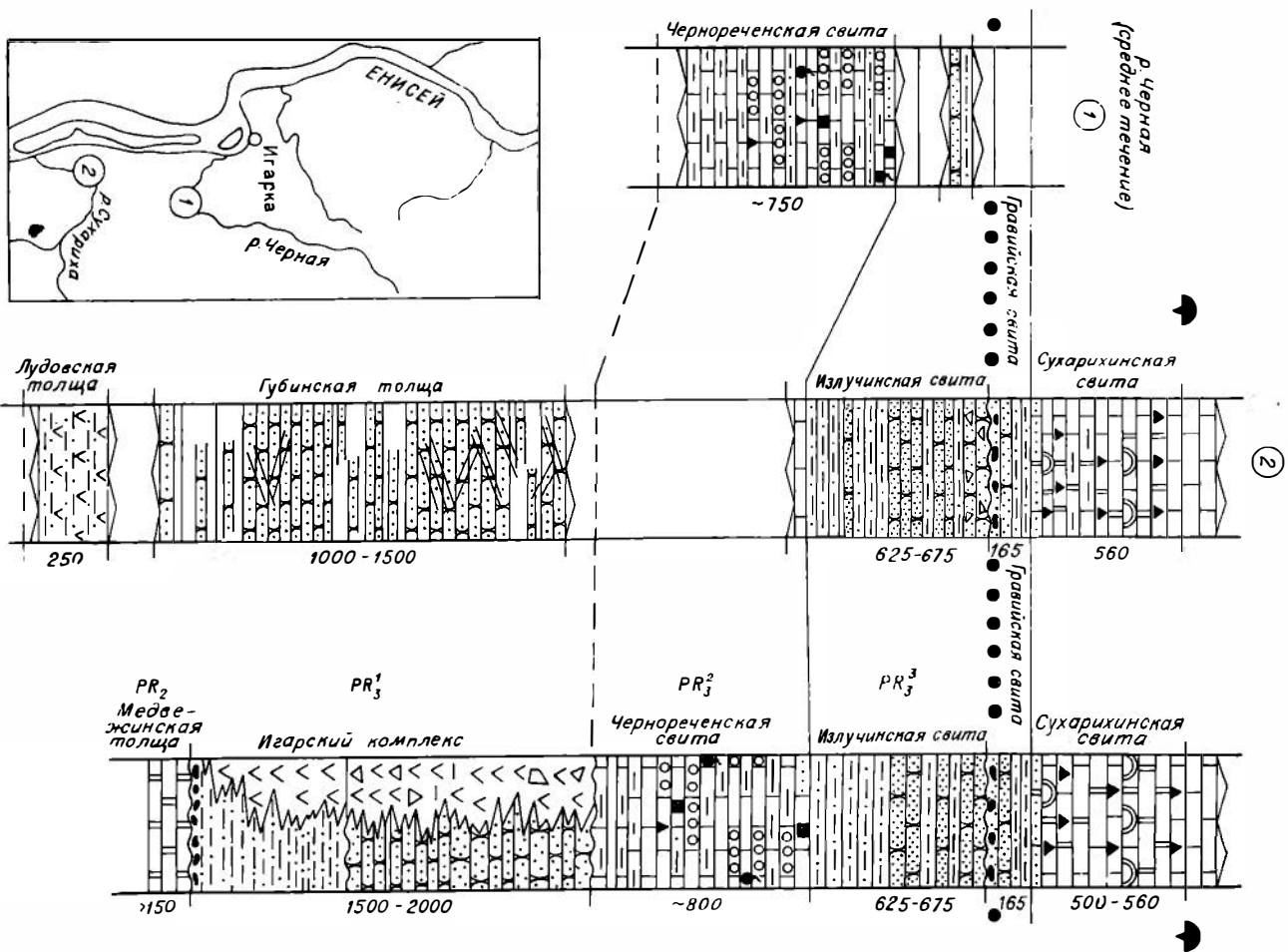
ИГАРСКОЕ ПОДНЯТИЕ

В докембрии Игарского района выделяется ряд толщ и свит (снизу вверх): медвежинская, лудовская, губинская и игарская толщ, а также чернореченская, излучинская, гравийская и сухарихинская свиты, выше которых залегают фаунистически охарактеризованные слои верхнего (журинского) подъяруса алданского яруса (рис. 11). Соотношения между названными подразделениями в разных пунктах района определяются с разной степенью достоверности. Принадлежность перечисленных свит к докембрию наиболее определенно устанавливается в разрезах на р. Сухарихе (Савицкий и др., 1969; Шишкин и др., 1967; Шишкин, 1975).

Менее ясны соотношения между свитами и толщами докембрия на участке от устья р. Сухарихи до о. Плахинского. Самой древней здесь считается медвежинская толща (видимая мощность 150 м), представленная метаморфизованными сильно трещиноватыми серыми, темно-серыми доломитами с редкими прослоями и стяжениями черных кремней и кремнистыми доломитами. Подобные доломиты вскрыты скв. 1 в районе г. Игарка и скв. 10-И на левом берегу Енисея, напротив южной оконечности о. Бол. Медвежий. Севернее Игарки доломиты медвежинской толщи (видимая

Рис. 11. Разрезы докембрия Игарского района.

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — известняки доломитистые, доломиты известковистые; 4 — известняки и доломиты песчанистые; 5 — известняки и доломиты глинистые; 6 — известняки строма-толитовые; 7 — известняки онколитовые; 8 — аргиллиты и алевролиты; 9 — метаморфизованные аргиллиты, алевролиты аргиллиты, сланцы кварцево-сланцевого состава и филлиты; 10 — песчаники; 11 — песчаники кварцитовидные; 12 — гравелиты, конгломераты; 13 — эффузивы; 14 — эффузивы и их туфы; 15 — туфобрекчин; 16 — обломки эффузивов; 17 — косая слоистость; 18 — пирит; 19 — битумы; 20 — кремни, окремненные карбонаты; 21 — граница появления скелетной фауны; 22 — граница между структурными этажами; 23 — стратиграфические границы достоверные; 24 — предполагаемые; 25 — необнаженные части разреза; 26 — поверхности размыва.



мощность 5,5 м) обнажаются на правом берегу Енисея в 6—8 км выше о. Плахинского.

Выше по разрезу с конгломератами в основании залегает **лудовская** толща (около 500 м), сложенная кварцево-сланцевыми сланцами, филлитами, рассланцованными аргиллитами и алевритистыми аргиллитами, среди которых встречаются маломощные прослои известняков, глинисто-алевритистых известняков и кварцитовых песчаников, а в нижней части имеются эффузивы основного состава (Шишкин и др., 1967; Вотях и др., 1968). По данным Ф. Г. Маркова (1945), отдельные разности песчаников содержат также вулканический пепел. Цвет пород меняется от темно-серого до красного. Отмечаются многочисленные признаки подводных оползней и внутриформационных перерывов. Характер верхней границы лудовской толщи остается неясным, так как контакт лудовской и вышележащей губинской толщ не обнажен и пока еще не вскрыт скважинами.

В наиболее полном разрезе на южной оконечности о. Бол. Медвежий **губинская** толща представлена красноцветными косослоистыми песчаниками и гравелитами, грубозернистыми алевролитами, состоящими в основном из обломков кварца и кварцево-сланцевых пород (см. рис. 11, колонка 2). В составе губинской толщи иногда появляются покровы основных эффузивов (западная часть о. Мал. Медвежий, скв. 23 на левом берегу Енисея напротив этого острова). Электронзондированием установлено, что терригенные породы этой толщи на левобережье Енисея в районе о. Бол. Медвежий залегают на эффузивных образованиях и перекрываются карбонатными породами, предположительно относимыми к чернореченской свите.

Игарская вулканогенная толща (серия, свита) обнажена в окрестностях Игарки и на р. Гравийке. Петрографический состав ее пород детально описан в ряде работ (Марков, 1945; Крымский, 1965). Толща сложена преимущественно зеленовато-серыми, темно-зелеными туфобрекчиями, реже порфиритами, туфами и спилитами с прослоями зеленых и черных сланцев и кварцитовидных песчаников. В основании разреза преобладают миндалекаменные эффузивы с шаровой отдельностью, а в верхней половине туфобрекчии и туфы, содержащие большое количество обломков сланцев, мраморизованных известняков и доломитов. Возраст миндалекаменных базальтов (скв. 3-Е-17, обр. В. А. Даценко), определенный аргоновым методом в лаборатории Института геологии и геофизики, оказался равным 776 млн. лет, а глауконитов из верхней половины игарской толщи — 681 и 669 млн. лет; возраст порфиритов из дайки, прорывающей игарскую толщу, — 887 млн. лет (Вотях, 1968). Выше игарской толщи скв. 1246 в Игарской протоке вскрыты черные и темно-серые мергели и известняки, предположительно относящиеся к чернореченской свите (Сакс, 1951; Шишкин и др., 1967).

Чернореченская свита представлена ритмично чередующимися темно-серыми, черными глинистыми известняками, известковистыми аргиллитами, аргиллитами и онколитовыми, брекчиевыми толстоплитчатыми известняками. В пачках онколитовых известняков содержатся онколиты и катаграфии, характерные для среднего рифея (Шишкин и др., 1967).

Выше чернореченской свиты залегают терригенные, преимущественно красноцветные отложения **излучинской** (пикнесухарихинской) свиты. Постепенные переходы между чернореченской и излучинской свитами установлены по обнажениям и скважинам. Свита (см. рис. 11) имеет регрессивное строение и заканчивается пачкой красноцветных конгломератов и гравелитов, которыми фиксируется максимум регрессии.

Выше залегают красноцветные мелкогалечные конгломераты и гравелиты **гравийской** свиты (Шишкин, 1975). Округлые и угловатые, плохо сортированные обломки пород в основании этой свиты представлены кварцем, кварцево-сланцевыми сланцами, кварцитами, алевролитами, песчаниками и эффузивами основного состава. Конгломераты и гравелиты

согласно перекрываются красноцветными разозернистыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами (около 150 м). В нижней части преобладают песчаники и алевролиты, в верхней — алевролиты, аргиллиты с прослоями розовато- и зеленовато-серых доломитов. Широкое распространение базальных конгломератов гравийной свиты на площади и наличие в их составе обломков пород всех нижележащих толщ позволяет считать, что их образование отражает региональный перерыв в осадконакоплении.

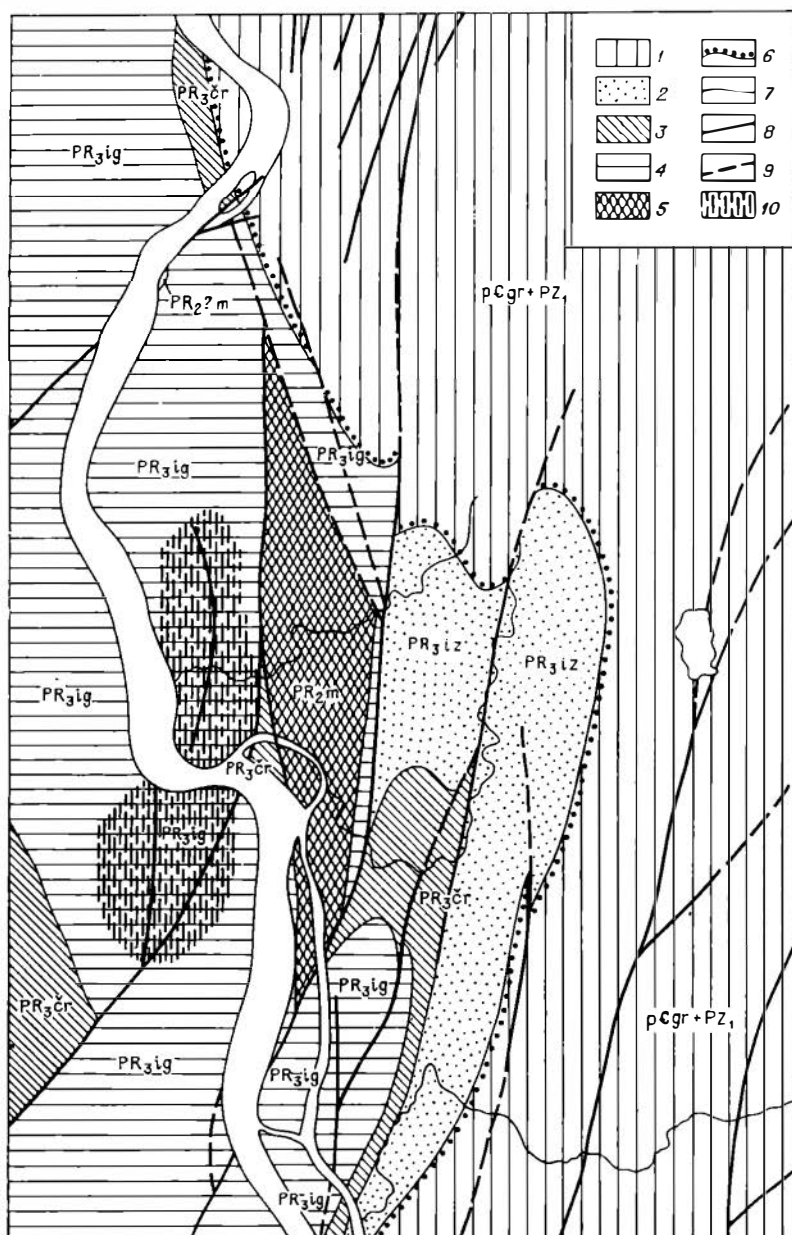


Рис. 12. Схема строения докембрийского этажа в Игарском районе
 1 — венд-палеозойский структурный этаж (гравийная свита и нижний палеозой нерасчлененные); 2—5 — протерозойский этаж; (2 — излучинская свита, 3 — чернореческая свита, 4 — игарский комплекс, 5 — мелкейинская толща); 6 — граница между структурными этапами; 7 — границы литостратиграфических подразделений. Разломы: 8 — достоверные; 9 — предполагаемые; 10 — игарская вулканогенная толща.

Сухарихинская свита залегает в гравийской согласно и венчает разрез докембрия в Игарском районе. Свита представлена сероцветными доломитами, известняками, доломитовыми известняками, известковыми доломитами, часто кремнистыми, глинистыми, алевритистыми. В нижней половине свиты наблюдаются прослои алевролитов, песчаников, пластовых строматолитовых, обломочных известняков и доломитов, а в основании — пестроцветные песчаники, алевролиты, доломиты и алевритистые доломиты. Она согласно перекрывается фаунистически охарактеризованными породами журицкого подъяруса алданского яруса (Савицкий и др., 1969).

В докембрийском разрезе Игарского поднятия намечаются четыре группы формации (снизу вверх): 1) карбонатная (медвежинская толща, залегающая в основании всего разреза); 2) вулканогенно-терригенная (лудовская, губинская и игарская толщи); 3) карбонатно-терригенная (чернореченская и излучинская свиты); 4) терригенно-карбонатная (гравийская и сухарихинская свиты, карбонатные толщи кембрия). Нижние три группы образуют геосинклинальный комплекс байкальского возраста, четвертая (венд — нижний кембрий) относится к эпибайкальскому плитному комплексу чехла Сибирской платформы.

По подошве маркирующей пачки конгломератов гравийской свиты, лежащих в основании верхнего структурного этажа, правобережная часть Игарского поднятия имеет размеры около 40×90 км (рис. 12). С запада на восток здесь намечается несколько крупных антиклинальных и синклинальных складок, усложненных продольными разломами, прослеживаемыми на десятки километров (Плахинский, Кармакулинский, Чернореченский, Усть-Сухарихинский, Шумнинский и Сухарихинский). Вблизи этих разломов и на крыльях складок слои обычно смяты в дополнительные складки, которые особенно широко развиты в нижней части разреза докембрия. Слои, приведенные в соприкосновение по разломам, как правило, наклонены в разные стороны от сместителя и образуют шовные или приразломные антиклинальные складки (Плахинская, Чернореченская и Сухарихинская). Эти складки разделены широкими синклиналями (Кармакулинская и Шумнинская) и антиклиналями (Губинская и Медвежинская).

САЯНО-БАЙКАЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

Рассматриваемый регион по традиционному географическому районированию включает Патомское и Северо-Байкальское нагорье, Средне-Витимскую горную страну, Западное, Восточное и Южное Прибайкалье, Западное Забайкалье, центральную и юго-восточную части Восточного Саяна, Прихубсугулье в МНР и Юго-Восточную Туву.

Как структурное целое Саяно-Байкальский складчатый пояс (СБСП) стал рассматриваться в конце 50-х годов благодаря работам Е. В. Павловского (1956) и др. Несмотря на некоторые различия в отправных теоретических моментах, большинство исследователей в настоящее время признают полицикличность становления структуры этого пояса, при ведущей роли и тесной зависимости рифейских (байкальских) и раннепалеозойских (раннекаледонских) тектоно-магматических процессов.

С севера СБСП по зонам краевых швов ограничен Сибирской платформой, с юго-востока Чикой-Ингодинский шов отделяет его от Монголо-Забайкальской складчатой системы герцинид. На западе и юго-западе к СБСП примыкает раннекаледонская складчатая система. Ее границы сильно затושеваны палеозойскими граптоидами, по в целом представляют собой сочетание глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простирания, образующих входящие углы (Хамсаринский, Каргинский, Джидинский). Восточным ограничением СБСП являются раннедокембрийские складчатые сооружения Алдана и Станового хребта.

В пределах СБСП по особенностям тектонического развития в докембрии можно выделить три крупные складчатые области: Восточно-Саянскую (ВССО), Байкальскую (БСО) и Забайкальскую (ЗСО). Последняя представляет собой западное звено Становой области, в котором интенсивно проявились процессы байкальской и раннекаледонской (салаирской) регенерации.

Геология и тектоника докембрия СБСП освещена в многочисленных сводках, подчас трудно сопоставимых между собой (Арсентьев, Хренов, 1966; Беличенко, 1969; Берзин, 1967; Булгатов, 1974; Бухаров, 1973; Додин и др., 1968; Докембрий Восточного Саяна, 1964; Замараев и др., 1975; Клитин и др., 1970; Павловский, 1956; Парфенов, 1967; Салоп, 1964, 1967; Смирнов и др., 1967; Сурков и др., 1973; Тектоника МНР, 1974; Шафеев, 1970; и др.).

Структурно-вещественный анализ геологических образований СБСП позволяет сгруппировать их в определенные вертикальные и латеральные ряды структурно-вещественных элементов различных порядков. В вертикальном ряду докембрийских элементов первый порядок образуют структурно-вещественные мегакомплексы: 1) освагия, 2) геосинклишальный, 3) орогенный, или остаточпо-геосинклишальный. Мегакомплексы в свою очередь разделяются на комплексы и субкомплексы (рис. 13).

К сожалению, провести сопоставление между этими комплексами по определенным изохронам на всей территории СБСП не всегда удастся. Это прежде всего объясняется недостатком материала по датировке древних метаморфических толщ. С другой стороны, многократный региональный метаморфизм, сопровождающийся гранитизацией, сложный характер

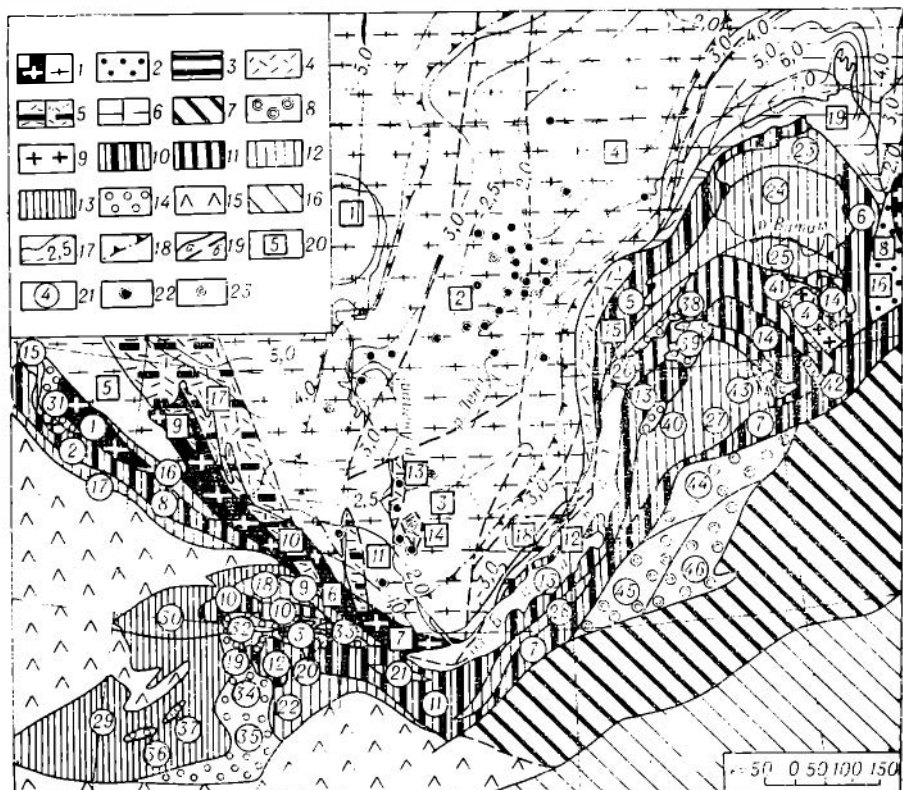


Рис. 13. Схема допалеозойских структурно-вещественных комплексов юга Восточной Сибири.

(составили В. П. Арсентьев, Г. Л. Митрофанов, Т. В. Мордовская).

Сибирская платформа. 1 — комплекс основания (а — выведенный на поверхность, б — под платформенным чехлом); 2 — эпирхейский протоорогенный комплекс; 3 — шовный геосинклинальный комплекс карелид; 4 — эпикарельский протоорогенный комплекс; 5 — геосинклинальный (а) и протоорогенный (б) комплексы нерасчлененные. Комплексы чехла: 6 — рифейский (а — выведенный на поверхность, б — под венд-палеозойскими и мезозойскими комплексами); 7 — венд-палеозойский и мезозойский. Селенгино-Яблоновая область, карелид е байкальско-каледонским регмагнетизмом. 8 — комплексы основания и геосинклинальный; 9 — протоорогенный (регатмический) комплекс. Восточно-Саянская и Байкальская область каледонид. 10 — комплекс основания; 11 — первый геосинклинальный комплекс и комплекс основания нерасчлененные; 12 — первый геосинклинальный комплекс; 13 — второй геосинклинальный комплекс; 14 — первый и второй геосинклинальные комплексы. 15 — Алтае-Саянская область каледонид. Прочие обозначения: 16 — эпикарельский протоорогенный комплекс; 17 — изогипсы кристаллического фундамента платформы; 18 — граница рифейского щита, перекрытого палеозойскими отложениями; 19 — границы структурных элементов (а — выведенные на поверхность, б — погребенные); 20, 21 — структурные элементы (20 — платформы, 21 — байкалид); 22 — глубокие скважины, вскрывшие фундамент; 23 — скважины, остановленные в чехле.

Структурные элементы, обозначенные цифрами в квадратах. Дорифейский фундамент платформы. Блоки кристаллического фундамента под осадочным чехлом: 1 — Тасевский, 2 — Ангарский, 3 — Иркутский, 4 — Мирнинский. Глыбы кристаллического фундамента в краевых выступах: 5 — Бирюсинская, 6 — Большелобовская, 7 — Шарыжалгайская, 8 — Чарская. Грабены: 9 — Туманшетский, 10 — Урикско-Ийский, 11 — Онотский, 12 — Илгинский (Сарминский). Внутриплатформенные вулкано-плутонические структурные элементы: 13 — Атовский, 14 — Радуйский, 15 — Северо-Байкальский крайовой вулкано-плутонический пояс. 16 — Удоканский молассовый прогиб. Рифейский платформенный чехол. Краевые прогибы: 17 — Присянский (Ийско-Туманшетский), 18 — Прибайкальский, 19 — Нойско-Жербинский.

Саяно-Байкальский складчатый пояс. Глыбы комплекса основания: 1 — Канская, 2 — Ариэбейская, 3 — Гарганская, 4 — Муйская. Антиклинории: 5 — Чуйско-Тондоякский, 6 — Нечерский, 7 — Ципигано-Бамбуиский, 8 — Восточно-Саянский, 9 — Онотско-Бельский, 10 — Омнинский, 11 — Хамардабанский, 12 — Булугольский, 13 — Байкальский, 14 — Байкало-Витимский. Синклинории: 15 — Манский, 16 — Инжигейский, 17 — Кизирский, 18 — Орликский, 19 — Гаргано-Дибинский и Ильчирский, 20 — Утульский, 21 — Битуджидинский (Ургольский), 22—25 — Мамско-Бодайбинский (22 — Жуинская зона, 23 — Мамско-Витимская зона, 24 — Делюно-Уранская зона, 25 — Олонитская зона), 26 — Катеро-Уаитский, 27 — Темникско-Итандинский. Блоки докембрия в зоне сочленения байкалид и ранних каледонид Восточной Тувы: 28 — Сангиленский, 29 — Харальский. Протоорогенные грабен-синклинории: 30 — Манский, 31 — Бовсон-Сархойский, 32 — Горьковский-Шумакский, 33 — Ухагольский, 34 — Хубсугульский, 35 — Чагырхойский, 36 — Эмийский, 37 — Холоднинский, 38 — Верхнеангарский, 39 — Бираманский, 40 — Мамакано-Янгудский, 41 — Жанок-Бамбуиский, 42 — Уаитский. Протоорогенные (регатмические) грабен-синклинории на карельском основании: 43—45 — Курбино-Еравнинский (43 — Икат-Багдаринская зона, 44 — Курбицкая зона, 45 — Еравнинская зона), 46 — Северо-Заганский.

тектонических движений (вертикальных и горизонтальных) значительно затусшевали многие геологические границы. Наиболее сложно отделить комплекс основания от первого геосинклинального комплекса байкалид в обращенных антиклинориях и участках раннепалеозойской геосинклинальной регенерации.

МЕГАКОМПЛЕКС ОСНОВАНИЯ

Выходы фундамента байкалид в СБСП на уровне современного эрозионного среза представлены архейскими и нижнепротерозойскими кристаллическими толщами Канской, Арзыбейской и Гарганской глыб в Восточном Саяне, Муйской глыбы в Средне-Витимской горной стране, Чуйско-Тюнодского и Печерского антиклинорий Байкало-Патомского нагорья, Ципикано-Гамбуйского антиклинория в северной части Витимского плоскогорья. По-видимому, добайкальский возраст имеют дислоцированные кристаллические толщи, слагающие западный фланг Станового пояса на Витимском плоскогорье и в Селенгинской Даурии (Западное Забайкалье). Эти толщи интенсивно переработаны раннекаледонскими, герцинскими и мезозойскими тектоно-магматическими процессами.

Присаянский и Прибайкальский выступы фундамента имеют блоковое строение, обусловленное сочетанием горстов, сложенных архейским или архейско-нижнепротерозойским кристаллическим комплексом, нижне-среднепротерозойских грабенов, выполненных троговым геосинклинальным комплексом, и среднепротерозойских вулканно-плутонических структур (Мац, Таскин, 1973а, б).

Кристаллический комплекс слагает Шарыжалгайский, Большебельский и Бирюсинский горсты, разделенные Опотским и Урикско-Ийским протерозойскими грабенами (см. рис. 13, 14). Система дорифейских горстов и грабенов Присаянья с юго-запада срезана Главным Саянским разломом, ее северо-восточное крыло перекрыто платформенным чехлом.

Бирюсинский горст образует узкий клин, сужающийся к юго-востоку и ограниченный зонами Главного Саянского и Бирюсинского разломов. Его северо-западный фланг перекрыт платформенными отложениями. Кристаллические образования Бирюсинского горста разделяются на бирюсинскую и неройскую серии (Сезько, 1974). А. А. Шафеев и А. И. Сизых называют эти серии шельминской и тепсинской и рассматривают их вместе с шарыжалгайской серией как фрагменты единого гранулит-ультраметаморфического комплекса Присаянья.

В бирюсинской серии (4000 м) преобладают биотитовые, роговообманковые, биотит-гранатовые и биотит-двуполевошпатовые мигматизированные гнейсы, содержащие прослои амфиболитов, кальцифиров, скарноидов и мраморов. Встречаются гранулиты и гиперстеп-амфиболитовые гнейсы. Метаморфизм пород соответствует, по А. А. Шафееву, силлиманит-альмандит-ортотлазовой субфации амфиболитовой фации, наложенной на прогрессивную гранулитовую. Минеральные парагенезисы последней сохранились лишь в отдельных участках. Большинство исследователей относят бирюсинскую серию к архею (Коричинский, 1939; Берзин, 1967; Сезько, 1974, 1975; и др.). Нижнепротерозойской считают эту серию П. В. Дубин, В. Е. Дибров, А. Н. Рассказчиков, А. Л. Додин и др. Структурные и петрологические особенности пород позволяют считать более правомерной первую точку зрения. Цифры изотопного возраста имеют здесь широкий диапазон и соответствуют периодам проявления наложенных процессов, наиболее древним из которых был регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации, проявившийся около 2 млрд. лет назад (Хильтова, Крылов, 1965).

Неройская серия сложена в нижней части слюдистыми сланцами со ставролитом, дистеном, силлиманитом и гранатом, биотитовыми и амфи-

боловыми гнейсами и плагиогнейсами мощностью около 2500 м с прослоями кристаллических известняков, слюдястых и железистых кварцитов (алхадырская свита). Верхнюю часть составляют преимущественно кристаллические известняки с прослоями гранат-амфиболовых гнейсов, редко встречаются кварциты и биотитовые гнейсы (барбитайская свита, около 1100 м). Породы неройской серии метаморфизованы в условиях дистегмусковит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации. Ее возраст, так же как и бирюсинской, пока достоверно не обоснован, но большинством исследователей считается раннепротерозойским. Учитывая, что эти серии образуют единое структурное целое в составе фундамента Присаинья, можно условно датировать неройскую серию археем — ранним протерозоем.

Внутренняя структура горстов характеризуется широким развитием куполовидных и лавообразных складчатых форм различных порядков, разделенных межкупольными синклинальными зонами. Осевые поверхности складок преимущественно опрокинуты на северо-восток. Центральные части куполов сильно гранитизированы и отличаются пологим залеганием гнейсовидных текстур. Иногда наблюдается уменьшение мощности гранитизированных образований над ядрами куполов с образованием структур будинажа и мелких складок течения, опрокинутых от свода (Замараев и др., 1975). Межкупольные синклинальные зоны дислоцированы в условиях интенсивного тапгенциального стресса и характеризуются сильно сжатыми линейными изоклинальными складками.

Внутренняя структура шарыжалгайской серии наиболее детально изучена вдоль выемки железной дороги по берегу оз. Байкал между ст. Култук и портом Байкал, где выделяются в качестве структур первого порядка шесть диапирообразных куполов шириной от 3 до 28 км, разделенных синклинальными зонами с размахом крыльев от 2 до 10 км (Замараев и др., 1975). К центральной части разреза напряженность складчатости убывает.

Между Шарыжалгайским и Большебельским горстамп к югу от Оютского грабена иногда выделяется еще один небольшой блок, а вместе эти блоки рассматриваются как Шарыжалгайский выступ, сложенный одноименной серией пород (Елизарьев, 1959; Прокопьев, 1965; Замараев и др., 1975). В юго-восточном (собственно Шарыжалгайском) блоке серию составляют (снизу): а) биотит-роговообманковые, биотитовые, роговообманково-пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы — ермпская свита; б) биотит-роговообманковые, роговообманково-пироксеновые и дупироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты и гнейсы — шумихинская свита; в) биотит-гранатовые, биотит-гранат-силлиманитовые гнейсы с подчиненными прослоями кристаллических сланцев, амфиболитов, магнетит-амфиболовых и магнетит-пироксеновых пород — жидойская свита; г) светлые биотитовые, биотит-гиперстеновые, роговообманково-биотитовые и другие гнейсы с прослоями кристаллических сланцев и амфиболитов — зогинская свита; д) биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-амфиболовые и другие гнейсы, прослои силлиманитовых сланцев, мраморов и кальцифиров — китойская свита. Суммарная мощность перечисленных свит 6800—7500 м. Соотношение между свитами и правомерность выделения некоторых из них пока спорны. Метаморфизм пород отвечает различным ступеням гранулитовой фации, но породы широко переработаны высокотемпературным диафорезом, с которым связана их грапитизация (Шафеев, 1970; и др.). Архейский возраст шарыжалгайской серии подтвержден надежными радиологическими данными (Соботович и др., 1965) и структурно-петрологическими сопоставлениями (Фролова, 1962).

Некоторым своеобразием отличается структура Бирюсинского горста, где А. И. Селько выделяет два подъяруса, соответствующих полям развития пород бирюсинской и неройской серий. Если первая по структурным особенностям имеет много общего с шарыжалгайской, то для второй (пе-

ройской) серии характерны сильно сжатые линейные, сигмоидальные складки протяженностью более 50 км и шириной 5—10 км. В целом по характеру складчатости А. И. Сезько разделяет Бирюсинский горст на три структурные зоны: 1) Северо-Восточную, или собственно Бирюсинскую, зону гранито-гнейсовых валов и куполов (Ийско-Окинского, Хадаминского, Мало-Бирюсинского и Тягурского); 2) Срединную зону линейной сигмоидальной складчатости (Тагульскую, Нерсинскую, Удинскую, Куклерскую и Ийскую синклинали); 3) Юго-Западную, или Мало-Тагульскую, зону изометричной субмеридиональной складчатости.

Над Шарыжалгайским, Больше-Бельским и Бирюсинским горстами Присаянья установлено дифференцированное магнитное поле, достаточно хорошо проявленное и на площадях, перекрытых осадочным чехлом. В целом для Присаянья характерна несколько уменьшенная мощность гранито-метаморфического слоя (около 20 км). Мощность коры не превышает 43 км и становится еще меньше в сторону платформы (Сурков и др., 1973).

При средневзвешенной плотности пород Шарыжалгайского выступа $2,8 \text{ г/см}^3$ и верхней части земной коры, принятой при построении гравитационной карты в редукции Буге, $2,67 \text{ г/см}^3$, подошва шарыжалгайского комплекса находится на глубине 5—5,5 км в бассейне р. Оки, достигая 9—10 км на юго-востоке, в среднем течении р. Иркут.

Бирюсинская глыба выражается в магнитном поле двумя резко выраженными уровнями; северо-восточная часть — отрицательным (до —800 гамм) и юго-западная — положительными (до +2000 гамм). Общее простирание аномалий северо-западное (310°). Отрицательный характер поля фиксируется над бирюсинской серией пород. Высокоположительные аномалии, вероятно, создают молодые девонские интрузии огнитского комплекса. Юго-западная граница блока проходит по зоне резкого магнитного и гравитационного градиента, фиксирующего зону разлома.

Архейский кристаллический комплекс Присаянского выступа по структурно-вещественным особенностям представляет собой полифациально (прогрессивно — регрессивно) метаморфизованную и гранитизированную терригенно-вулканогенную надформацию.

Следующий комплекс в составе красных выступов фундамента включает метаморфические вулканогенно-осадочные образования, слагающие Урикско-Ийский, Онотский и ряд более мелких грабенов в Присаянье, а также Иликтипский грабен на западном побережье оз. Байкал.

Наиболее древние образования этого комплекса относятся к свитам камчадальской и соснового байца, слагающим значительную часть Онотского и восточное крыло Урикско-Ийского грабенов. Камчадальская свита (1000—1800 м) представлена доломитами, известняками, амфиболитами, кварцитами, биотитовыми и амфиболовыми кристаллосланцами. Свиту соснового байца (2500—3000 м) слагают амфиболовые, биотитовые и другие гнейсы и сланцы, амфиболиты, метапесчаники и железистые кварциты. Породы обеих свит метаморфизованы в условиях ставролит-кианитовой субфации амфиболитовой фации. Их контакты с выше и ниже лежащими образованиями тектонические. Большинство исследователей, по-разному трактуя возраст этих свит, считают, что они залегают в основании разреза протерозойских отложений Присаянья. Выше располагается sublукская серия. В пределах Урикско-Ийского грабена в ее состав выделяются (снизу): а) хлорит-серицитовые сланцы, аркозовые песчаники, андезитовые порфириды, кварциты, туфы кварцевых дацитовых порфиров — шаблыкская свита (1270 м); б) метапесчаники, метаалевролиты, различные сланцы, иногда амфиболовые и плагногнейсы — большереческая свита (800—900 м); в) конгломераты, песчаники, филлитовидные сланцы, известняки, миндалекаменные порфириды, кварцевые порфиры и их туфы, линзы железистых кварцитов — далдарминская свита (2500—2700 м); г) ритмично переслаивающиеся конгломераты, песчаники, сланцы, известняки и доломиты — урикская свита (3200 м).

Метаморфизм пород сублукской серии неоднороден, но на большей части площади соответствует зеленосланцевой фации. С сублукской серией сопоставляются отложения, слагающие Туманшетский грабен (туманшетская серия), а также породы харантойской свиты в Онотском грабене.

Онотский грабен четко выделяется отрицательным характером магнитного поля среди положительного. По краям грабена следятся цепочки положительных аномалий, оконтуривающих его со всех сторон, что дало возможность продолжить его под осадочный чехол, имеющий здесь небольшую мощность.

Иликтинский грабен в Западном Прибайкалье (Мац, 1965) сложен осадочно-вулканогенной сарминской серией. В ее основании залегает хулуртуйская свита амфиболитов, кварцитов и гранатово-слюдистых сланцев. Далее следуют мраморы, метагравелиты, метапесчаники и метаэффузивы среднего состава тэтэринской свиты, которая согласно перекрыта метапесчаниками, филлитами и другими сланцами с подчиненными эффузивами основного и среднего состава иликтинской свиты. Венчает разрез галечная свита пудинговых конгломератов, сланцев, кератофиров и железистых кварцитов. Мощность серии — несколько километров.

Геологические и радиологические данные однозначно позволяют относить сарминскую серию Прибайкалья к раннему протерозою (Салоп, 1964; Мац, 1965; Мац, Таскин, 1973а, б). В Присаянье вопрос о возрасте аналогичного комплекса остается спорным. Большинство исследователей относят сублукскую и туманшетскую серии к среднему протерозою, а свиты камчадальскую и соснового байца считают нижнепротерозойскими. А. Л. Додин и др. (1968) поднимают их возраст до позднего протерозоя, а В. Д. Мац и А. П. Таскин (1973а, б) относят весь этот комплекс к раннему протерозою, сопоставляя с сарминской серией Прибайкалья. Радиологические данные не позволяют безоговорочно принять какую-нибудь одну из этих точек зрения. По-видимому, троговый комплекс Присаянского выступа платформы пока условно следует рассматривать как нижне-среднепротерозойский.

Протерозойские грабены Присаянского выступа платформы имеют форму сильно сжатых клиньев. Протяженность самого крупного из них — Урикско-Ийского — превышает 200 км при ширине до 50 км. Глубинные разломы, ограничивающие грабены (Бирюсинский, Точерский, Алагнино-Хомолхинский, Дабадский и пр.), ориентированы в северо-западном и субмеридиональном направлениях, их северные фланги перекрыты платформенным чехлом, а южные кулисообразно примыкают к Главному Саянскому разлому (Берзин, 1967). Внутренняя структура грабенов синклиновая. В Урикско-Ийском грабене синклинорий опрокинут на юго-запад, а его ось смещена к северо-восточному крылу. Характерны сильно сжатые изоклинально-чешуйчатые линейные складки, но к северо-западу по простиранию грабена степень дислоцированности пород понижается. Складчатые формы осложнены и тесно взаимосвязаны с разрывными нарушениями различных направлений и порядков, выраженных зонами брекчирования, милонитизации, повышенной трещиноватости, контролирующими магмо- и рудопоявления. В последние годы при металлогеническом анализе большое значение придается субширотным разрывам, по которым установлены левосдвиговые перемещения до первых сотен метров и которые вместе с тем предопределили блоковое строение фундамента Урикско-Ийского грабена (Абрамович и др., 1971; Замараев и др., 1975). Неравномерное погружение отдельных блоков, отраженное в мощностях и фациальной неоднородности отложений сублукской серии, обусловило формирование в пределах грабена конседиментационных структур — Урикского, Зиминского и Ийского прогибов, Ярминского и Бельско-Тагнинского поднятий (Таскин и др., 1971).

Иликтинский грабен, ориентированный в северо-восточном направлении, с северо-запада перекрыт среднепротерозойскими и рифейскими от-

ложениями. С юго-востока его ограничивает Байкальский краевой шов. Породы сарминской серии смяты в крутые, часто опрокинутые к северо-западу, линейные и сильно сжатые складки северо-восточного простирания. В бассейне р. Окунайки установлено северо-западное простирание складок. В. Д. Мац по данным бурения и геофизических исследований выделяет между бассейном р. Окунайки и пос. Марково внутрикратонную нижнепротерозойскую структуру типа авлакогена.

Среднепротерозойские вулканоплутонические структуры отчетливо оконтурены и изучены в Прибайкальском выступе. Они образуют Прибайкальский краевой вулканический пояс (Хренов и др., 1966), оконтуривающий восточный фас Ангарского блока Сибирской платформы. Л. И. Салоп (1967) рассматривает его в качестве краевого прогиба. Этот пояс имеет форму сигмоиды протяженностью более 1000 км и шириной до 60—80 км. Фланги сигмоиды ориентированы в северо-восточном направлении, центральная — Северо-Байкальская — часть субмеридиональна. Последняя сложена молассово-вулканогенными образованиями акитканской серии и комагматичными вулканитами гранитоидами ирельского комплекса. Акитканская серия с резким структурным несогласием залегает на нижнепротерозойских метаморфических и магматических образованиях и вместе с гранитоидами ирельского комплекса перекрыта рифейскими отложениями патомской и байкальской серий. В основании акитканской серии в хр. Акиткан выделяется субаэральная андезитодацитовая ассоциация вулканитов, туфов, конгломератов, аркозовых песчаников и алевролитов домугдинской свиты (2000—4000 м). Ее согласно перекрывают континентальные песчано-конгломератовые отложения чайской свиты (2650—2700 м) (Мац, 1965; Бухаров, 1973).

Аналогом чайской свиты в Байкальском хребте является хибеленская свита, характеризующаяся сложной фациальной изменчивостью. В составе свиты В. Д. Мац выделяет малокозинский и хибеленский фациальные комплексы, мощность которых превышает 2000 м. Малокозинский комплекс сложен песчаниками, конгломератами, алевролитами, туфами и эффузивами основного состава. По Л. И. Салопу (1964), этот комплекс в качестве свиты залегает в основании акитканской серии. Хибеленский комплекс слагают кварцевые и фельзитовые порфиры, туфы, песчаники, гравелиты и конгломераты. Изредка встречаются базальтовые порфириты. А. А. Бухаровым хибеленский комплекс в свою очередь разделяется на ошеконский трахилипаритовый и тонгодинский липаритовый комплексы.

Северо-восточный отрезок Прибайкальского пояса сложен терригенно-вулканогенной тепторгинской серией мощностью около 1500 м. Нижняя часть серии состоит из кварцитов и высокоглиноземистых сланцев (пурпольская свита), верхнюю слагают песчаники, сланцы, алевролиты, конгломераты, измененные порфириты и диабазы медвежьевской свиты. Тепторгинская серия, по Л. И. Салопу, синхронна акитканской. В. Д. Мац считает, что она перекрывает акитканскую и может рассматриваться как формация коры выветривания.

Возраст молассово-вулканогенных образований Прибайкальского пояса определяется в интервале 2—1,6 млрд. лет, т. е. как среднепротерозойский (Салоп, 1964; Геохронология докембрия..., 1968; Мац, Таскин, 1973а, б); тепторгинская серия, возможно, является нижнепериферической (Мац, 1965).

Породы акитканской и тепторгинской серий неравномерно смяты в линейные складки, оси которых ориентированы параллельно простиранию пояса. Интенсивность складчатости обусловлена разломами и понижается с востока на запад. Вблизи зон разломов породы смяты в крутые, подчас изоклинальные складки, брекчированы и милонитизированы, а в зоне Чайского разлома метаморфизованы в условиях альбит-эпидот-амфиболитовой фации. Разломы контролировали размещение вулканических аппаратов и гранитоидных интрузий. А. А. Бухаров в меридиональном Северо-

Байкальском отрезке пояса детально изучил пять вулкано-тектонических структур, представленных трещинными и центральными вулканическими постройками, иногда щитовыми, кальдерами опускания, вулканическими куполами (экструзиями) и дайками. В северо-восточной части пояса, в полях развития тепторгинской серии, отмечены крупные пологие складки с размахом крыльев до 25 км.

Большую роль в структуре среднепротерозойского молассово-вулканического комплекса играли наложенные рифейские и раннепалеозойские дислокации, преимущественно разрывные. Наиболее искажена первоначальная структура Северо-Байкальского отрезка вулканического пояса, где широко развиты раннепалеозойские шарьяжи.

Аналогичный Прибайкальскому молассово-вулканогенный комплекс выделяется В. Д. Мацем и А. П. Таскиным (1973а) в Присаянье (калбазыкская и зунтейская серии), но поля этих образований очень незначительны, их выделение и датировка во многом спорны.

Молассово-вулканогенные образования краевых выступов Сибирской платформы большинством исследователей относятся к орогенному (протоорогенному, позднегеосинклиналильному, эпигеосинклиналильному) комплексу карелид.

Интрузивные образования в краевых выступах Сибирской платформы разнообразны по возрасту и структурно-вещественным особенностям. В Присаянском выступе, по Г. Я. Абрамовичу и П. И. Шамесу (1974), древнейшей является архейская метабазитовая формация, объединяющая горизонты и линзовидные тела дупироксеновых и пироксен-амфиболовых кристаллосланцев и амфиболитов среди гнейсов шарыжалгайской серии. Уверенно относится к архею и чарнокитовая формация, приуроченная к ядрам крупных антиклинальных структур в архейских горстах. Среди архейских образований широко распространены конкордантные автохтонные тела гнейсо-гранитов, гнейсо-плагиигранитов и мигматитов, объединяемых в мигматит-гранитовую формацию. Эти образования слагают купольные структуры или образуют линейные зоны вдоль древних разломов. Мигматит-гранитовая формация образовалась в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, возраст которого определяется как архейский или раннепротерозойский (китойский интрузивный комплекс). Среди карельских (нижне-среднепротерозойских) интрузивных образований габбро-плагиигранитовая формация наиболее древняя. Габбровая субформация (урдо-окинский комплекс) представлена ортоамфиболитами, слагающими линзовидные массивы в зонах глубинных разломов.

Плагииграниты, объединяемые в онотский комплекс, образуют небольшие конкордантные массивы, сопровождаемые ореолами мигматизации. Среди плагиигранитов встречаются метасоматические микроклиноплагииоклазовые гнейсо-граниты. Плагиигранитные массивы группируются в зоны северо-западного простирания по периферии Онотского и Урикско-Ийского грабенов. В зоне Главного Саянского и Точерского разломов залегают мелкие линзовидные тела гипербазитов идарского комплекса, условно датируемого средним протерозоем. Среди пород сублукской и тумашетской серий среднепротерозойского возраста залегают силлообразные массивы (Монкресовский и Мало-Тугульский), небольшие пластовые и дайковые тела габбро, габбро-диабазов, габбро-пориты, амфиболиты, диабазовые порфириты и пироксениты арбапского и монкресовского комплексов, образующие габбро-диабазовую формацию. Породы этой формации приурочены к зонам глубинных разломов и в отдельных участках сильно изменены гранитоидами саянского комплекса. Последние относятся к среднепротерозойской формации гранитоидных батолитов. В их составе отмечается широкая гамма пород от гранитов до диоритов, слагающих массивы площадью до 300 кв. км в зонах глубинных разломов северо-западного простирания. Г. Я. Абрамовичем установлено, что морфология и состав массивов гранитоидов саянского комплекса зависят от глубины их

формирования. В условиях малых глубин (около 3,5 км) в пределах Урикско-Ийского грабена вдоль зон разломов залегают дискордантные гранитоидные тела. Среднеглубинные тела, согласно залегающие в Оютском грабене и Булунском горсте, имеют ореол мигматизации. В условиях больших глубин (до 8 км) среди пород Бирюсинского и Канского горстов установлены автохтонные конкордантные тела, сопровождающиеся крупными полями мигматитов.

Абсолютный возраст гранитоидов саянского комплекса определяется в интервале 1380—1800 млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968; Абрамович и др., 1971). Эти гранитоиды встречаются в гальке конгломератов ермосохиинской свиты, абсолютный возраст которой не превышает 1416 млн. лет (Абрамович и др., 1971).

Локальное повышение давления и температуры в Бирюсинской и Алагинской зонах смятия привело к формированию линзовидных и неправильных тел чарнокитов и эклогитоподобных пород, развившихся по породам среднего и кислого состава, архейского, раннепротерозойского и среднепротерозойского возраста. Здесь же встречаются мелкие тела аляскитовых гранитов, представляющих собой крайние продукты щелочного метасоматоза. В зонах Главного Саянского и Алагинно-Хомолхинского разломов на пересечении с субширотными зонами трещиноватости расположены многочисленные дискордантные тела порфиридных гранодиоритов, адаметитов и монзонитов, относимых к формации гранитоидов повышенной щелочности. Чарнокитовая, эклогитоподобная аляскитовая формации и формация гранитоидов повышенной щелочности относятся к раннерифейскому магматическому этапу (Абрамович, Шамес, 1974). Завершает этот этап диабазовая формация повышенной щелочности, включающая субвулканические пластовые и дайковые тела диабазов, диабазовых порфиритов и отдельные вулканические аппараты центрального типа, сложенные основными эффузивами и их туфами.

Рифейские отложения карагасской серии, относимые к чехлу платформ, вмещают пластовые тела долеритов, габбро-долеритов и долеритовых порфиритов средне-верхнерифейской трапповой формации (персипский комплекс).

В Прибайкальском выступе фундамента наиболее древние интрузивные образования представлены конкордантными синорогенными телами гранито-гнейсов, гнейсо-гранитов и пегматоидных гранитов куандинского комплекса, залегающими в пределах Чуйско-Топодского и Нечерского антиклинориев среди архейско-нижнепротерозойских метаморфических образований. С карельским тектогенезом связано образование интрузий двухфазного кочериковского комплекса. В первую фазу сформировались массивы, сложенные габбро, габбро-диабазами, габбро-диоритами и диоритами. Вторую фазу характеризуют плагиограниты, граниты, гранодиориты, аплиты и пегматиты. Гранитоиды кочериковского комплекса относятся к габбро-плагиогранитной формации. Они пространственно связаны с нижнепротерозойскими геосинклинальными образованиями сарминской серии и перекрыты среднепротерозойскими отложениями.

В структуре Прибайкальского выступа исключительно широкое развитие имеют среднепротерозойские интрузии, образующие вместе с вулканами акитканской серии единый Прибайкальский вулканический пояс (Хренов и др., 1966). В юго-западной части пояса выделяется приморский комплекс гранитоидов, сформировавшийся в две фазы (Мануйлова, Срывцев, 1974). С ранней фазой связано образование порфиридных гранитов, к поздней относятся средне- и мелкозернистые преимущественно лейкократовые граниты, аплиты. Массивы гранитоидов приморского комплекса вытянуты вдоль зон разломов в северо-восточном направлении и относятся к формации рапакиви. Среди многочисленных определений абсолютного возраста гранитоидов М. М. Мануйлова и Н. А. Срывцев (1974) выделяют как наиболее надежную цифру 1650 млн. лет.

В центральной (северобайкальской) части пояса среднепротерозойские гранитоиды, относимые к ирельскому комплексу, образуют с вулканическими ажитканской серии единую вулканоплутоническую ассоциацию. В составе ирельского комплекса выделяют три формации, соответствующие вулканогенным комплексам домугдинской и хибеленской свит.

Среднепротерозойский возраст ирельского комплекса (1600—1700 млн. лет) подтвержден многочисленными радиологическими определениями (Бухаров, 1973) и налеганием на гранитоиды среднерифейских отложений байкальской серии.

В северо-восточной части Прибайкальского вулканического пояса породы тепторгинской серии прорываются интрузиями двуслюдяных и мусковитовых гранитоидов амандраканского комплекса, перекрытых рифейскими конгломератами баллаганашской подсерии (Салоп, 1967).

С приморскими и ирельскими гранитоидами ряд исследователей параллелизует гранитоиды чуйско-топодского комплекса в Чуйско-Топодском и Печерском антиклинориях. Л. И. Салоп эти гранитоиды относит к нижнему протерозою.

Рифейские интрузии в Прибайкальском выступе представлены преимущественно мелкими телами, дайками и sillами диабазов, габбро-диабазов, диабазовых порфиритов, габбро-диоритов и диоритов тююканского и патомского комплексов. Эти образования залегают в ядрах антиклинальных структур в зонах разломов среди отложений патомской серии и в более древних породах, но не встречаются в венд-кембрийских толщах платформенного чехла. Условно отнесены к рифею малые трещинные интрузии диорит-сиенитового ряда, объединяемые в татарниковский комплекс, и гранитоиды даванского комплекса, залегающие в зонах смятия в северобайкальской части краевого вулканического шва.

Канская и Арзубейская глыбы расположены в северо-западной части Восточного Саяна. Первая из них вытянута прямолинейной стороной на 250 км вдоль Главного Саянского разлома. Ее юго-западная изогнутая сторона плавно обтекается Манским синклинием и Восточно-Саянским антиклинорием. Ширина глыбы достигает 40 км. Арзубейская глыба имеет размеры 60 × 12 км. Она вытянута в северо-западном направлении, располагаясь между Манским синклинием и Восточно-Саянским антиклинорием. Глыбы, по-видимому, были разобщены в позднем докембрии при заложении Манского прогиба.

Слагающие эти глыбы метаморфические образования (мощность около 4000 км) сопоставляются с бирюсинской серией Присаянского выступа Сибирской платформы и разделяются на три свиты (А. З. Конников, В. Я. Хильтова, В. И. Юркин и др.). В нижней свите преобладают биотит-содержащие гнейсы, в значительной мере мигматизированные, среднюю свиту слагают амфиболовые гнейсы и амфиболиты, для верхней характерны кристаллические сланцы и кварциты с карбонатными прослоями. Породы метаморфизованы и мигматизированы в условиях амфиболитовой фации, но по краям глыб и вдоль зон разломов в них широко проявлены бластомилонитизация и диафорез. По первичному составу бирюсинская серия рассматривается как осадочно-вулканогенная толща с sillами диабазов (К. П. Никольская).

Породы, слагающие глыбы, неравномерно смяты в складки. Наряду с изоклинальными сильно сжатыми складками здесь встречаются пологие купола. Шарниры структур ориентированы в субмеридиональном направлении в центральной части глыб и имеют северо-западное простирание по их периферии, образуя кулисообразную систему сигмоид. И. Н. Крыловым и В. Я. Хильтовой отмечено, что крупные изоклинальные складки опрокинуты большей частью на юго-запад, хотя сама глыба надвинута в северо-восточном направлении. Мелкие складки разнообразны.

По периферии и внутри глыб широко проявлены разрывные нарушения, выраженные мощными зонами бластомилонитов. Эти зоны обычно

ориентированы по длинной оси глыб в северо-западном направлении, субвертикальны или опрокинуты на северо-восток с углами падения до 40°.

Капская и Арзыйбейская глыбы имеют автономный структурный план, не согласующийся с их контурами. Вместе с тем они оказали влияние на конфигурацию и внутреннюю структуру Восточно-Саянского антиклинория и Манского синклинория, сложенных геосинклинальными комплексами протерозоя и рифея. Это позволяет рассматривать глыбы как блоки фундамента. Его возраст В. Я. Хильтова вслед за И. А. Кобеляцким, М. М. Лавровым, С. В. Обручевым и другими считает архейским. А. Л. Додин, П. В. Дубин, В. Е. Дибров датруют этот комплекс ранним протерозоем. По-видимому, здесь, как это делают для Бирюсинской глыбы А. И. Сезько и А. А. Шафеев, к нижнему протерозою следует относить лишь верхнюю гнейсово-сланцево-кварцитовую часть разреза, сопоставляя ее с неройской серией. Радиологические данные по Капской и Арзыйбейской глыбам очень противоречивы.

Гарганский массив (площадь 40 × 25 км) расположен в истоках рек Ока, Иркут, Китой в Восточном Саяне и ориентирован длинной осью по азимуту 40°. Массив разделяет Ильчирский и Гарганский синклинории и околтурен глубинными разломами, вмещающими линзовидные тела гипербазитов. Он сложен разнообразными гнейсами и амфиболитами, условно относимыми к шарьякалгайской серии архея. Л. П. Пикитина (Докембрий Восточного Саяна, 1964) выделяет здесь (снизу) богоройскую, ишунтинскую и улзетинскую свиты, в составе которых соответственно преобладают: 1) биотитовые гнейсы, 2) амфиболиты, амфиболовые гнейсы, 3) биотитовые гнейсы. Мощность пород превышает 5000 м.

Типоморфные минералы и ассоциации пород Гарганского массива отвечают условиям роговообманково-гранулитовой субфации. Широко проявлены процессы мигматизации и ультраметаморфизма, приведшие к образованию в ядрах антиклинальных складок апатектических гранитов. Для Гарганского массива характерен повсеместный диафторез эпидот-амфиболитовой и последующей зеленосланцевой фации. Прогрессивный и регрессивный метаморфизм привел к значительному преобразованию пород и исключает возможность определить их первичный состав.

Внутренняя структура массива автономна по отношению к обрамляющим его рифейским складчатым сооружениям и расшифровывается по полосчатости, кристаллизационной сланцеватости, гнейсовидности, линейности, редко слоистости. Первый порядок структур составляют Урикская антиклиналь и примыкающая к ней с юго-востока Улзетинская синклиналь, имеющая размах крыльев 5—7 км при их падении 30—60°. Эти структуры осложнены складками более высоких порядков вплоть до плычатости. Их оси параллельны осям складок первого порядка. Шарниры складок погружаются к юго-западу.

Разломами северо-западного направления массив разбит на ряд блоков, ступенчато погружающихся к юго-западу.

Складчатый кристаллический комплекс, слагающий Гарганский массив, перекрывается с угловым и азимутальным несогласием рифейскими образованиями иркутской свиты, в основании которой установлены метаморфизованные продукты коры выветривания (слюдястые кварциты). Максимальная цифра радиометрического возраста пород Гарганского массива, полученная К-Аг методом по амфиболу, составляет 2370 млн. лет.

Муйский массив расположен в центральной части Байкальской горной области в пределах Северо-Муйского и Южно-Муйского хребтов на юго-восточном фланге Байкало-Витимского антиклинория. Он вытянут в северо-западном направлении на 130 км при ширине около 50 км вдоль оси антиклинория и разделен Муйской рифтогенной впадиной на два блока, известные под названием Северо-Муйской и Южно-Муйской глыб.

Метаморфические и осадочно-метаморфические образования, слагающие Муйский массив, имеют суммарную мощность около 14 000 м и образуют два структурных этажа — архейский и нижнепротерозойский.

Архейские образования расчленены на три толщи (снизу вверх) — киндинскую, илеирскую и люнкутскую. Киндинская толща сложена в нижней части амфиболитами, двупироксеновыми гнейсами, биотитовыми гнейсами и прослоями кальцифиров (более 200 м), в верхней части — преимущественно кальцифирами, перемежающимися с пара- и ортоамфиболитами, гнейсами и плагиогнейсами (более 200 м). Прогрессивный метаморфизм пород толщи соответствует гранулитовой фации, регрессивный — амфиболитовой фации. Илеирская толща сложена двуслюдяными и биотитовыми гнейсами, плагиогнейсами с редкими горизонтами амфиболитов, мраморов (более 1700 м). Люнкутская толща представлена мощным (2100—2200 м) разрезом тонкоперемежающихся кальцифиров, карбонатных гнейсов, гранатовых амфиболитов. Метаморфизм илеирской и люнкутской толщ соответствует амфиболитовой фации. По краям Муйской глыбы широко проявлены бластомилонитизация и диафторез. По первичному составу архейские образования, видимо, относятся к вулканогенно-осадочной формации.

Нижнепротерозойский этаж условно может быть разделен на два подэтажа. Нижний представлен метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами, выполняющими протогеосинклинальные трого (троговый комплекс), верхний сложен преимущественно метаморфизованными осадочными породами, в составе которых значительная роль принадлежит продуктам переотложения кор выветривания. Нижний подэтаж достоверно может быть выделен пока только в пределах Северо-Муйской глыбы в Самокутском грабене. Разрез трогового комплекса следующий (снизу вверх): 1) меланократовые амфиболовые, биотит-амфиболовые сланцы, микроамфиболиты с горизонтами биотитовых гнейсов, кварцитов, темно-серых тонкозернистых железистых кварцитов, разнокристаллических известняков (1000 м); 2) кварц-серицит-хлоритовые, кремнистые и карбонатные сланцы, метапесчаники, кварциты (до 200 м), часто с магнетитом, кристаллические известняки, метаморфизованные эффузивы кислого состава (2000—3000 м); 3) мраморы светло-серые, белые, кальцитовые и доломитовые, содержащие отдельные маломощные пачки слюдисто-карбонатных сланцев, известковистых метапесчаников, хлорит-актинолитовых сланцев (2000—2500 м).

Метаморфизм пород соответствует низким ступеням амфиболитовой фации, местами — высокой ступени зеленосланцевой.

Второй подэтаж сложен мощной толщей (до 2500 м) метапесчаников, полимиктовых и кварцевых конгломератов, кварц-биотитовых сланцев, кварцито-песчаников с кластогенным магнетитом. Эта толща выделяется в Северо-Муйском хребте под названием самокутская свита, в Южно-Муйском хребте ей соответствуют кедровская и самодуровская свиты аналогичной мощности. Они согласно перекрыты шаманской свитой мраморов мощностью около 1500—2000 м.

Муйская глыба имеет в целом автономный структурный план, не согласующийся с ее контурами. Значительные отличия в стиле складчатости наблюдаются в пределах нижнего и верхнего этажей. Для нижнего этажа характерны реликты гранито-гнейсовых куполов, осложненных структурами более высокого порядка. Гнейсово-купольные структуры несколько вытянуты в северо-восточном направлении. Преимущественно такое же простираение имеют комплексы изоклиналиных складок междупольных зон и брахиформных складок, осложняющие своды крупных структур (Илеирская антиклиналь, Сирская брахисинклиналь). Для пород верхнего этажа характерны линейные крутые изоклиналиные складки, вытянутые параллельно бортам Самокутского грабена в северо-восточном направлении. Размах крыльев их варьирует от нескольких до десятков метров.

Широко развиты разрывные нарушения. Наиболее древние из них имеют северо-восточную ориентировку (40—50°) и представлены мощными зонами (до 100—500 м) бластомилонитов. Многочисленные разрывы повторяют конфигурацию гнейсово-купольных структур.

Муйская глыба достаточно четко выделяется в геофизических полях. Для всей глыбы в целом характерно неконтрастное слабо положительное или отрицательное магнитное поле, осложненное наложенным на него локальным положительным высокоинтенсивным полем, фиксирующим выходы пород трогового комплекса. В гравитационном поле глыба выделяется положительной (50—90 мгл) аномалией.

Структурная позиция Муйской глыбы, характер внутреннего строения и метаморфизм позволяют уверенно рассматривать ее как блок фундамента. Толщи, слагающие верхний структурный этаж, хорошо сопоставляются с троговым комплексом и низами удоканской серии Олекмо-Витимского нагорья (Федоровский, 1972) и соответственно могут быть отнесены к нижнему протерозою. Об этом же свидетельствует радиометрический возраст гнейсов илеирской толщи — 2185 млн. лет (В. Л. Тихонов, К-Аг метод по биотиту). Эта цифра соответствует, по-видимому, возрасту метаморфизма, связанному с формированием нижнепротерозойских гранитоидов. Следовательно, возраст образований нижнего этажа можно рассматривать как архейский.

Кроме Муйской глыбы в Байкало-Витимском антиклинории блоки фундамента установлены в междуречье Горбылока и Ирокинды (Южно-Муйский хребет) и по левобережью Толоя (Северо-Муйский хребет). Первый блок сложен осадочно-метаморфическими породами верхнего этажа, сильно переработанными рифейскими и палеозойскими интрузиями, второй блок почти нацело переработан гранитоидами рифея. Ориентировка блоков субпараллельна Муйской глыбе.

Чуйско-Тондский и Печерский антиклинории имеют сложное внутреннее строение и представляют собой полискладчатые и полиметаморфические структуры, наиболее интенсивно переработанные рифейскими складчатыми процессами и гранитизацией.

Антиклинории, изгибаясь в виде дуги, прослеживаются на расстоянии более 1000 км. В участке изменения простирающийся с северо-восточного на юго-восточное оси антиклинориев ундулируют, и в участке погружения располагается Жуинская зона Мамско-Бодайбинского синклинория.

Метаморфические толщи, слагающие антиклинории, лучше всего обнажены в Северо-Байкальском нагорье, на небольших участках они прослеживаются в бассейне р. Бол. Патом. Контуры выхода кристаллических осадочно-метаморфических пород маркируются зонами региональных разломов и границами отложений геосинклинального комплекса. Древнейшие образования, слагающие антиклинории, известны как чуйская толща. Для нее типично переслаивание эпидот-биотитовых и биотитовых плагиогнейсов с подчиненными прослоями или горизонтами эпидот-гранат-биотитовых, гранат-биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых плагиогнейсов, эпидот-слюдяных и гранат-слюдяных сланцев, кварцитов и реже амфиболитов. Породы пронизаны послойными телами гнейсо-гранитов. Метаморфизм пород чуйской толщи соответствует высокотемпературной ступени амфиболитовой фации и нарастает до гранулитовой фации по направлению к Сибирской платформе.

Древний возраст чуйской толщи устанавливается как геологическими, так и радиологическими данными. По данным А. Н. Артемьева, Ю. П. Ципукова, В. Д. Маца и других, в верхнем течении р. Окунайкп наблюдается несогласное налегание на чуйскую толщу малокосинской свиты среднего протерозоя. В бассейне р. Калайки аналогичное налегание зафиксировано М. М. Мануйловой и Б. В. Петровым. К-Аг методом по биотиту и мусковиту из гранитоидов куандинского комплекса, прорывающих чуйскую толщу, ее верхний возрастной предел (радиохимический) состав-

ляет 2200—1900 млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968). По данным Б. В. Петрова и В. А. Макрыгина (1975), для амфиболитов из зоны гранулитовой фации в ИГГД АН СССР К-Аг методом получены цифры 3040 и 3450 млн. лет, что позволяет чуйскую толщу относить к архейским образованиям.

Внутреннее строение антиклинорий расшифровывается плохо. Преобладают простирания кристаллизационной сланцеватости: северо-восточное ($40\text{--}50^\circ$) в Чуйско-Топодском и северо-западное, близкое к меридиональному, в Нечерском антиклинориях.

Антиклинории состоят из ряда больших резко удлиненных складок, группирующихся в виде дуги. Длина крупных складок 80—100 км. Преобладающая часть складок относится к категории линейных цилиндрических, шарниры их практически горизонтальны. На внешней стороне и осевой части антиклинория складки симметричны с плавными перегибами в замках. Углы падения крыльев $40\text{--}50^\circ$, реже до $60\text{--}70^\circ$. Местами отмечаются и пологие концентрические складки. К югу от оси антиклинория прямые складки сменяются наклонными, изоклишальными и даже лежащими с севыми поверхностями, падающими к центру антиклинория. На подвернутых крыльях часто развиваются надвиги с горизонтальной амплитудой до 10—15 км (Салоп, 1967). Так как в Приленской зоне складки опрокинуты в обратном направлении, то антиклинорий имеет веерообразное строение. Значительную роль играют крутопадающие зоны дробления и нормальные сбросы.

Ципикано-Бамбуьский антиклинорий расположен в пределах северной части Витимского плоскогорья, протягиваясь в северо-восточном направлении более чем на 400 км вдоль Селенгино-Каларского структурного шва. Антиклинорий сложен преимущественно сильно метаморфизованными толщами нижнего протерозоя. Архейские породы пока достоверно установлены только в низовьях р. Ципы (устыцципинская толща), они коррелируются с низами киндиканской толщи Муйской глыбы. Нижнепротерозойские отложения расчленены на согласно залегающие свиты (снизу вверх): 1) биотит-кварц-кордиеритовых, силлиманит-кордиеритовых и андалузитовых сланцев, кварцитов и плагногнейсов (1700 м); 2) кристаллических известняков и доломитов (800 м); 3) метавулканитов кислого состава с прослоями кварц-биотитовых, амфиболовых и других сланцев (1500 м); 4) гнейсов и кристаллосланцев, метавулканитов кислого состава.

Возраст этих отложений определяется путем сопоставления их с породами удоканской серии нижнего протерозоя.

Первичная структура антиклинорий в значительной мере уничтожена палеозойскими гранитоидами. В отдельных сохранившихся фрагментах (реки Витимкан, Чина, Ципикан) наблюдаются сравнительно простые брахиформные складки, дискордантные к рифейским структурам. С севера и юга антиклинорий ограничен зонами разрывов северо-восточного простирания и разбит на систему блоков многочисленными разрывами северо-западной ориентировки.

Западный фланг Станового пояса охватывает территорию Витимского плоскогорья и Селенгинской Даурии в Западном Забайкалье. Слоистые метаморфические толщи докембрия сохранились здесь лишь в отдельных участках среди полей разновозрастных гранитоидов и фанерозойских осадочных и вулканогенных образований. На Витимском плоскогорье интенсивно гранитизированные докембрийские породы слагают главным образом Ципа-Витимский водораздел. В Западном Забайкалье докембрийские образования вскрыты в мезозойских сводах Яблонового, Малханского и Заганского хребтов.

Единая структурная схема кристаллических толщ западного фланга Становой зоны пока не разработана, так как они залегают преимущественно в ксенолитах среди гранитоидов различного возраста и сами интенсивно гранитизированы. Кроме того, здесь интенсивно проявлена разрывная

тектоника и зона разбита на многочисленные блоки. Можно лишь сказать, что эти толщи к востоку на правобережье р. Витим смыкаются со становой комплексом и являются его аналогом по литологическим и метаморфическим особенностям (Дзевановский, Судовиков, 1960). На Ципа-Витимском водоразделе в разрезах кристаллических толщ, слагающих отдельные блоки, намечается следующая закономерность: в низах преобладают различные гнейсы, а в верхах заметную роль играют кристаллические сланцы и карбонатные породы, реже кварциты. Среди гнейсов выделяются биотитовые, биотит-роговообманковые, плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые разновидности; кристаллические сланцы — биотитовые, серицит-биотитовые, биотит-мусковитовые, кварц-плагиоклазовые, амфиболовые, амфибол-биотитовые, биотит-кварц-диопсидовые, диопсид-кордиеритовые, силлиманитовые и др.; известняки обычно мраморизованы. В верхней части разреза встречается биотит-гиперстеновые гнейсы. Мощность рассматриваемых толщ превышает 3000 м. Большая часть пород метаморфизована в условиях амфиболитовой фации. Иногда встречаются породы, метаморфизм которых соответствует эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям.

Возраст кристаллических толщ Ципа-Витимского водораздела твердо не установлен. С. П. Смеловский относит их к раннему протерозою, Л. И. Салоп (1964) сопоставляет эти толщи с архейскими образованиями Средне-Витимской горной страны. К востоку от рассматриваемой территории, в бассейнах рек Калар и Олекма, среди нижнепротерозойских толщ выделены глыбы архея, интенсивно переработанные древнестановой складчатостью (Старченко и др., 1968). Расчленить подобным образом кристаллические толщи Витимо-Ципинского междуречья пока невозможно, поэтому они считаются архейскими — нижнепротерозойскими.

В Заганском хребте установлено тесное переслаивание парагнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов, датированных В. А. Новиковым ранним протерозоем. Эти породы слагают ксенолиты среди докембрийских гранитоидов. В. И. Сизых включает метаморфические образования Заганского хребта в малхапский метаморфический комплекс, в составе которого кроме разнообразных гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов им выделены кристаллические известняки и порфиroidы.

В Яблоновом хребте допалеозойские образования объединены В. П. Кузнецовым в кристалло-сланцевую шильниковскую и гнейсовую застепинскую толщи. Мощности их соответственно 1000 и 1150 м. И. Н. Фомин в западной части Яблонового хребта выделяет только застепинскую толщу, сложенную разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, порфиroidами, ороговикованными песчаниками и кварцитами. Породы часто мигматизированы и сильно изменены последующими тектономагматическими процессами. В отдельных ксенолитах среди гранитоидов они встречаются и далее к северо-востоку, образуя, по-видимому, единый структурный комплекс с высокометаморфизованными толщами Амалатской глыбы и Станового хребта. Судя по реликтам осадочных и вулканогенных структур, эти толщи могут быть отнесены к терригенно-вулканогенному типу формаций. Дать им более детальную формационную характеристику пока не позволяет их слабая изученность.

Высокометаморфизованные складчатые образования Витимо-Ципинского междуречья образуют клинообразный жесткий выступ среди байкальских и ранпекаледонских структур, ограниченный мощными зонами глубинных разломов — Селенгино-Каларской на севере и Витимо-Каларенгской на юге. Л. И. Салопом (1964, 1968) этот выступ описан под названием Амалатской глыбы, Т. С. Гостева называет его Витимо-Амалатской глыбой. Он является западным окончанием раннепротерозойской складчатой области Становика — Джугжура (Старченко и др., 1968).

В складчатой структуре этой зоны сочетаются линейные и куполовидные складки различных порядков, но восстановить общую структуру зоны

невозможно, так как она в значительной мере уничтожена гранитными интрузиями и разбита густой сеткой разломов. Ее отдельные фрагменты — Нижне-Ципинская синклиналь и Кавоктинско-Буланкинская, Валектинская и Бомбандоканская антиклинали. В западной части зоны П. В. Осокиным выделен Укшумский антиклинорий. Их размеры достигают нескольких десятков километров в длину при ширине до 25 км. Они осложнены более мелкими складками, часто изоклинальными и опрокинутыми. Крутизна крыльев складок различная — от 40 до 80°. Их шарниры, имея в общем северо-восточное простирание, обычно ундулированы и изогнуты в плане. Часто встречаются куполовидные складки, ядра которых сложены синорогенными гранитоидами.

В Кяхтинском, Заганском, Малаханском и Яблоновом выступах фундамента допалеозойские породы образуют сложные антиклинали с северо-восточным простиранием осей и с размахом крыльев до 30—50 км. Для их замковых частей характерны куполовидные структуры. Ядра куполов обычно сложены гранито-гнейсами. Наиболее отчетливой брахиформностью обладает Заганская антиклиналь. Брахиформность в пей устанавливается как по залеганию первичной гнейсовидности и полосчатости в грапитах и темных мигматитах, так и по элементам залегания метаморфических толщ. Заганская антиклиналь имеет аномальное строение, так как складки более мелких порядков па крыльях опрокинуты в сторону ее оси. Эти складки, обычно крутые, изоклинальные или дисгармоничные на крыльях антиклинали, к ее замковой части выполаживаются.

Интрузивные образования. Достоверно установленных магматических образований архейского возраста среди выходов пород, слагающих комплекс основания байкалид, не установлено. В гальке конгломератов в основании самокутской свиты в Северо-Муйской глыбе в значительном количестве встречаются граптоиды, отвечающие по составу нормальным гранитам, но, в общем, не отличимые от гранитоидов, прорывающих самокутскую свиту. Нижнепротерозойские интрузии распространены достаточно широко. Наиболее ранними являются интрузии ультраосновных — основных пород, многочисленные мелкие тела которых картируются среди как архейских, так и нижнепротерозойских отложений. Они образуют серии линзовидных тел мощностью от 10 до 500 м при длине до 1,5—3 км, залегающих согласно с вмещающими породами и, по-видимому, фиксирующих древние трассы глубинных разломов. Состав пород варьирует от габбро-диоритов до габбро. Иногда отмечаются мелкие тела перидотитов и пироксенитов. Породы амфиболизированы (до ортоамфиболитов) и часто гранитизированы. Их возраст определяется прорыванием метагабброндов гранитоидами куандинского, чуйского и илеирского комплексов нижнего протерозоя.

Гранитоидные образования фундамента в Восточном Саяне, Байкальской горной области, Забайкалья представлены гнейсовидными гранитами, гранито- и гранодиорито-гнейсами, слагающими массивы мраморов в ядрах гнейсовидных куполов. Центральные части массивов сложены слабо гнейсовидными гранитами. Незначительное распространение имеют граносиениты и сиениты. Эти породы объединяются в китойский, куандинский, чуйский, ирокиндинский, илеирский, заганский и другие комплексы.

Граптоидные массивы фундамента на контакте с вмещающими их гнейсами имеют широкие мигматитовые ореолы и часто наблюдаются постепенные переходы через различные морфологические типы мигматитов.

Возраст гранитов определяется как раннепротерозойский главным образом по радиологическим данным. В районе пос. Воронцовка пегматиты гранитоидов куандинского комплекса, проанализированные К-Аг методом по мусковиту и биотиту (Великославинский и др., 1963), дали цифры 2170 и 1920 млн. лет. Возраст биотита из гранитов чуйского комплекса в Топодском антиклинории («кевактинский гранит») составил

1780 млн. лет (Салоп, 1967). Возраст циркона из чуйских гранитов Нечерского и Тонодского антиклинориев, определенный U-Pb методом, соответствует цифре 1790 ± 60 млн. лет, установленной Дадновой в 1968 г. Кроме того, чуйские граниты перекрываются аkitканской серией среднепротерозойского возраста.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ МЕГАКОМПЛЕКС

Основными элементами складчатой структуры байкалид СБСП являются антиклинорные и синклинорные зоны. Слагающие их структурно-вещественные комплексы отражают две стадии развития байкальской геосинклинали. Центральные части антиклинориев обычно значительно метаморфизованы; в ряде случаев установлены реликты гранулитовых комплексов. Последнее обстоятельство позволяет предположить, что в ядерных частях антиклинорных структур могут быть выделены блоки древнего фундамента, сильно затушеванного повторными метаморфизмом, гранитизацией и складчатостью. К такого типа структурам относятся Восточно-Саянский, Онотско-Бельский, Хамардабанский, Окинский, Бутугольский, Тесхемский, Качинский, Байкальский, Байкало-Витимский антиклинории. Установлен нижний геосинклинальный комплекс также на крыльях Чуйско-Тонодского и Нечерского антиклинориев. Верхний геосинклинальный комплекс байкалид заполняет Манский, Кувайский, Орликский, Гаргано-Дибинский, Ильчирский, Утуликский, Сангиленский, Зун-Муринский, Мамско-Бодайбинский, Котеро-Уакитский, Темникско-Итанцинский синклинории.

Нижний геосинклинальный комплекс

Восточно-Саянский антиклинорий протягивается на 500 км в северо-западном направлении от верховьев р. Ии до верховьев р. Дербина и образует узкую линзу, ширина которой не превышает 50 км. Антиклинорий окаймлен узкими синклинорными зонами. Манская и Инжигейская зоны отделяют его от Канской и Бирюсинской глыб фундамента, Кувайская — от раннекаледонских Сисимской, Казырской и Хамсаринской складчатых зон.

Нормальный разрез отложений, слагающих антиклинорий, трактуется довольно однозначно и объединяется дербинской серией. В ее составе выделяют (снизу) алыгджерскую, дербинскую и жайминскую свиты. А. И. Селько в 1965 г. верхнюю часть жайминской свиты в юго-восточной части антиклинория выделил в основание кувайской серии, а нижнюю, вслед за В. П. Рудневым, назвал дургомжинской свитой, указывая на незначительное угловое несогласие и перерыв в этом разрезе (реки Хан, Эден).

В составе алыгджерской свиты (до 3000 м), слагающей осевую часть антиклинория, преобладают биотитовые, биотит-роговообманковые, пироксеновые и другие гнейсы и плагиогнейсы с прослоями кристаллосланцев, кальцифиров, мраморов и кварцитов. Для дербинской свиты (1500—2500 м) характерны мраморы, обычно графитизированные, прослой кварцитов, гнейсов и кристаллосланцев. Дургомжинская свита (2500—3500 м) сложена амфиболовыми, биотитовыми, пироксеновыми, биотит-амфиболовыми, гиперстен-амфиболовыми, гранат-биотит-амфиболовыми гнейсами и плагиогнейсами, амфиболитами, амфиболовыми сланцами с горизонтами мраморов и кальцифиров. В западном направлении по мере погружения шарнира антиклинория в составе серии возрастает роль карбонатных пород, и выделение дургомжинской свиты становится неправомерным.

В бассейне р. Маны дербинская серия через ее верхнюю часть — кварцито-сланцево-известняковую жайминскую свиту — связана постепенными переходами с кувайской серией. Состав пород дербинской серии характеризует ее как сложный терригенно-карбонатный комплекс обращенного геосинклинального прогиба. При этом жайминская свита, окаймляя антиклинорий, является переходным звеном между первичным (обращенным) и вторичным (необращенным) геосинклинальными комплексами байкалид.

Складчатые дислокации в пределах Восточно-Саянского антиклинория усложняются к востоку и сравнительно просты в его западной части. Так, в верховьях р. Дербина антиклинорий имеет вид слабо асимметричной антиклинали с падением пластов в северном крыле на север (угол $50-80^\circ$) и в южном — на юг (угол $40-60^\circ$). Сложная неравномерная складчатость характерна для центральной и восточной частей антиклинория. В Ийско-Агульском междуречье А. И. Селько выделяет складчатые формы пяти порядков. Первый порядок образует антиклинали и синклинали длиной до 200 км с размахом крыльев до 30 км. Наиболее крупная здесь Алыгджерская антиклиналь, запрокинутая к северо-востоку на восточном фланге и к юго-западу на западном. Антиклиналь ориентирована под углом к Главному Саянскому и Удинскому разломам, обрамляющим антиклинорий и образует сигмоиду (рис. 14). Сигмоидальный характер складчатых структур антиклинория проанализирован Н. А. Берзиным (1967). К складкам первого порядка относятся также Орзагайская, Чело-Монго, Мурхойская антиклинали, Междоузерная, Казырская, Маритайская и Ожигайская синклинали. Складки второго порядка, измеряемые первыми десятками километров, усложняют крылья структур первого порядка и в свою очередь усложнены более мелкими складками вплоть до микроплойчатости. Характерно, что сложность складок возрастает по мере приближения к Главному Саянскому разлому. И. Н. Крылов и В. Я. Хильтова отмечают широкое развитие структур будинажа. Обычно будинированию подвергаются прослои кварцитов, амфиболитов или пластовые жилы гранитов. Форма будин стержневидная, в плане — линзовидная, бочкообразная. Будинированные прослои всегда располагаются среди карбонатных пород.

Разрывные нарушения в Восточно-Саянском антиклинории ориентированы преимущественно в северо-западном и субширотном направлениях, образуя ромбовидную сетку. Субширотные разрывы представлены преимущественно взбросами и надвигами. Разрывы северо-западной ориентировки имели правсдвиговую составляющую.

Оютско-Бельский антиклинорий протягивается на 200 км вдоль Главного Саянского разлома от верховьев р. Мал. Белой до оз. Байкал. Ширина антиклинория 15—20 км. Его северо-восточное крыло срезано Главным Саянским разломом. Своеобразный ступенчатый тектонический контакт имеет и юго-западное крыло, к которому примыкают под острым углом и подворачиваются к юго-востоку синклинорные зоны.

Слагающие антиклинорий породы относятся к слюдянской серии. В ее составе Л. П. Никитина выделяет четыре основные группы пород: мраморы (известняки и доломиты), пироксеновые гнейсы (известковистые мергели), амфиболиты и амфиболовые гнейсы (мергели и глинистые мергели), биотитовые и гранобиотитовые гнейсы (глинистые осадки). В составе серии выделено шесть макроритмов, мощность которых составляет 1000—2000 м.

Первичная структура антиклинория сильно переработана последующими дислокациями. Юго-западное крыло смято в линейные складки разных порядков; ориентированные на северо-запад ($290-300^\circ$) их осевые плоскости под углом $70-80^\circ$ опрокинуты к северо-востоку. Хорошо выражены малые структурные формы: складки волочения и течения, структуры будинажа, линейность и т. д.

Хамардабанский антиклинорий образует широтную, слабо выгнутую к югу дугу, огибающую южный угол Ангарского блока Сибирской плат-

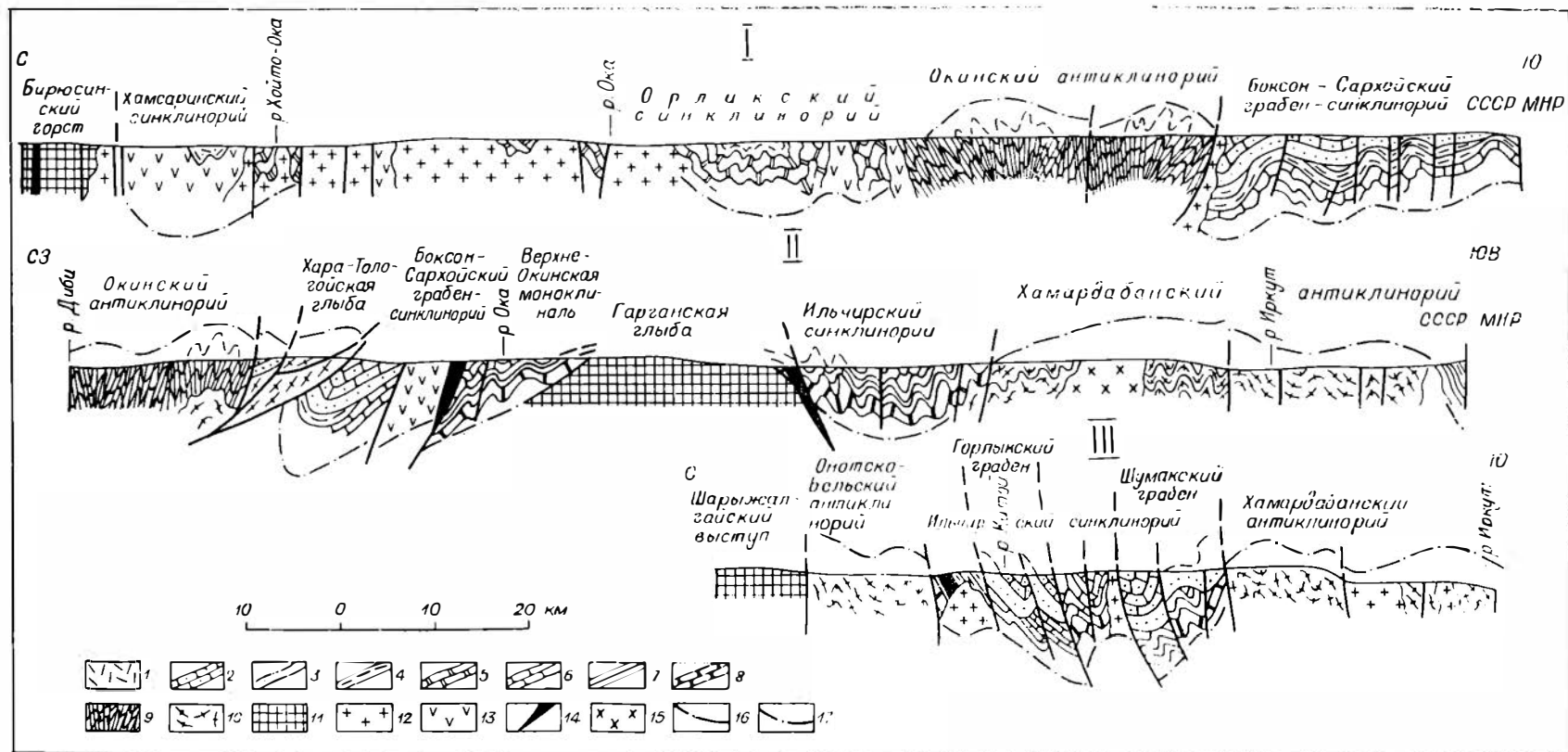


Рис. 14. Геологические разрезы через юго-восточную часть Восточного Саяна.

1 — геосинклиальный комплекс ранних каледонид ($V + C_2$): джидинская, хохиуртовская и хамсаринская свиты. Протоорогенный комплекс байкалид ($V + C_2$); 2 — боксомская серия; 3 — сархойская серия. Второй геосинклиальный комплекс байкалид (гарганская серия — PR_1): 4 — дибинская свита; 5 — монгошинская, ильчирская и иркутская свиты нерасчлененные; 6 — монгошанская свита; 7 — ильчирская свита; 8 — иркутская свита. 9 — первый геосинклиальный комплекс байкалид (PR_2); окинская серия. 10 — комплексы оснований и первый геосинклиальный нерасчлененные ($AR - PR_2$): высокометаморфизованные части разреза окинской серии, слюдяная серия. 11 — комплексы оснований ($AR - PR_1$): шарыжалгайская и бирюсинская серии. Прочие обозначения: 12 — палеозойские гранитоиды; 13 — палеозойские базиты; 14 — палеозойские гипербазиты; 15 — протерозойские гранитоиды; 16 — разломы; 17 — зеркало байкальской складчатости (по кровле окинской серии).

формы, и протягивается на 400 км от устья р. Селенги до северной оконечности оз. Хубсугул. Он имеет линзовидную форму с максимальной шириной на меридиане ст. Слюдянка (80 км). Антиклинорий сопряжен на северо-западе с Ильчирским, на юго-западе с Восточно-Хубсугульским (Зун-Муринским) и на юго-востоке с Удунгино-Итанцинским синклиниями. Его северо-восточный фас скрыт водами оз. Байкал. Метаморфические толщи, слагающие антиклинорий, относятся к слюдянской серии, сводный разрез которой от подошвы имеет следующую последовательность пород (по А. А. Шафееву, 1970): 1) култукская свита — гнейсы биотитовые, биотит-гранатовые, гиперстеновые, роговообманково-биотитовые, роговообманково-пироксеновые кристаллические сланцы, прослой биотит-графитовых гнейсов и мраморов (до 1500 м); 2) перевальная свита — кальцитовые и доломитовые мраморы, прослой апатит-диопсид-кварцевых пород и диопсидовых кварцитов, роговообманково-пироксеновых кристаллических сланцев, биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов (400—2300 м); 3) харагольская свита — диопсидовые и роговообманково-диопсидовые гнейсы, кальцифиры, биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, маломощные редкие прослой мраморов и кварц-роговообманково-магнетитовых пород (300—2500 м); 4) безымянская свита — биотитовые, гранат-биотитовые, двуслюдяные, силлиманитовые и другие высокоглиноземистые гнейсы, прослой доломитовых с графитом мраморов (2000—2500 м).

По первичному составу породы слюдянской серии (подсерии, по А. А. Шафееву) представляли собой известняки, доломиты, мергели, пелиты, алевропелиты и алевропсаммиты. Вулканиты имели незначительное распространение. Карбонатные породы преобладали в нижней части серии (перевальная свита), верхняя часть существенно терригенная (безымянская свита). Эта закономерность сохраняется в различных разрезах, но соотношение карбонатных и терригенных пород по латерали очень изменчиво.

В породах слюдянской и ранее описанной дербинской серий, слагающих Восточно-Саянский, Онотско-Бельский и Хамардабанский антиклинорий, Л. П. Никитиной, В. Я. Хильтовой и А. А. Шафеевым установлена метаморфическая зональность от низких ступеней гранулитовой через амфиболитовую и эпидот-амфиболитовую до зеленосланцевой фации. Изограды часто пересекают стратиграфические границы.

Для складчатой структуры Хамардабанского антиклинория характерно сочетание разнопорядковых куполовидных и линейных складок субширотного простирания и поперечных наложенных складок северо-северо-восточного простирания. Куполовидные структуры развиты в центральной части антиклинория. Это Сухартинский, Нурта-Нарынский, Снежинский и другие купола, сложенные породами харагольской и перевальной свит и околтуренные гнейсами безымянской свиты. Крылья куполов осложнены изоклинальными, часто опрокинутыми складками. Купола образуют как бы ядра в субширотной линейной складчатости антиклинория. Последняя, следуя параллельно его шарниру, испытывает плавные горизонтальные и вертикальные изгибы, образуя систему сигмоид. Осевые поверхности линейных складок в центральной части антиклинория обычно опрокинуты к югу. Нередки лежащие складки. Поперечные структуры северо-северо-восточного простирания особенно характерны для Слюдянского района, где Хамардабанский антиклинорий своей осевой частью прижат к выступу платформы. Замки этих складок осложнены разрывами.

Бутугольский антиклинорий расположен к западу от периклинального замыкания Хамардабанского антиклинория, слагая западную часть хр. Мунку-Сардык. Значительная часть этой структуры уничтожена интрузией палеозойских гранитов. Судя по полям метаморфических пород среди гранитоидов, антиклинорий ориентирован в субмеридиональном направлении. Его размеры 100 × 55 км. Метаморфические породы представ-

лены биотитовыми, биотит-роговообманковыми, гранат-биотитовыми, амфибол-пироксеновыми и другими гнейсами с прослоями мраморов. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и относятся к слюдянской серии (Арсентьев, 1965). На территории МНР эта толща сопоставляется с окинской свитой Восточного Саяна. Гнейсы согласно перекрываются мраморами иркутской свиты. Фрагменты складчатой структуры антиклинория сохранились лишь на западе.

Окинский антиклинорий довольно четко вписывается в контуры развития терригенно-вулканогенных пород окинской серии, слагающих субширотную полосу длиной 200 км и шириной 30—40 км в центральной части Окинского плоскогорья Восточного Саяна. Антиклинорий периклинально замыкается на восточном фланге (район Ботогольского гольца) и срезается Восточно-Тувинским гранитоидным поясом на западном (истоки р. Бол. Енисей). Этот пояс отделяет антиклинорий от Харальского блока докембрия в салаиридах Восточной Тувы. Северной кромкой рассматриваемый антиклинорий граничит с Орликской синклинорной структурой, к его южному крылу примыкает Гаргано-Дибинский синклинорий с вложенным в него орогенным Боксон-Сархойским грабен-синклинорием.

Разрезы окинской серии наиболее детально изучены по рекам Оке, Диби и Тиссе (Додин и др., 1971). В составе серии выделяются следующие подразделения (снизу): 1) хайгасская свита — чередование полевошпатовых кварцевых песчаников, хлорит- и серицитсодержащих сланцев, алевролитов с отдельными горизонтами метаэффузивов (3300 м); 2) хазалянская свита — метаэффузивы, туфы среднего состава, туфопесчаников и песчаников (885 м); 3) дибинская свита* — кварц-хлорит-карбонатные, серицит-кварцевые филлиты с прослоями эффузивов и туфопесчаников, в основании горизонт кварцевых песчаников (1500 м).

Основание разреза окинской серии не установлено. Ее кровля перекрыта без видимого несогласия, но иногда с конгломератами в основании, карбонатными породами гарганской серии верхнего протерозоя.

Метаморфизм пород окинской серии в стратотипических разрезах отвечает фации зеленых сланцев, но к западу степень метаморфизма заметно возрастает. Зеленые сланцы постепенно сменяются биотит-, амфибол-, гранат- и пироксенсодержащими гнейсами, мигматитами. Пока не был прослежен постепенный переход между зелеными сланцами и гнейсами, последние выделялись в шутхулайскую свиту. Породные ассоциации окинской серии соответствуют терригенно-вулканогенной формации первичных эвгеосинклинальных прогибов (Арсентьев, Хренов, 1966).

Структура Окинського антиклинория образована несколькими системами линейных складок различных порядков. Основной является система субширотных складок — Тустукская, Забитская, Салунская, Ехе-Хэртинская антиклинали, Елтойская и Удинская синклинали (Докембрий Восточного Саяна, 1964; Додин и др., 1971). В ядерной части антиклинория преобладают антиклинальные складки с субвертикальной осевой поверхностью, по периферии — осевые поверхности складок погружаются в сторону осевой линии, образуя веер. Осевая линия антиклинория имеет волнисто-ломаную форму и состоит из прямолинейных отрезков длиной 40—45 км, в ориентировке которых чередуются направления 60—70 и 290—300°. В западной части антиклинория по мере возрастания метаморфизма пород складки приобретают более простую форму вплоть до пологих куполов, обычно гранитизированных, углы падения их крыльев резко превышают 45—50°.

Над Окинским антиклинорием установлен слабоотрицательный уровень среднего магнитного поля. Значения силы тяжести здесь несколько

* В унифицированной легенде крупномасштабных карт района эта свита названа балактинской, а дибинской назван черносланцевый комплекс в верхах гарганской серии.

повышены. Ось положительной гравитационной аномалии, соответствующая оси антиклинория, несколько смещена к югу от его центральной части.

Байкальский антиклинорий в значительной мере скрыт водами оз. Байкал. По отдельным фрагментам на восточном и западном побережье озера эта структура протягивается в северо-восточном направлении на 400 км при максимальной ширине по широте о. Ольхон 90 км. Западное крыло антиклинория срезано Байкальским краевым швом. С востока по зонам разломов, залеченных раннепалеозойскими гранитоидами, к нему примыкают Катерская и Итанцинская синклинорные зоны, сложенные рифейским геосинклинальным комплексом.

Метаморфические толщи, слагающие антиклинорий, разделены на амфиболито-гнейсовую таланчанскую и карбонатно-гнейсово-амфиболитовую святоносскую толщи общей мощностью более 10 км (Салоп, 1964).

На восточном побережье Байкала несколько иное расчленение кристаллических толщ дал в 1968 г. В. И. Давыдов, выделивший здесь усть-туркинскую серию, мощность которой не превышает 5 км. Серия разделена на свиты: черногривинскую, соответствующую части таланчанской толщи, крестовую и катковскую, соответствующие святоносской толще, и максимихинскую. Ранее породы последней включались в таланчанскую толщу.

Обстоятельный стратиграфический и формационный анализ метаморфических образований Байкальской глыбы в западной части проведен Е. В. Павловским и А. С. Ескимым по материалам, собранным ими на о. Ольхон (табл. 5).

Таблица 5

Стратиграфические и формационные подразделения о. Ольхон (снизу вверх)

Свита	Состав	Формация	Мощность, м
Хобойская (нижняя и средняя части)	Биотитовые, биотит-графитовые плагногнейсы, иногда содержащие гранат, редкие тонкие прослойки кварцитов	Терригенная	100—125
Хобойская (верхняя часть)	Роговообманково-плагноклазовые кристаллические сланцы и плагногнейсы, переслаивающиеся с диопсидсодержащими плагногнейсами и плагноклазовыми кристаллическими сланцами	Доломитовых мергелей	15—25
Хужирская (эренейская подсвита)	Мраморы, кварциты, диопсидовые породы	Известково-кварцитовая	400—450
Хужирская (шаманская подсвита)	Мраморы	Известняковая	0—300
Уланнурская	Амфиболиты, биотит-гранатовые, биотитовые плагногнейсы, роговообманковые кристаллические сланцы и гнейсы		
Ташкайская	Амфиболиты, роговообманково-плагноклазовые кристаллические сланцы, в меньшей степени лейкократовые биотитовые и биотит-гранатовые плагногнейсы. В основании — горизонт мраморов и кварцитов	Глинистых мергелей	300

В 1975 г. А. С. Ескиным для Байкальского антиклинория предложена новая схема стратиграфии.

Ольхонская серия (архей) — пироксен и двупироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, плаггиогнейсы с гиперстеном, гранатом, силлиманитом, кордиеритом, метабазиты и метаультрабазиты, форстеритсодержащие мраморы, эклогитоподобные породы. Этот разрез характерен для Чернорудской зоны, во всех прочих участках — сильно мигматизированные породы с отдельными реликтами высокопироповых гранатов, гиперстена и амфиболитов с реликтами пироксенов. Судя по ряду признаков, эта толща первично базитового состава.

Ангинская серия (нижний протерозой) — амфиболиты по эффузивам основного состава и туфам, мраморы, известково-силикатные сланцы (с эпидотом, клинопироксеном, гранатом, скаполитом, амфиболом и др.), лейко- и мезократовые сланцы с биотитом и амфиболом, плаггиогнейсы с биотитом, мусковитом, гранатом, редко с силлиманитом и ставролитом.

Цаган-забинская серия (верхний протерозой) — метаэффузивы андезитового и базальтового состава, местами метаморфизованные до амфиболитов, маломощные прослои мраморов (андезитовые порфиры, базальтовые порфириты, миндалекаменные андезиты, топкослоистые туфы, туфолавы (?), туфобрекчии (?)). Мощность серий не установлена. Метаморфизм пород достигает роговообманково-гранулитовой субфации гранулитовой фации, но в отдельных участках не превышает зеленосланцевой фации.

Древнейшие породы смяты в крупные антиклинальные и синклинальные складки, обычно ундулированные и сложенные разнообразными, преимущественно асимметричными, проклинальными, крутыми, нередко опрокинутыми складками более высоких порядков — до микроскладчатости. Широко распространены складки течения и будипайк.

На восточном побережье оз. Байкал, на п-ове Святой Нос и к югу от Баргузинского залива наблюдается сложная складчатость преимущественно северо-восточного простирания, а лишь в Морском хребте и на северном побережье п-ова Святой Нос наблюдается постепенный изгиб складок на северо-запад. В качестве структур первого порядка Л. И. Салопом (1967) здесь выделены Святоносский и Максимихинский синклиории, Гремячинский и Катковский антиклинории, осложненные складками более мелких порядков. В. И. Давыдов в 1975 г. Святоносскую структуру рассматривал как антиклиналь. Максимихинская и Гремячинская структуры соответствуют у него Черногивинской синклинали, сопряженной с Катковской антиклиналью.

Чуйско-Тоновский и Нечерский антиклинории на крыльях и частично в центральных частях сложены отложениями, синхронными первому геосинклинальному комплексу, но относящимися к субплатформенному типу. К этому комплексу относится тепторгинская серия, представленная двумя свитами — пурпольской и медвежеской. Нижняя, пурпольская, свита сложена кварцитами, кварцевыми гравелитами и мелкогалечными кварцевыми конгломератами с прослоями высокоглинистых сланцев (Головенок, 1960; Петров, 1964). Мощность свиты варьирует от 270—290 м в Чуйско-Тоновском антиклинории до 1000 м на его склонах. Медвежеская свита состоит из полимиктовых песчаников, алевролитов, основных туфопесчаников, иногда конгломератов с покровами базальтов и пластовыми телами диабазов. Мощность свиты 700 м. К западу от р. Тоновы количество вулканитов основного состава в свите возрастает, и в бассейне р. Нижней Язовой они в разрезе преобладают. Мощность свиты здесь 350 м.

Тепторгинская серия залегает с разрывом и структурным несогласием на образованиях комплекса основания и перекрывается с разрывом баллаганахской подсерией патомской серии среднего рифея Бодайбинского синклинория (Дольник, 1974). Структурное несогласие между тепторгинской серией и баллаганахской подсерией фиксируется только в центральной части Чуйско-Тоновского антиклинория.

Отложения серии собраны преимущественно в крупные складки с широкой замковой частью. Вблизи оси Чуйско-Тонодского антиклинория установлены овальные или неправильной формы мульды с крутыми крыльями и пологим днищем. Несмотря на пологое залегание слоев, породы там сильно регионально метаморфизованы и рассланцованы (Салоп, 1967). На крыльях антиклинория наблюдаются мелкие складки и флексуобразные перегибы.

Байкало-Витимский антиклинорий имеет дугообразную форму и вытянут по простиранию на 900 км при ширине в южной части 80—100 км и в северо-восточной—200—225 км. В современном эрозионном срезе антиклинория первый геосинклинальный комплекс широко развит только в Северо-Байкальском нагорье и Средневитимье. Он представлен здесь двумя типами отложений: вулканогенным, с резко подчиненным количеством осадочных, преимущественно хемогенных пород (известняков, кремнистых сланцев), и вулканогенно-осадочным, в котором соотношение пород обратное. Оба типа отложений объединены в муйскую серию.

Вулканогенный тип разреза представлен повсеместно монотонной толщей зеленых ортосланцев, заключающих отдельные редкие горизонты известняков и кремнистых сланцев. Ортосланцы, как правило, не имеют реликтовых структур первичных пород. По химическому составу они соответствуют андезитовым и базальтовым порфиритам. Кислые породы развиты подчиненно и соответствуют плагиопорфирам. Мощность вулканогенной толщи оценивается в 6500—7000 м. В литературе эта толща известна под названием келянской. По формационной принадлежности она относится к спилит-диабазовой формации.

Вулканогенно-осадочный тип разреза характерен для участков поднятых блоков фундамента и краевых частей эвгеосинклинального прогиба. Он представлен темно-серыми, серыми и черными кремнистыми сланцами, углистыми филлитами, часто переслаивающимися с черными хемогенными известняками, кварцитами и туффитами. Эффузивные породы образуют отдельные покровы среди осадочных пород и не отличаются от таковых в первом типе разреза. Мощность вулканогенно-осадочного разреза (вулканогенно-известняково-кремнистая формация) оценивается в 2500—4000 м. В запад-юго-западном направлении метаморфизм пород значительно возрастает за счет процессов гранитизации, и в Северо-Байкальском нагорье и Прибайкалье породы первого геосинклинального комплекса превращены в амфиболиты и амфиболовые гнейсы и сланцы (нерундуканская и иликтинская свиты). Из-за сложной блоковой тектоники нормальная стратиграфическая последовательность пород на этом участке остается спорной (Дворкин-Самарский, Ерхов, 1974). По-видимому, часть образований, включаемых здесь в настоящее время в первый геосинклинальный комплекс, фактически принадлежит комплексу основания.

На поздних этапах формирования первого геосинклинального комплекса произошло внедрение многочисленных интрузий габбро-плагиогранитовой формации, образующих преимущественно согласные тела среди вулканогенно-осадочных пород. Плагиограниты играют подчиненную роль и являются дифференциатами базальтовой магмы. Внутренняя структура антиклинория из-за отсутствия надежных маркирующих горизонтов расшифровывается плохо. По простиранию антиклинория наблюдается ундуляция его шарнира, причем наиболее погружен участок в верховьях р. Верхней Ангары, т. е. в замковой части дуги. К востоку пучок складок, слагающий структуру антиклинория, расщепляется на две крупные ветви: Ангаро-Горбылскую и Келянскую. Последняя в верховьях р. Средний Мамакан расщепляется еще на три ветви: Таллаинскую, Каралоно-Парамскую и Келяно-Ирокипдинскую. Виргация обусловлена конфигурацией жестких блоков фундамента, сильно поднятых в юго-восточной части антиклинория и служащих жесткими упорами в момент складкообразования. Антиклинорий образован системой сильно сжатых остроугольных изо-

клинальных складок, тесно связанных с зонами разломов. Осевые поверхности складок наклонены к оси антиклинория под углом 50—60°. На многих участках наблюдается сочетание изоклинальных и моноклинальных чешуйчатых структур, сопровождающихся многочисленными зонами срывов.

Верхний геосинклинальный комплекс

Манский синклиниорий расположен в междуречье Енисея и Маны. Он имеет дугообразную форму, облекая северо-западное замыкание Восточно-Саянского антиклинория. В приенисейской части Манский синклиниорий погружается под палеозойские отложения Северо-Минусинской котловины, а к юго-востоку выклинивается между Канской глыбой и Восточно-Саянским антиклинорием. Длина синклиниория превышает 200 км, максимальная ширина с учетом перекрытого орогенным нижнепалеозойским комплексом северо-восточного крыла — 60 км.

Слагающий синклиниорий складчатый геосинклинальный комплекс представлен осадочно-вулканогенными образованиями кувайской серии (Додин и др., 1968). В ее составе выделяются (снизу); 1) урманская свита — метапесчаники, филлитовидные сланцы, конгломераты, горизонты известняков (иногда оолитовых), эффузивов кислого и основного состава, туфов, железисто-кремнистых сланцев (3000 м); 2) манская (павловская) свита — известняки с *Osagia*, прослойки микрокварцитов, мергелей, местами фациальные переходы в филлитовидные сланцы и песчаники (800 м); 3) бахтинская свита — нижняя подсвита — спилиты, прослойки туфов, песчаников, известняков (1500 м), средняя подсвита — известняки (иногда оолитовые), прослойки песчаников, туфов, микрокварцитов (800 м), верхняя подсвита — пироксеновые диабазовые порфириды и их туфы (1800 м).

Кувайская серия без видимого несогласия, по с локальными размывами залегает на дербинской серии и трансгрессивно перекрыта венд-кембрийскими отложениями орогенного комплекса.

Складчатая структура Манского синклиниория подчинена контурам Восточно-Саянского антиклинория, Канской и Арзыбейской глыб. Его северо-восточное крыло перекрыто венд-кембрийскими отложениями и срезано Главным Саянским разломом. Ось синклиниория смещена к его северо-восточному краю. Породы кувайской серии смяты в линейные сильно сжатые изоклинальные складки, простирание которых с юго-востока к северо-западу меняется от северо-западного до субмеридионального, повторяя изгиб Восточно-Саянского антиклинория. Периклинальное замыкание последнего в Красноярском хребте образовано веерообразным пучком антиклинальных и синклинальных складок, осложненных надвигами и взбросами (Хоментовский, 1963).

Манский синклиниорий вместе с вложенным в него орогенным прогибом характеризуется повышенными значениями аномалий силы тяжести и по глубинному строению аналогичен Восточно-Саянскому антиклинорию. Мощность земной коры здесь составляет 45—48 км, гранитно-метаморфического слоя — 23 км (Сурков и др., 1973).

Инижигейский синклиниорий — это юго-восточное продолжение Манского. Л. М. Парфенов (1967) объединяет их в Кувайско-Миричунский верхнепротерозойский геосинклинальный прогиб. Как орогенный прогиб байкалид расшатывают его С. М. Замараев и др. (1975). Синклиниорий, пересекая реки Бирюса, Тагул, Агул и Кан, вытягивается вдоль Главного Саянского разлома и отделяет Бирюсинскую и Канскую глыбы от Восточно-Саянского антиклинория. Это узкая сильно сжатая структура длиной около 200 км. Ширина ее редко превышает 10 км. Большинство исследователей отложения, слагающие Инижигейский синклиниорий, относят к кувайской серии (Докембрий Восточного Саяна, 1964; Дибров,

1964; Берзин, 1967; Парфенов, 1967; Додин и др., 1968; Замараев и др., 1975). Границы, состав и последовательность разреза здесь определяются далеко не равномерно. По-видимому, в общих чертах разрез может быть сопоставлен с разрезом кувайской серии Манского синклинория, характеризующаяся ритмичным переслаиванием карбонатных и терригенных пород и возрастанием роли эффузивов от подошвы к кровле. Общая мощность кувайской серии в инжигейской структуре превышает 2000 м. Метаморфизм пород отвечает условиям зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, широко проявлен приразломный динамометаморфизм.

Синклинойной Инжигейская структура названа несколько условно, так как ее северное крыло редуцировано Главным Саянским разломом и сохранившееся южное представляет собой моноклинойный, разбитый разломами северо-западного простирания на узкие блоки. Сохранившиеся в этих блоках крутые изоклиналильные складки обычно слабо опрокинуты на северо-восток, их ширина не превышает 1,5—2,0 км. Ядерные части складок осложнены крутыми надвигами, с которыми связана мелкая приразломная складчатость. В региональном гравитационном поле Инжигейскому синклинорию соответствует крупная гравитационная ступень, совпадающая с Главным Саянским разломом.

Кизирский синклинорий в виде узкой полосы шириной 20—30 км вытянут на 500 км вдоль южного крыла Восточно-Саянского антиклинойрия, отделяя последний от Хамсаринской и Казырской салаирских складчатых зон. Название синклинория дано по И. Н. Крылову и В. Я. Хильтовой (Докембрий Восточного Саяна, 1964). Л. И. Парфеновым (1967) он назван Сисимским геосинклинальным прогибом, А. И. Сетько (Замараев и др., 1975) — Ханским синклинорием. А. Л. Додин и др. (1968) включают этот синклинорий в состав Удско-Дербинской зоны в качестве южного крыла Восточно-Саянского антиклинойрия.

Как и в Инжигейском синклинории, здесь выделяется кувайская серия вулканогенно-осадочных пород. С юго-запада она ограничена Восточно-Саянским разломом, с северо-востока — выделенным А. И. Сетько Удинским разломом. По А. Л. Додину и др. (1968), здесь находятся аналоги урманской, манской и бахтинской свит, но метаморфизм пород, возрастающая с северо-запада на юго-восток, достигает амфиболитовой фации. Эти свиты соответственно характеризуются сланцевым, известняковым и эффузивно-сланцево-известняковым составом, имея суммарную мощность около 4000 м. А. И. Сетько объединяет их в ашкасокскую свиту и согласно паравивает разрез серии снизу мраморами с прослоями гнейсов, амфиболитов, кварцитов, углисто-кварцевых сланцев, кальцифиров и метапесчаников общей мощностью 700—1500 м (сарлыкская свита), выделяя эту толщу из состава жайминской свиты. В бассейне р. Казыр Ю. И. Смоляковым в известняках сарлыкской свиты найдены нижнерифейские формы онколитов. В основании кувайской серии иногда залегают конгломераты и устанавливается небольшое угловое несогласие. Ее кровля перекрыта позднедокембрийскими (вендскими?) конгломератами орогенного комплекса (тагулдинская серия, по А. И. Сетько).

Складчатая структура Кизирского синклинория неоднородна и тесно связана с метаморфическими и магматическими явлениями. В северо-западной части, где породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, преобладают сильно сжатые линейные изоклиналильные складки, опрокинутые на юго-запад в сторону салаирской складчатой зоны. Юго-западная вергентность сохраняется также в центральной и юго-восточной частях синклинория, но здесь наряду с линейными складками различных порядков, опрокинутыми на юго-запад, отмечены брахиформные структуры (Сетько, 1975). Крупной положительной формой является Магдасский купол (27 × 17 км), сложенный мигматизированными породами дербинской серии. С севера на пологое крыло купола опрокинуты Сарлыкская и Эденская синклинали, Ужармская антиклиналь. Южное крутое крыло

купола срезано взбросом. Своеобразны эллипсоидальные Чуглымская и Ханская синклинали. Они имеют сравнительно пологие крылья, а в их ядрах залегают габбро-пироксенитовые массивы. Зеркало складчатости Кизирского синклинория погружается в сторону салаирских складчатых сооружений Тувы. Разрывные нарушения в пределах синклинория представляют собой преимущественно взбросы, а по отношению к ограничивающим его Восточно-Саянскому и Удинскому глубинным разломам — разрывы более высоких порядков.

Орликский синклинорий — крупная широтная структура, протягивающаяся более чем на 150 км от истоков р. Бол. Белой на востоке до истоков р. Хамсары на западе. Ширина синклинория в центральной части по долине р. Оки превышает 50 км. Южный фас синклинория примыкает к Окинскому антиклинорию, повторяя ломаный контур последнего. Северное крыло в значительной мере уничтожено палеозойскими гранитоидами таннуольского и огнитского комплексов. По-видимому, северным контуром Орликского синклинория следует считать Жомболокский разлом — восточное продолжение Азасского разлома, отделяющий геосинклинальный комплекс салаирид от выступа докембрия Восточной Тувы. В разрезе слагающих Орликский синклинорий отложений преобладают известняки и доломиты, содержащие прослои песчаников, кварцитов, различных сланцев и метаэффузивов (гарганская серия). В основании разреза на терригенно-вулканогенных образованиях окинской серии иногда залегают конгломераты. Верхняя часть разреза гарганской серии, вскрытая по оси синклинория вдоль долины р. Сенцы, представлена ритмично переслаивающимися углеродсодержащими песчаниками, алевролитами и сланцами дибинской свиты. Эти образования выполняют открытую симметричную синклинальную складку широтного простирания, шарнир которой погружается на запад. Открытые линейные складки характерны и в целом для Орликского синклинория, но к его крыльям степень скатости складок увеличивается, а осевые поверхности становятся пачлонными.

Гаргано-Дибинский синклинорий, выделяемый впервые, простирается более чем на 150 км с востока на запад от верховьев р. Урик (приток р. Бол. Белой) до р. Тенгисин-Гол (истоки р. Мал. Елисея в Западном Прихубсугулье). Максимальная ширина синклинория 50 км, но его значительная часть, главным образом северная, на 40—50% покрыта венд-кембрийским комплексом. Северное крыло синклинория редуцировано Яматинской взбросо-сдвиговой зоной, отделяющей его от Окинського антиклинория, с юго-запада он примыкает к Гарганскому массиву архея. С юга синклинорий ограничивает субширотная зона разломов, отделяющая его от северного фаса Бутугольского антиклинория и субмеридиональных протерозойских и венд-кембрийских структур Западного Прихубсугулья.

Геосинклинальный комплекс, слагающий Гаргано-Дибинский синклинорий, представлен гарганской серией мощностью 3—5 км, в составе которой крупномасштабным картированием выделены иркутная известняковая, ильчирская терригенно-вулканогенная, монгошинская известняково-доломитовая свиты. Последняя распространена в западной части синклинория и, возможно, фациально замещает иркутную, ильчирскую, монгошинскую свиты, являясь аналогом гарганской серии в целом. А. Л. Додин и др. (1971) монгошинскую свиту выделяют в ранг серии, разделяя ее на палойскую, хоревскую и гарганскую свиты.

Первичная структура Гаргано-Дибинского синклинория значительно переработана палеозойскими движениями, и о ней можно судить лишь по отдельным блокам, главными из которых являются Верхне-Окинская моноклираль, Сылкинская и Шибитская горст-антиклинали. Смежные с ними Боксон-Сархойский и Ухагольский грабен-синклинали сложены венд-кембрийским комплексом. Указанные антиклинали, по-видимому,

являются структурами, обращенными в раннепалеозойское время. Их шарниры полого погружаются к западу; характерны сравнительно открытые симметричные складки различных порядков в осевой зоне и веерообразно от нее опрокинутые асимметричные сильно сжатые складки на крыльях.

В пределах Верхне-Окинской моноклинали, залегающей на северо-западном склоне Гарганского срединного массива, отмечены сравнительно простые открытые складки северо-восточного простирания. По мере погружения моноклинали они становятся более сжатыми.

Разрывные нарушения разнообразны по морфологии, ориентировке и размерам и имеют послепротерозойский возраст.

Ильчирский синклинорий, выделенный В. Н. Лодочниковым (1941), имеет форму выпуклой к северу дуги протяженностью более 180 км, его ширина в центральной части на меридиане с. Туран по р. Иркут достигает 50 км. Восточный фланг синклинория пережат в зоне разломов, где смыкаются Онотско-Бельский и Хамардабанский антиклинории. На западном фланге Ильчирский синклинорий огибает Хамардабанский антиклинорий и в Северном Прихубсугулье смыкается с Зун-Муринским синклинорием. Северный дугообразный фас рассматриваемой структуры примыкает к Гарганскому срединному массиву, Онотско-Бельскому и Бутугольскому антиклинориям, между которыми расположены Ишундинская, Улзытинская и Ольгинская диагональные шовные зоны, соединяющие Ильчирский синклинорий с Гаргано-Дибинским. Разрез геосинклинального комплекса в синклинории и шовных зонах представлен (снизу) известняками иркутской свиты, терригенно-эффузивными образованиями ильчирской свиты и известняково-доломитовой ассоциацией монгошинской свиты. В основании разреза по южному краю синклинория залегают конгломераты, на гранито-гнейсах Гарганского массива развита кора выветривания, представленная слюдястыми кварцитами.

Структура Ильчирского синклинория в основном сформировалась в раннем палеозое. Наиболее интенсивной раннепалеозойской переработке подвергалась северная и восточная части синклинория, покрытые венд-кембрийскими орогенными образованиями Горлыкского и Шумаковского грабенов. Субмеридиональным Ара-Хубытинским разломом синклинорий разделен на две части, отличающиеся по характеру складчатых структур. В западной части складки опрокинуты от оси синклинория, имея центробежную вергентность. Для восточной части характерны более сжатые складки, опрокинутые только на север и осложненные надвигами и взбросами. И. П. Бузиков и С. В. Обручев (1957) рассматривали эту часть синклинория как систему линзообразных чешуй.

Утуликский синклинорий (Налетов, 1961; Шафеев, 1970) расположен в осевой части Хамардабанского антиклинория в его центральной части и протягивается почти на 100 км с запада на восток от истоков р. Тумусун до низовьев р. Хара-Мурин.

Его ширина не превышает первых десятков километров. А. А. Шафеев (1970) выделяет здесь корниловскую и шубутуйскую свиты. В составе первой преобладают глинистые сланцы с прослоями кислых эффузивов и известняков (мощность 2000—2300 м), вторая сложена песчаниками и алевритами с прослоями углеродсодержащих карбонатно-глинистых сланцев, амфиболитов и в основании известняков (мощность 1800—2500 м). Породы метаморфизованы неравномерно: от низких ступеней фаций зеленых сланцев до силлиманит-альмандиновой субфации фации альмандиновых амфиболитов. Изограды метаморфизма при этом пересекают стратиграфические границы. Характер складчатости в синклинории зависит от степени метаморфизма пород. Широкие открытые складки с размахом крыльев от десятков метров до первых километров в зоне амфиболитовой фации при переходе к зеленосланцевой сменяются многопорядковыми изоклинальными складками с четко проявленным квиважем течения,

подчас совершенно подавляющим слоистость (Замараев и др., 1975). Интересно, что в восточной части Утуликского синклинория осевые поверхности складок опрокинуты к югу, а в западной — к северу. Южный борт синклинория ограничен мощной зоной альбитовых бластомилонитов.

Биту-Джидинский синклинорий, смежный с южным крылом Хамардабанского антиклинория, имеет сложную конфигурацию. В целом он образует дугу, обращенную выпуклой стороной на северо-запад, с расстоянием по хорде около 200 км (от истоков р. Темник в хр. Хамар-Дабан до восточного побережья оз. Хубсугул). Наиболее хорошо изучена восточная часть синклинория в бассейне верховьев рек Зун-Мурин и Джиди. Нормальный разрез рифейского геосинклинального комплекса, по В. М. Афанасьеву, Н. В. Бардаханову и П. Б. Ламатханову, представлена следующей последовательностью пород (снизу): 1) барун-бильчирская свита — известняки, карбонатные, слюдисто-карбонатные, хлоритовые и слюдистые сланцы и гнейсы, маломощные линзы кварцитов; В. М. Афанасьев относит эти отложения к терригенно-карбонатной формации, разделяя ее на карбонатную и сланцево-карбонатную градации (2000—2700 м); 2) биту-джидинская свита — филлитовидные, содержащие хлорит и слюдистые сланцы гнейсы, метапесчаники, кислые эффузивы и их туфы, прослой известняков, доломитов и кварцитов; комплекс пород биту-джидинской свиты соответствует терригенно-вулканогенной формации; 3) зун-муринская свита — известняки с прослоями и линзами карбонатных, биотитовых, двуслюдяных, слюдисто-карбонатных сланцев, гнейсов и кварцитов; терригенные породы преобладают в средней части разреза, зун-муринская свита отнесена к карбонатно-терригенной формации (около 2650 м).

Рифейские образования Зун-Муринского синклинория метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Рассматриваемый комплекс пород с незначительным угловым и азимутальным несогласием залегает на дорифейских образованиях слюдянской серии и перекрыт фаунистически охарактеризованными венд-кембрийскими отложениями хохуртовской свиты, слагающими Джидинский синклинорий.

Некоторые исследователи выделяли здесь лишь зун-муринскую и перекрывающую ее биту-джидинскую свиты (П. М. Налетов, В. Л. Тихонов и др.). Этой точки зрения придерживаются и геологи, изучающие Биту-Джидинский синклинорий на территории МНР (Тектоника МНР, 1974). В. Г. Беличенко (1969) относит рассматриваемые отложения к нижнему палеозою.

Биту-Джидинский синклинорий имеет сложное внутреннее строение. Наиболее полный синтез структурных особенностей синклинория проведен в его восточной части В. М. Афанасьевым в 1975 г., где выделяются Уругудеевская, Зун-Муринская, Биту-Джидинско-Дурейская, Хамней-Улейгчинская синклинали, Цаган-Моринская и Хамнейско-Бургултайская антиклинали, осложненные крутыми асимметричными складками более высоких порядков с осевыми поверхностями, опрокинутыми преимущественно к югу. Складчатые структуры синклинория осложнены многочисленными разломами, наиболее крупными из которых являются Хангарульский и Мало-Хамардабанский разломы субширотного простирания. Их длина превышает 100 км, а мощность зон динамометаморфизма достигает 10 км. Поверхности сместителей этих зон под углом 60—80° падают на юг. Для Хангарульского разлома по складкам волочения и анализу трещиноватости П. Б. Ламатхановым и Н. В. Бардахановым установлена праводвиговая природа с амплитудой горизонтального перемещения около 2 км.

Мамско-Бодайбинский синклинорий расположен между Чуйско-Тондским, Нечерским и Байкало-Витимским антиклинориями. Длина его вдоль оси 565 км. На протяжении 325 км простирание северо-восточное, затем оно меняется на субширотное и еще через 100 км изменяется до

волью плавно на юго-восточное (150 км). Наименьшая ширина в участке северо-восточного простирания (от 25 до 70 км). В широтном участке структура резко расширяется и достигает 250 км. Восточное, западное и южное крылья синклинория через разрывы сочленяются с антиклинорными зонами.

Участки смены простираний, по-видимому, совпадают с местоположением крупных радиальных (поперечных) разломов, разделяющих различные блоки фундамента. Разломными являются и границы структурно-фациальных зон — Жуинской, Мамско-Витимской, Олоkitской и Делюн-Уранской. Складчатый геосинклинальный комплекс синклинория представлен терригенно-карбонатными образованиями палеозойской серии рифейского возраста. В ее составе выделяются баллаганахская, кадаликанская и бодайбинская подсерии (Салоп, 1964).

В Жуинской зоне баллаганахская подсерия представлена ритмичным чередованием конгломератов, гравелитов, песчаников и сланцев. В верхней части подсерии встречаются горизонты кварцитов и известняков. Мощность около 2500 м.

Кадаликанская подсерия характеризуется такой последовательностью пород: 1) мариинская свита — слоистые известняки с редкими прослоями сланцев, известковистых песчаников (200—500 м); 2) джемкуканская свита — олигомиктовые, часто известковистые песчаники, переслаивающиеся с углистыми филлитами, алевролитами и сланцами (400—600 м); 3) боракунская свита — «углистые» известняки с редкими прослоями слюдистых аркозовых песчаников и углистых филлитовидных сланцев (300—500 м); 4) валухтинская свита — углистые филлитовидные и слюдяно-кварцевые сланцы и алевролиты с редкими прослоями черных песчаных известняков, в средней части — олигомиктовые песчаники с редкими прослоями сланцев (550—800 м); 5) имняхская свита — слоистые известняки, известково-слюдистые сланцы и мергели (300—400 м).

Бодайбинская подсерия сложена песчаниками, кварцитами, алевролитами и углистыми сланцами аунаkitской, вачской, анангрской и илигирской свит общей мощностью 1900—2300 м.

На обоих флангах зоны породы интенсивно метаморфизованы.

В Мамско-Витимской структурно-фациальной зоне синклинория мощность баллаганахской подсерии превышает 4000 м. Выше согласно залегает конкудерская (шусманская) свита, сопоставляемая с мариинской, представленная чередованием серых и темно-серых кристаллических известняков с биотит-кварцевыми и слюдистыми сланцами (800—1200 м), сменяющаяся вверх по разрезу пепельно-серыми известняками бодайбоканской свиты (200—800 м), а затем черными «углистыми» сланцами и известняками гохтачинской свиты (200—1000 м) и кремевыми известняками имняхской свиты (300—1000 м). Выше имняхской свиты залегают существенно терригенные отложения бодайбинской подсерии.

Строение ее (снизу вверх) следующее: 1) аунаkitская свита — кварцевые песчаники и кварц-серицитовые сланцы с прослоями углистых сланцев и алевролитов (1000—1200 м); 2) вачская свита — черные кварцево-углистые сланцы с прослоями кварцитов и кварцевых углистых песчаников (300—750 м); 3) анангрская свита — грубослоистые зелено-серые граувакковые, аркозовые и полимиктовые песчаники с горизонтами гравелитов и конгломератов с галькой плагиогранитов, кератофинов, спилитов, амфиболитов и роговиков, т. е. пород, характерных для Байкало-Витимского антиклинория. В последнее время доказано наличие в верхней части анангрской свиты (догалдынская свита) туфогенных пород (800—1800 м); 4) илигирская свита — известковистые песчаники и филлитовидные сланцы с редкими горизонтами доломитов (800 м).

Общая мощность бодайбинской подсерии 2000—4500 м.

В Олоkitской зоне второй геосинклинальный комплекс представлен тремя свитами, объединяемыми в олоkitскую серию (Дворкин-Самарский,

Ерхов, 1974). Олоkitская свита залегает в основании разреза и сопоставляется с нижней частью баллаганахской подсерии. Нижние контакты ее в Северо-Байкальском нагорье везде тектонические. В нижней части свиты залегают метаэффузивы кислого и среднего состава, конгломераты, песчаники и сланцы. Верхняя часть свиты сложена сланцами, амфиболитами и песчаниками с прослоями эффузивов среднего состава и редкими горизонтами известняков. Мощность свиты около 2200 м. Ондокская свита залегает согласно на олоkitской и представлена кварц-серпичитовыми, биотитовыми, хлорит-эпидотовыми сланцами, кристаллическими известняками и эффузивами. Количество прослоев известняков увеличивается вверх по разрезу. Мощность 1500—2000 м. Итыкитская свита согласно перекрывает ондокскую и сложена известняками и доломитами с прослоями эпидот-хлорит-актинолитовых сланцев. Мощность свиты 1100—1200 м.

Выше итыкитской свиты с угловым несогласием залегают сынырская свита мидалекаменных диабазов, порфиритов, андезитов, туфов, туфосланцев, песчаников и известняков и ее аналог — маюканская свита конгломератов, относящиеся к орогенной формации.

В Делюп-Уранской зоне геосинклинальный комплекс представлен осадками переходных фаций от терригенных к вулканогенным. Он близок вулканогенно-осадочной формации Байкало-Витимского антиклинория, но отличается от нее преобладанием терригенных пород. К этим образованиям относятся отложения нижней, средней и верхней джалагунских свит.

В основании разреза залегает толща, представленная чередованием метаэффузивов с «углистыми» филлитами и отчасти с кристаллическими известняками. Вулканогенные породы доминируют в нижней части разреза и представлены метадиабазами, диабазовыми порфиритами и реже рассланцованными кварцевыми кератофирами и порфирами. Эффузивы часто превращены в ортосланцы, иногда амфиболиты. Мощность свиты 650—1200 м.

Средняя джалагунская свита сложена метаморфическими сланцами с подчиненными прослоями или горизонтами известняков, кварцитов и ортосланцев. Наиболее типичны «углистые» филлитовидные сланцы. Встречаются пачки оттрелитовых и дистеновых сланцев и многочисленные пластовые залежи интрузивных диабазов. Мощность 850—1200 м. Выше залегают светло-серые и белые кварцито-песчаники и кварциты, перемежающиеся с темно-серыми сланцами и филлитами мощностью 650—700 м (верхняя джалагунская свита). Граница между кварцитами и подстилающей средней джалагунской свитой устанавливается по резкой смене сланцев кварцитами. Структурное несогласие отсутствует. Выше согласно залегает существенно карбонатная чаянгринская или ее аналоги — уряхская и усть-урыхская свиты. Для нижней части разреза этой свиты характерны темно-серые и черные известняки, иногда переходящие в «углистые» филлиты. В верхней части преобладают светлые известняки. Наибольшее количество парасланцев приурочено к средней и нижней частям разреза, ортосланцы тяготеют к верхам. Среди ортосланцев изредка встречаются разности с реликтовой диабазовой структурой. Мощность свиты 2600 м. Завершают разрез существенно терригенные отложения шумнинской свиты.

Структурные, формационные особенности и форма Мамско-Бодайбинского синклинория predeterminedены его своеобразным тектоническим положением в замковой части входящего угла байкалид между Ангарским и Алданским мегаблоками Сибирской платформы. Структурно-формационная неоднородность синклинория детально рассмотрена Л. И. Салопом (1967). Имея, как и обрамляющие его антиклинории, дугообразную форму, этот синклинорий отличается сравнительно простыми складчатыми формами в центральной части и сложным сочетанием складчатых и разрывных структур на флангах и крыльях дуги.

В Жуинской зоне, представляющей собой северное крыло синклинория и вместе с тем южные крылья Чуйско-Тонодского и Нечерского антиклинориев, отмечено резкое сокращение мощности рифейских отложений, смятых в сравнительно простые линейные складки, шарниры которых погружаются к биссекторному сечению дуги. В пределах зоны с севера на юг наблюдается смена прямых симметричных складок опрокинутыми к югу и даже лежащими, характерны надвиги. Амплитуда их горизонтального перемещения достигает 10—15 км. Интенсивно проявлен кливаж течения.

Мамско-Витимская зона также имеет дугообразную форму, примыкая выгнутой стороной к Чуйско-Тонодскому и Нечерскому антиклинориям на флангах и к Жуинской зоне в центральной части. Для Мамско-Витимской зоны характерен наиболее полный и мощный разрез рифея. В ее пределах выделяются Бодайбинский и Мамский синклинории второго порядка.

В Бодайбинском синклинории с севера на юг выделяются Хомолхино-Илигирская синклиналь, Кадаликанская сложная тиклиналь, Гохтачино-Угаханская синклиналь, Маракано-Тунгусская синклиналь, Кропоткинская сложная антиклиналь и Бодайбинская сложная синклиналь. Размеры этих структур достигают в длину 150 км при ширине 50—60 км. Крылья осложнены мелкими складками. Простираение осей субширотное, вблизи Нечерского антиклинория — северо-западное. Складки расположены кулисообразно. На севере характерны резко асимметричные изоклинальные складки и моноклинальные чешуи, опрокинутые на юг. На южном крыле Кропоткинской сложной антиклинали и в центральной части Бодайбинской сложной синклинали складки прямые, обычно сильно сжатые, килевидные, южнее отмечается наклон осевых поверхностей складок на север.

Для Бодайбинского синклинория характерно тесное сочетание складчатых структур с системой разрывов различного порядка, различной морфологии, ориентированных субширотно, субмеридионально, на северо-восток и северо-запад (Арсентьев и др., 1975). Главнейшие из них Абчадско-Патомский и Конкудеро-Жуинский правые сдвиги являются пограничными для синклинория.

Мамский синклинорий прослеживается на расстоянии 350 км при ширине 30—35 км. Его шарнир погружается в северо-восточном направлении. Характерна также ундуляция шарниров отдельных складок и резкая асимметрия структуры как в продольном, так и в поперечном профиле. Складки обладают сложной и разнообразной морфологией. На северо-западном крыле они опрокинуты в сторону Чуйско-Тонодского антиклинория. Их осевые поверхности наклонены под углом 20—60°, становясь более крутыми к оси синклинория. В зоне ультраметаморфизма весь комплекс пород смят в сложные дисгармоничные складки течения. Вблизи Абчадского глубинного разлома, отделяющего Олокицкий синклинорий от Мамского, преобладают прямые сильно сжатые складки с многочисленными субвертикальными разрывами. В зоне сочленения Мамского и Бодайбинского синклинориев располагается Марская сложная антиклиналь северо-восточного простирания, в ядре которой обнажаются глубокометаморфизованные породы баллаганахской подсерии. К юго-восточному крылу антиклинали по зоне Абчадско-Патомского разлома торцово примыкают субширотные и северо-западные структуры Бодайбинского синклинория.

Олокильская зона также представляет собой синклинорную структуру второго порядка. Она имеет длину 250 км при ширине 10—40 км и вытянута в северо-восточном направлении, прослеживаясь от верховьев Тыи, Чаи и Чуи в бассейн Мамы. С обоих крыльев этот синклинорий ограничен разломами и характеризуется системой сильно сжатых изоклинальных складок различных порядков. Их шарниры отличаются частой ундуля-

цией, а осевые поверхности опрокинуты в сторону крыльев синклинория. Сильно проявлена милонитизация пород вблизи разломов.

Делюн-Уранская зона включает южный борт и юго-восточный фланг Мамско-Бодайбинского синклинория. Складчатые структуры здесь находятся в прямой зависимости от окаймляющих зону глубинных разломов. В западной части зоны складчатые структуры имеют субширотное простирание, но в районе рек Нерпинки и Орловки они резко поворачивают в юго-восточном направлении. В участке перегиба располагается Джалагунская сложная синклиналь, приуроченная к зоне радиального Догадлынского разлома северо-восточного простирания. В этой синклинали наблюдается относительно малонарушенное залегание пород. В других участках зоны преобладают довольно сжатые кулисообразные складки, опрокинутые к северу и северо-востоку.

Котеро-Уакитский синклинорий, расположенный в Ангаро-Ципинском междуречье Западного Забайкалья, своим северным фасом повторяет южный дугообразный контур Байкало-Витимского антиклинория, а на юге торцово причленен к Витимкано-Ципинскому антиклинорию. Длина хорды синклинорной дуги около 300 км, максимальная ширина около 150 км. По биссектрисе дуги расположен Ангаро-Баргузинский гранитоидный батолит, разделяющий синклинорий на две зоны — Котерскую и Уакитскую. Эти зоны рассматриваются как синклинорные структуры второго порядка.

В Котерской зоне верхний геосинклинальный комплекс слагают метаморфические толщи котерской серии, в составе которой выделены следующие согласно залегающие свиты (Салоп, 1964): 1) уколкитская — зеленовато-серые метаморфизованные песчаники и гравелиты, часто туфогенные, содержащие покровы измененных кислых и средних эффузивов, пачки туфов и филлитов, редко известняков (до 5000 м); 2) няндонинская — серицит-хлоритовые сланцы, алевролиты, известковистые филлиты с прослоями темных известняков, вверху разреза — редкие маломощные покровы кератофинов. Характерны ритмичная слоистость, «углистость» и пиритизация (2500—3000 м); 3) баргузинская свита — известняки с прослоями углистых сланцев, микрокварцитов (3000—4000 м); 4) янчуйская свита — темно-серые порфиробластические сланцы с сидеритом и анкеритом, филлиты, алевролиты с часто хорошо выдержанной ленточной или мелкосерийной косою слоистостью, присутствуют покровы разнообразных эффузивов (не менее 1500 м).

В Уакитской зоне второй геосинклинальный комплекс представлен мухтунной и нерундинской свитами: 1) песчаники, туфопесчаники, конгломераты, туфоконгломераты, прослой или пачки филлитов, углистых сланцев, известняков, маломощные горизонты измененных кислых эффузивов и их туфов (2500—3000 м); 2) темные известняки, сланцы, филлиты, реже — песчаники, известняковые конгломераты и доломиты (1500—2000 м). Четких взаимоотношений между вторым и первым геосинклинальными комплексами байкалид в Котеро-Уакитском синклинории не установлено. Не исключено, что низы разреза котерской серии (уколкитская терригенно-вулканогенная формация) следует относить к первому геосинклинальному комплексу, или, что более вероятно, к переходным сининверсионным образованиям. В целом для отложений Котеро-Уакитского синклинория характерен трехчленный мегаритм, типичный для заверненного цикла осадконакопления, но без грубых пород в кровле (Салоп, 1967).

В складчатой структуре Котерской зоны с северо-востока на юго-запад выделяются Уколкитский моноκлинорий, примыкающий к северо-восточному периклинальному замыканию Байкальского антиκлинория, но отделенный от последнего Чивыркуйским массивом гранитоидов, Котерский синκлинорий, Широканский антиκлинорий и Янчуйский синκлинорий. По отношению к Котеро-Уакитскому синκлинорию эти элементы

являются структурами третьего порядка. Складки более высоких порядков обычно опрокинуты к периферии Котерской зоны, что подчеркивается и кливажем осевой поверхности. Л. И. Салоп (1967) рассматривает Котерскую зону как аномальный синклиорий.

В Уакитской зоне наблюдается моновергентная система дисгармоничных складок, опрокинутых к юго-западу. Эта зона, имеющая в целом синклинорное строение, разделена на структуры третьего порядка — Могой-Амундоканский антиклинорий, характеризующийся изоклинальной складчатостью, и Нерундинский синклиорий, выраженный сочетанием брахисинклиналей с эжективными антиклиналями. Пликативные формы в значительной степени подчинены контурам тел гранитоидов баргузинского комплекса и осложнены многочисленными разрывами преимущественно палеозойского возраста. Если в Котерской зоне дискусионен вопрос о нижней границе второго геосинклинального комплекса, то здесь требуют уточнения соотношения этого комплекса с вышележащим орогенным.

Блоки докембрия Восточной Тувы в зоне сочленения байкалит и ранних каледонид

Сангиленский блок образует неправильной формы дугообразный выступ площадью более 80 000 кв. км, оконтуренный складчатыми геосинклинальными зонами ранних каледонид на юге и западе (Каахемской, Балгазиковской, Агардагской, Ханхухейской и Идэрской) и субмеридиональным Прихубсугульским прогибом на востоке. Северным краем по субширотной зоне Бийхемского разлома Сангиленский блок граничит с Харальским. Докембрийские образования Сангиленского блока слагают непрерывный ряд пород, объединяемых (снизу) в тесхемскую, мугурскую, балыктыгхемскую, чартысскую и нарынскую свиты. В отдельных участках первые две свиты трудноразделимы, и их эквивалентом здесь является чинчиликская серия. В Прихубсугулье ей соответствует нижний гнейсовый комплекс (Тектоника МНР, 1974).

Аналогом балыктыгхемской, чартысской и нарынской свит в Прихубсугулье, по-видимому, следует считать карбонатный комплекс протерозоя (муренская свита). Выше, подстилая венд-кембрийские отложения дархатской и хубсугульской серий, залегает зеленосланцевый комплекс, по простиранию выходящий на дибинскую свиту верхнего протерозоя Восточного Саяна.

Тесхемская свита сложена монотонной толщей слюдяных гнейсов, содержащих гранат, амфибол и силлиманит. Гнейсы интенсивно мигматизированы. Их мощность не менее 2000 м.

Мугурская свита расчленяется на три пачки. В нижней переслаиваются графитистые мраморы, кварциты, слюдяные кварциты, амфиболовые сланцы и инъекционные биотитовые гнейсы (мощность 400 м). Выше залегают биотитовые гнейсы (мощность до 400 м). Верхняя пачка состоит из кварцитов, мраморизованных известняков, биотитовых, биотит-амфиболовых, графитовых гнейсов, мусковитовых и амфиболовых сланцев, амфиболитов, иногда содержащих гранат, и слюдяных кварцитов, среди которых установлено два пласта железистых кварцитов. Мощность верхней пачки 900 м. Породы тесхемской и мугурской свит метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Но на юге и севере Сангиленского нагорья степень метаморфизма пород снижается до фации зеленых сланцев.

Балыктыгхемскую свиту мощностью 2500—3000 м слагают преимущественно белые графитистые мраморы, содержащие прослои кварцитов, слюдяных и слюдяно-амфиболовых сланцев.

Чартысская свита имеет преимущественно терригенно-карбонатный состав. На севере нагорья наблюдается чередование мраморизованных

и графитизированных известняков и доломитов, слюдистых, графитовых, пироксен-амфиболовых гнейсов, биотитовых, углисто-биотитовых и амфиболовых сланцев и кварцитов. В южных разрезах преобладают карбонатные породы. Мощность свиты более 2000 м. Среди карбонатных пород отмечены водоросли из группы *Newlandia* и онколиты. Изучение метаморфизма пород чартысской свиты показало, что в ней наблюдается постепенная смена парагенезисов от зеленосланцевой через эпидот-амфиболитовую до амфиболитовой фации (Ушакова и др., 1975).

Нарынской свите соответствует толща серых, темно-серых и черных плитчатых известняков с прослоями слюдисто-кремнистых сланцев и амфиболовых пород. В известняках найдены водоросли из группы *Osagia* и онколиты, свойственные, по мнению И. К. Королюк, голоуспенской свите Прибайкалья. Мощность свиты около 2000 м.

В структуре Сангиленского блока выделяются Тесхемский и Качинский антиклинории, сложенные тесхемской и мугурской свитами или ченчинской серией. Между ними залегают Сангиленский синклинорий, выполненный карбонатно-терригенным комплексом балыктыгхемской, чартысской и нарынской свит (Кудрявцев и др., 1969). Шарниры этих структур полого и волнисто погружаются на восток. Простираение складок изменчиво и образует сигмоидальные изгибы, сочетающие северо-восточную и северо-западную ориентировку. В перегибах складки разветвляются и сильно деформированы поперечными разрывными нарушениями. К востоку на территории Западного Прихубсугулья ось Сангиленского синклинория приобретает субмеридиональную ориентировку. Складки отличаются линейностью. Обычно они изоклинальны, сильно сжаты и осложнены мелкой складчатостью. В синклинориях, реже в антиклинориях, отмечаются сундучные складки и брахискладки с пологим залеганием пород на сводах и крутым — на крыльях. Осевые поверхности складок часто опрокинуты к центральной части Сангиленского синклинория, что позволяет относить его к категории «нормальных».

Северная часть Сангиленского блока, отделенная от южного Сангиленским разломом, интенсивно переработана палеозойскими гранитоидами и выделена Г. А. Кудрявцевым и др. (1969) как Каргинская мозаично-блоковая зона салаирид. Метаморфические образования, относимые к тесхемской, мугурской и балыктыгхемской свитам и чинчиликской серии, сохранились здесь лишь в разрозненных ксенолитах. По-видимому, эта зона соответствует северо-восточной части Тесхемского антиклинория.

Харальский блок расположен в междуречье Бол. и Мал. Енисеев к югу от Тоджинских озер и отделен от протерозойских структур Восточного Саяна широким полем палеозойских гранитоидов, образующих Восточно-Тувинский гранитоидный пояс (Зоненшайн, Кудрявцев, 1960). Этот пояс разделяет области салаирской (раннекаледонской) и байкальской складчатости. Рассматриваемый блок в виде треугольного выступа площадью около 6000 кв. км с северо-запада и юго-запада облекается Азасской и Каахемской линейными зонами ранних каледонид. Блок сложен породами харальской и охемской свит. Подошва этого разреза не установлена. А. В. Ильин (1971) считает, что этот комплекс с перерывом парашивает разрез докембрия пагорья Сангилен и имеет следующий состав (снизу): 1) харальская свита — нижняя подсвита — эпидот-хлорит-актинолитовые, альбитовые сланцы (метаэффузивы), серицитовые, карбонатные, кварцитовые и углисто-кварцитовые сланцы (около 4000 м); верхняя подсвита — мусковит-карбонатные, хлорит-карбонатные, мусковитовые сланцы, филлиты и метапесчаники, углистые кварциты (2000 м); 2) охемская свита — мраморы, карбонатно-хлоритовые, карбонатно-мусковитовые и эпидот-хлоритовые сланцы, филлиты (с вкрапленностью пирита и пирротина), метапесчаники и конгломераты (не менее 1500 м).

Структура Харальского блока, по Г. А. Кудрявцеву и др. (1969), представляет собой сложное построенное антиклинальное поднятие, ядро

которого сложено ортосланцами харальской свиты, а крылья — парасланцами охемской свиты. Ось антиклинали — северо-восточная на севере, меридиональная на востоке и субширотная (восток-северо-восточная) на юге — образует сигмоиду. Складки, осложняющие антиклиналь, различны по морфологии, среди них наблюдаются изоклинальные и сравнительно простые открытые складки, симметричные и асимметричные (наклонные и опрокинутые). Широко проявлена плейчатость. К периферии антиклинали напряженность складчатости падает. Осевые поверхности складок падают к центру антиклинали, образуя веер. Породы харальской и охемской свит образуют единый структурный комплекс с венд-кембрийскими эффузивами, слагающими складчатые геосинклинальные зоны салаирид Восточной Тувы.

ВОЗРАСТ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО МЕГАКОМПЛЕКСА

Возраст геосинклинальных образований байкалид Восточной Сибири обсуждается около полувека — с момента выделения этой геосинклинальной системы Н. С. Шатским. В настоящее время меньше всего вызывает возражений венд-кембрийский возраст протоорогенных образований, подтвержденный многочисленными фаунистическими данными. По-разному датируются низы орогенного комплекса. В Восточном Саяне и Прихубсугуле протоорогенные прогибы, по-видимому, начали свое развитие в верхнем рифее (Семихатов, Серебряков, 1967). Условно верхнерифейским считается нижний орогенный вулканоплутонический субкомплекс Средне-Витимской горной страны (Митрофанов и др., 1974).

Таким образом, верхняя возрастная граница второго геосинклинального комплекса байкалид достаточно четко может быть проведена в пределах позднего рифея. Модальные значения цифр абсолютного возраста этой границы заключены в интервале 700—900 млн. лет.

Детальный биостратиграфический анализ и корреляция отложений второго геосинклинального комплекса байкалид, как это сделано для рифейского чехла на краевых выступах Сибирской платформы, пока не проведен. Многочисленные находки строматолитов и онколитов в карбонатных частях разрезов Манского, Гаргано-Дибинского, Ильчирского, Мамско-Бодайбинского, Котеро-Уакитского и других синклиналиев позволяют считать, что время формирования второго геосинклинального комплекса было ограничено рифеем. В пределах Мамско-Бодайбинского синклинория Т. А. Дольник (1974) включает отложения баллаганахской и кадаликанской подсерий (от мариинской до валюхтинской свиты в Жуинской зоне и от бодайбокканской до хомолхинской свиты в Бодайбинском синклинории) в фитему среднего рифея, сопоставляя их с голоуспенской и улунтуйской свитами Прибайкалья и разделяя на два горизонта *. Бодайбинская подсерия, следуя этой схеме, вероятно, должна датироваться поздним рифеем, а низы баллаганахской подсерии могут быть раннерифейскими. Так же детально изученных биостратиграфических маркеров в других частях Саяно-Байкальского пояса пока нет, и корреляция формаций, слагающих верхний геосинклинальный комплекс, обычно проводится по литологическому составу, последовательности разреза и т. д., т. е. не может считаться надежной.

Еще более условен возраст нижнего геосинклинального комплекса, определяемый немногочисленными неискаженными радиологическими данными, формационными особенностями и соотношениями с выше и ниже лежащими комплексами. В Байкало-Витимском антиклинории зеленокаменные толщи келянской подсерии, слагающие первый геосинклинальный

* В. В. Хоментовский и др. (1972) относят голоуспенскую и улунтуйскую свиты к верхнему рифею.

комплекс, Л. И. Салопом относятся к нижнему протерозою, но, по В. Л. Тихонову, раннепротерозойский возраст (2180 млн. лет) имеют подстилающие келянскую подсерию высокометаморфизованные и гранитизированные биотитовые гнейсы Муйской глыбы (лаборатория ИГУ, К-Аг метод). Абсолютный возраст габброидов муйского комплекса (Каменский массив), прорывающих келянскую подсерию, по валовой пробе, взятой Е. Н. Зеленским в 1968 г., составляет 1586 млн. лет (лаборатория БГУ, К-Аг метод). Эти данные позволяют думать, что келянская подсерия имеет среднепротерозойский возраст, тем более, что перекрывающая ее падринская серия рядом исследователей отнесится к верхнему рифею. Среднепротерозойской условно датируется зеленокаменная толща Окнинского антиклинория (окинская серия) в Восточном Саяне. Она с небольшим перерывом перекрывает ниже-среднерифейскими отложениями гарганской серии, содержащими строматолиты и онколиты.

ПРОТООРОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС БАЙКАЛИД

Складчатый геосинклинальный комплекс байкалид Саяно-Байкальского пояса перекрыт орогенными терригенно-вулканогенными, терригенными и карбонатными отложениями позднерифейского, вендского и кембрийского возраста, локализованными в приразломных грабен-синклинорных структурах: Манской, Боксон-Сархойской, Горбылокско-Шумакской, Ухагольской, Хубсугульской, Чатырхойской и Эмийской в Восточном Саяне; Холоднинской, Ангаро-Мамской, Бирамьинской, Средне-Витимской, Жапок-Бамбуйской, Уакитской и др. Эти структуры расположены преимущественно на границе антиклинорных и синклинорных зон, а также в обрамлении срединных массивов (рис. 15).

В вертикальном ряду формаций орогенного комплекса выделяются три субкомплекса, разграниченные перерывами в осадконакоплении: 1) вулканогенно-молассовый, 2) терригенно-карбонатный, или вулканогенно-терригенно-карбонатный, и 3) молассовый.

Вулканогенно-молассовый субкомплекс установлен в Северо-Байкальском нагорье и Средне-Витимской горной стране.

В Северо-Муйском и Делюп-Уранском хребтах к нему отнесены отложения падринской серии. Ее нижняя часть (левопадринская свита мощностью от 50 до 450 м) представлена толщей туфографелитов, туфоконгломератов, туфоалевролитов и туффитов с небольшим количеством маломощных тел липаритовых порфиров и андезито-базальтовых порфиров. Свита залегает на осадочно-вулканогенных и интрузивных образованиях первого и второго геосинклинальных комплексов, отделяясь от них корой выветривания. Средняя часть разреза (большепадринская свита мощностью 700—900 м) сложена монотонными кварцевыми косо-слоистыми песчаниками. Завершается разрез мощной (1000 м) толщей дацитовых и андезито-дацитовых порфиров и их туфов (верхнепадринская свита); в верхней части залегают покровы лиловых липаритов, туфобрекчий и агломератов (300 м). Суммарная мощность падринской серии 2650 м. Серия залегает в грабен-синклинали субмеридионального простирания. Ограничивающие ее разломы залечены субвулканическими интрузиями падринского комплекса.

Аналогом падринской серии в Южно-Муйском хребте является жанокский вулканоплутонический комплекс дацит-липаритового состава (Митрофанов и др., 1974).

В Северо-Байкальском нагорье нижний орогенный субкомплекс представлен сыньирской свитой миндалекаменных диабазов, порфиритов, андезитов, туфов, туфосланцев, песчаников и известняков мощностью до 2500 м (Дворкин-Самарский, Ерхов, 1974; Булгатов, 1974).

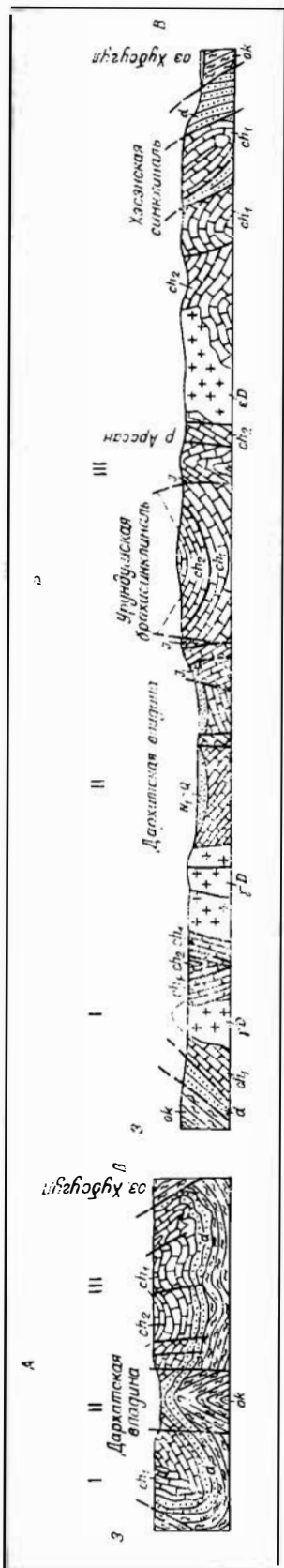


Рис. 15. Схема строения Хубсугульского прогиба в поперечном разрезе (А) и геологический разрез через Хубсугульский прогиб по параллели Улан-Ула (В) (по П. С. Зайцеву и А. В. Ильину, 1974).

I — Западная синклиналичная зона; II — Центральная антиклинальная зона; III — Восточная синклиналичная зона. ok — ошанская свита, d — дархатская свита, ch₁ — хубсугульская серия (верхняя часть), ch₂ — юрские отложения, N — Q — четвертичные отложения.

В южной части Делюн-Уранской зоны Мамско-Бодайбинского антиклинория орогенные образования представлены существенно терригенной шумнинской свитой (2700 м), отличающейся фациальной невыдержанностью по простиранию. В основании разреза залегают серые средне-мелкозернистые песчаники с базальным горизонтом мелкогалечных конгломератов или туфоалевролитов (450 м). Выше песчаники переслаиваются с «углистыми» сланцами, алевролитами и маломощными линзами известняка; отмечены два покрова дацитовых порфиров мощностью от 100 до 150 м. Общая мощность пачки 1350 м. Венчает разрез мощная (до 800 м) пачка серых и темно-серых алевролитов и сланцев, содержащая в нижней части горизонт (до 100 м) черных полосчатых известняков, отдельные покровы эффузивов основного состава и прослой кварцитов.

В бассейне р. Уакит (Южно-Муйский хребет) с размывом на песчаниках мухтунной свиты и известняках нерундинской залегают толща олигомиктовых, кварцевых и вулканомиктовых песчаников, полимиктовых конгломератов и «углистых» сланцев, содержащая отдельные горизонты доломитов и туфогенных пород общей мощностью более 1200 м (сырхская свита).

Возраст нижнего орогенного субкомплекса определяется как позднерифейский на основании следующих фактов. Он несогласно перекрывает отложения протерозоя и среднего рифея, а также прорывающие их интрузивные образования. В гальке конгломератов сырхской свиты часто встречаются онколитовые известняки среднего рифея. В прослоях известняков сыннырской свиты, как отмечалось, найдены позднерифейские микрофитоциты.

В восточной части Маловитимского антиклинория вулканогенно-молассовые образования прорваны субвулканическими трещинными телами субщелочных гранофировых гранитов, гранито-сиенитов, сиенито-диоритов и габбро-диабазов. Образования нижней молассы с размывом, но без структурного несогласия, перекрываются пестроцветными груботерригенными и карбонатными венд-кембрийскими отложениями среднего субкомплекса.

Терригенно-карбонатный субкомплекс в Средне-Витимской горной стране и Северо-Байкальском нагорье представлен пестроцветными и сероцветными терригенными образованиями вендского возраста и согласно перекрывающимися их кембрийскими карбонатными толщами.

В Северо-Муйском и Делюн-Уранском хребтах терригенную часть разреза среднего субкомплекса слагает мамаканская надсвита, в составе которой выделяются нижняя и верхняя падроканские и сидельтинские свиты. На бортах грабен-синклиналиев выделяется единая нерасчлененная мамаканская толща, мощность которой местами достигает только 28 м (бассейн р. Келяны). В бассейне р. Янгуды в основании разреза выделяется гукитская свита зеленых конгломератов, подстилающих породы нижней падроканской свиты. Нижняя падроканская свита мощностью от 45 до 1100 м сложена пестроцветными конгломератами, переслаивающимися с грубозернистыми песчаниками. Верхняя падроканская свита преимущественно песчаниковая; здесь появляются горизонты существенно кварцевых песчаников. Мощность свиты колеблется от 600 до 1500 м. в бассейне р. Правый Мамакан — до 4800 м. Сидельтинская свита характеризуется частым переслаиванием пестроокрашенных доломитов, доломитовых песчаников, кварцевых песчаников и глинистых сланцев. Ее мощность от 100 до 600 м. Отложения сидельтинской свиты согласно перекрываются доломитами и известняками янгудской надсвиты, содержащей ниже- и среднекембрийскую фауну (Салоп, 1964). Для пород мамаканской толщи характерны глиптоморфозы по каменной соли и «пустынный загар» на гальках, т. е. накопление обломочного материала шло в условиях часто осушаемых лагун.

В Южно-Муйском хребте аналог мамаканской толщи — аматканская свита, но для нее характерно появление в разрезе отдельных горизонтов доломитов.

Западнее (в бассейнах рек Бамбукой, Жанок, Олинда) в аматканской свите наблюдается замещение пестроцветного разреза сероцветным, а в верхней части ее разреза появляются горизонты черных пиритизированных глинистых сланцев и черных доломитов.

Терригенные вендские образования Северо-Байкальского нагорья представлены песчаниками, алевролитами, конгломератами холоднинской свиты (мощность до 4000 м). П. Ч. Шобогоров в 1971 г. разделил свиту на нижнюю, конгломератовую, и верхнюю, песчано-алевролитовую, подсвиты. В Уакитском районе на сырыхской свите позднего рифея залегают с размывом песчано-конгломератовые отложения гольцовой свиты венда мощностью от 128 до 450 м. Она согласно перекрывается венд-нижнекембрийскими доломитами юктоконской свиты (Митрофанов, 1972). Вендские пестроцветные песчано-конгломератовые отложения Баргузинского хребта, залегающие с резким несогласием на различных горизонтах верхнего геосинклинального комплекса байкалид, представлены туриксской свитой мощностью от 100 до 400 м.

Карбонатные отложения среднего субкомплекса Северо-Байкальского нагорья и Средне-Витимской горной страны представлены преимущественно известняками, в низах разреза преобладают доломиты, для верхней части характерно появление мергелей, песчанистых известняков, иногда пестроокрашенных. Карбонатные породы содержат фаунистические и водорослевые остатки алданского, ленского и амгинского ярусов нижнего и среднего кембрия (Салоп, 1964; Язмир и др., 1975). В Верхне-Ангарском хребте нижняя часть разреза карбонатной толщи (туколамийская свита) датируется вендом. Алданский и ленский ярусы, по М. М. Язмиру и др. (1975), включают золотовскую свиту и аиктинскую (юктоконскую) надсвиту, последней в бассейне р. Янгуды соответствуют археоциатовская, уранская и качинская свиты. К амгинскому ярусу относится огненная свита. Суммарная мощность карбонатных отложений среднего субкомплекса превышает 3000 м. Л. И. Салопом (1964) эти отложения объединя-

лись в янгудскую надсвиту (Средне-Витимская горная страна), кооктинскую свиту (Верхне-Ангарский хребет) или бирамьинскую свиту (Баргузинский хребет).

Для проторогенных отложений Восточного Саяна, нагорья Сангилен и Западного Прихубсугуля характерны частая фациальная изменчивость, местные перерывы осадконакопления и в отдельных структурах преобладание в низах разреза вулканогенных пород. Этот комплекс с размывом и структурным несогласием залегает на среднепротерозойских и рифейских геосинклинальных образованиях. По вещественному составу он разделяется на терригенно-вулканогенную (или терригенную) и карбонатную толщи, границы между которыми не являются стратиграфическим рубежом. Это хорошо иллюстрируется разрезами Манского грабен-синклинория, где выделяется анастасьинская (терригенно-карбонатная) и колбинская (существенно карбонатная) серии пород (Хоментовский, Гибшер, 1973). Анастасьинская серия общей мощностью до 3000 м сложена в нижней части пестроцветными конгломератами и песчаниками ангульской свиты, которые к западу замещаются полимиктовыми образованиями жистыкской свиты. Верхняя часть разреза серии представлена известняками собственно анастасьинской свиты, которые в участках палеоподнятий замещаются полимиктовыми песчаниками и конгломератами. В западной части грабен-синклинория известняки верхней части анастасьинской свиты замещены белыми доломитами, выделяемыми в унгутскую свиту.

Колбинская серия, мощность которой превышает 2500 м, представлена известняками и доломитами лейбинской, крольской, выезжелогской, синерской и нововасильевской свит, различающихся соотношением известняков, доломитов и терригенных прослоев, а также окраской пород. Завершается разрез среднекембрийскими известняками шахматовской свиты. В западной части Манской структуры аналоги перечисленных свит сливаются в единую торгашинскую свиту. Находки окаменелостей позволяют относить анастасьинскую серию к венду. Вышележащие карбонатные свиты имеют раине- и среднекембрийский возраст (Хоментовский, Гибшер, 1973).

Венд-нижнекембрийские карбонатные отложения известны и в зоне Главного Саянского разлома к юго-востоку от Манской структуры (Дольник, Воронцова, 1971, 1974), где они слагают серию узких грабенов протяженностью более 150 км, вложенных в Инжигейский грабен рифейского заложения.

Широко развит проторогенный комплекс байкалит в грабен-синклинорных структурах юго-восточной части Восточного Саяна и Прихубсугуля (Боксон-Сархойской, Ухагольской, Горлыкско-Шумакской и Хубсугульской). Слагающие их отложения объединяются в сархойскую (дархатскую) и боксонскую (хубсугульскую) серии. Нижняя из них характеризуется чередованием эффузивов и туфов липаритового, дацитового и основного состава, конгломератов, песчаников, алевролитов и сланцев. Содержание эффузивных пород в разрезе уменьшается с запада на восток, и в Горлыкско-Шумакской структуре они встречаются лишь в маломощных горизонтах (барунгольская свита). В верхней части сархойской (дархатской) серии иногда залегает горизонт светлых доломитов (100—150 м). Ее мощность с востока на запад изменяется от 1400 до 4000 м. Боксонская серия залегает с размывом на сархойской и расчленяется на забитскую, табинзуртинскую, хужиртайскую и мангатгольскую свиты, которым соответствуют фосфоритоносная кремнисто-известняково-доломитовая, кремнисто-доломитовая (с бокситоносным горизонтом в основании), известняковая и флишоидная формации общей мощностью 2000—2500 м. Хубсугульская серия расчленена на две подсерии или свиты. Биостратиграфические исследования позволяют датировать мангатгольскую и верхнюю часть хужиртайской свиты средним кембрием,

нижнюю часть хужиртайской свиты и верхнюю — табинзуртинской — ранним кембрием, низы табинзуртинской свиты и забитскую — вендом, но в последней встречен и верхнерифейский комплекс онколитов. Поэтому нижележащая сархойская (дархатская) серия, возможно, относится к верхнему рифею и соответствует нижнему и низам среднего протоорогенных субкомплексов Северо-Байкальского нагорья и Средне-Витимской горной страны. При некотором несовпадении нижней и верхней границ хорошо коррелируются и карбонатные венд-кембрийские толщи Саяно-Байкальского пояса.

Верхний молассовый субкомплекс протоорогенных образований байкалид, представленный красноцветными и пестроцветными конгломератами и песчаниками (карбонатными и полимиктовыми), глинистыми сланцами и мергелями мощностью от первых десятков метров до 1200 м, залегает с разрывом и структурным несогласием на разновозрастных отложениях геосинклинальных комплексов и венд-среднекембрийских протоорогенных образованиях, перекрывая иногда среднекембрийские гранитоиды (бассейны рек Горлык-Гол и Буту-Гол в Восточном Саяне). Этот субкомплекс полностью принадлежит нижнему палеозою и поэтому нами не описывается.

Протоорогенные венд-кембрийские структуры Саяно-Байкальского складчатого пояса сформировались в результате локальных линейных прогибов вдоль зон унаследованных глубинных разломов, компенсации прогибов субконтинентальными венд-среднекембрийскими терригенными, вулканогенными и карбонатными образованиями с последующими разломно-складчатыми дислокациями, создавшими грабен-синклиорное строение этих структур. Они обычно расположены вдоль зон сочленения обращенных антиклинорий и синклиорий, а также по периферии срединных массивов. Детальная характеристика венд-кембрийских структур приведена в многочисленных публикациях (Арсентьев, 1960; Салоп, 1967; Тектоника МНР, 1974; и др.). Внутреннее строение и форма протоорогенных грабен-синклиорий предопределены разломами, ограничивающими эти структуры и расчленяющими их на отдельные блоки. Пограничные разломы обычно имеют взбросовую, иногда взбросо-сдвиговую и шарьяжную природу с поверхностью сместителя, выходящей до 20—10°. Останцы раннепалеозойских тектонических покровов с амплитудой горизонтального смещения, превышающей 5 км, установлены в Тункинских альпах Восточного Саяна, где древние гранитоиды и гнейсы надвинуты на раннепалеозойскую красноцветную молассу (Арсентьев, 1967). Своеобразная система разломов, образующих динамоарху, ограничивает северный край Боксон-Сархойского грабен-синклиория. Западный фланг этой системы представлен Яматинским правым взбросо-сдвигом северо-западного простирания с горизонтальным смещением более 5 км, восточный, ориентированный на северо-восток, — Улзытинским взбросом. Амплитуда перемещения по последнему превышает 3 км.

Выделяются двусторонние и односторонние грабен-синклиории. В первом случае пограничные разломы и подчиненные им складки имеют встречную вергентность. В некоторых из таких грабен-синклиорий, например в Хубсугульском, по их оси расположены антиклинали второго порядка (см. рис. 15). Для односторонних структур характерна вергентность от обращенных антиклинорий и в сторону срединных массивов (Боксон-Сархойский, Горлыкско-Шумаковский, Средне-Витимский и другие грабен-синклиории). Складчатые формы в грабен-синклиориях представлены сравнительно простыми и пологими брахискладками, степень деформации которых, часто через флексуры, резко возрастает вблизи зон разрывов. Брахискладки второго порядка обычно расположены кулисообразно и ориентированы по диагонали к длинной оси протоорогенных структур.

Структурные преобразования земной коры в Саяно-Байкальском складчатом поясе сопровождалась многократной магматической деятельностью. Наиболее древние изверженные породы изучены в архейских глыбах (срединных массивах) и ядрах антиклинориев.

Детальное структурно-петрологическое изучение древнейших архейских и нижнепротерозойских образований ольхонской серии в Юго-Западном Прибайкалье (Гептнер и др., 1974; Ескин и др., 1974) показало, что они более чем наполовину состоят из апоосновных и апоультраосновных интрузивных пород, превращенных в условиях гранулитового метаморфизма в разнообразные по составу пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые, пироксен-шпинелевые эклогитоподобные породы, двупироксенные, диопсид-гранат-плагиоклазовые и другие кристаллосланцы. В условиях амфиболовой фации эти породы превращены в амфиболиты, часто интенсивно мигматизированные. Первичная форма интрузивных тел и текстуры основных и ультраосновных пород почти нацело изменены последующими деформациями и метаморфизмом. В слабоизмененных участках они образуют серии линзообразных тел мощностью от 10 до 500 м при длине до 3 км и залегают согласно с вмещающими породами.

С гранулитовой фацией метаморфизма связаны и кислые породы — гиперстеноносные плагиограниты типа эндербита с их жильными производными кварц-полевошпатового состава.

Наиболее характерны для древних глыб и ядер антиклинориев гранито- и плагиогранито-гнейсы и плагиограниты, минеральные парагенезисы которых сформировались в условиях амфиболитовой фации метаморфизма как по гранулитовому, так и по амфиболитовому субстрату. Эти образования объединяются в анатектит-мигматитовые комплексы, которые в наиболее глубоких срезях слагают небольшие конкордантные факолиты и купола, а в более высоких сечениях — обширные поля складчатых, нередко будинированных жил аляскитов, граносиенитов, лейкократовых гранитов и гранитных пегматитов, образующих иногда своеобразные «штокверк-плутоны» (Рогов и др., 1974). Анатектит-мигматитовые комплексы широко распространены в Гарганской и Муйской глыбах архея. На восточном склоне последней гранито-гнейсы находятся в гальке нижнепротерозойских конгломератов (самокутская свита). Интенсивно мигматизированы и гранитизированы ядерные части практически всех антиклинорных зон, при этом ореол ультраметаморфизма обычно не охватывает породы моложе нижнего и среднего протерозоя (дербинский, китойский, чжаргалантский, хамардабанский, шаранурский, куандинский, илеирский комплексы). Исключением является Чуйско-Товодско-Нечерская антиклинорная дуга, на тыльной стороне которой в зоне сочленения ее с Мамско-Бодайбинским синклинорием широко развиты автохтонные согласные плутоны, пегматитовые и мигматитовые поля биотитовых и двуслюдяных гранито-гнейсов, гранитов, гранит-пегматитов и слюдоносных пегматитов мамско-оронского комплекса, рвущих рифейские образования мамской серии.

В пределах Байкало-Витимского антиклинория с первым геосинклинальным комплексом байкалид тесно связаны малые доскладчатые субвулканические интрузии основного и кислого состава и габбро-плагиогранитный ряд синскладчатых интрузивных образований. Малые интрузии представлены штоками, силлами и дайками измененных габбро-диабазов, габбро, габбро-норитов, порфиритов, альбитовых гранит-порфиров, микродиоритов и других пород, залегающих среди вулкаников келянской подсерии и дислоцированных вместе с последними. Л. И. Салоп (1967) объединяет их в нижний подкомплекс муйского комплекса. Габбро-плагиогранитный ряд пород, по Л. И. Салоу, соответствует среднему и верхнему субкомплексам муйского комплекса. Массивы габброидов

и плагиогранитов образуют дугообразный пояс, вписанный в контур Байкало-Витимского антиклинория и протягивающийся от низовьев р. Бамбуйки через Южно-Муйский и Северо-Муйский хребты в бассейны рек Мамакан, Мама, к северной оконечности оз. Байкал. В пределах пояса намечается несколько ветвей, соответствующих наиболее ослабленным глубинным зонам в фундаменте байкальской эвгеосинклинали. Массивы чаще всего имеют вытянутую форму и в плане залегают согласно с простираем нижнепротерозойских складчатых структур. Внутренняя тектоника массивов, представленная структурами течения, гнейсовидностью, протоклазом, катаклазом и т. д., конформна их контактам. Эти признаки указывают на то, что породы габбро-плагиогранитного ряда образовались одновременно со складчатостью.

Габбровая формация соответствует первой фазе муйского интрузивного комплекса. Для нее характерны крупные штокообразные или мелкие линзовидные тела; последние чаще приурочены к терригенно-вулканогенной формации (келянская подсерия). В составе интрузивных тел встречаются габбро, габбро-нориты, нориты, габбро-диабазы, кварцевые габбро, габбро-диориты, реже пироксениты и перидотиты. Жильная фация представлена габбро-пегматитами. В строении некоторых массивов отмечается зональность, причем наиболее основные разности расположены в центре. В породах интенсивно проявлены процессы алло- и автометаморфизма (сосюритизация, уралитизация и серпентинизация).

Плагиогранитная формация представлена гнейсовидными плагиогранитами, микроклин-плагиоклазовыми гранитами, гранодиоритами, реже диоритами и кварцевыми габбро-диоритами. Эти породы слагают различные по размерам тела линзовидной или овальной формы, вытянутые, как и габброидные тела, по простиранию складчатых структур. Жильная фация пород плагиогранитной субформации проявлена очень слабо. Она представлена редкими маломощными жилами аплитов и пегматитов. Вмещающие породы на контакте с породами ряда плагиогранит — диорит обычно ороговикованы или превращены в кристаллические сланцы. Петрохимические особенности, тесная связь и одновозрастность кислых и основных интрузий данной формации, а также сходство тектонических условий их образования позволяют считать эти интрузии производными одного базального магматического очага (Салоз, 1967). Образование плагиогранитов в подобных случаях Ю. А. Кузнецов (1964) объясняет вертикальным перемещением магматического очага в осадочно-гранитную оболочку, которая подвергается переплавлению.

В пределах относительно жестких блоков синхронно габбро-плагиогранитной происходило становление габбро-диорит-анортозитовой формации. Интрузии ее занимают площади до 150—350 кв. км и по форме относятся к межформационным лополитам (Кедровский и Витимконский массивы Южно-Муйского хребта).

Возраст габброидов муйского комплекса (Каменский массив), по данным Е. Е. Зеленского, определенный К-Аг методом в лаборатории БГУ, составляет 1570 ± 157 млн. лет (валовая проба).

Интрузивная деятельность, последовавшая после формирования второго геосинклинального комплекса байкалид, проявилась становлением гипербазитовых, базитовых и гранитоидных формаций.

Гипербазитовая формация (парамский интрузивный комплекс) развита в Средне-Витимской горной стране и приурочена к зонам глубинных разломов, обрамляющих Муйские глыбы архея. Известны Усть-Кияльский, Парамский, Шаманский и другие массивы размерами до $20 \times 4,5$ км. Несколько мелких гипербазитовых массивов установлено также в Северо-Байкальском нагорье. Форма интрузивных тел линзовидная, контакты крутые до вертикальных. Для Парамского массива характерны субмеридиональное простираем и вертикальное падение полосчатых текстур. В составе формаций преобладают гарцбургиты и дуниты, реже встречаются

ся верлиты и лерцолиты. Дайковые и жильные породы не имеют широкого распространения и представлены дунитами, авгититами и жилами хромита. Интенсивно проявлена амфиболитизация, серпентинизация, оталькование и лиственитизация ультраосновных пород.

Гипербазитовые тела залегают в зонах разломов среди терригенно-вулканогенных образований первого геосинклинального комплекса байкалид (келянская подсерия). Отдельные мелкие тела гипербазитов установлены в песчано-сланцевых рифейских толщах, но вопрос о возрасте рассматриваемой формации не решен. Л. И. Салоп (1967) относит ее ко второму субкомплексу муйского комплекса.

Габбро-пироксенит-дунитовая формация известна в Северо-Байкальском нагорье. Она представлена основными и ультраосновными породами довыренского комплекса. Массивы этой формации образуют Северо-Байкальский габбро-пироксенит-дунитовый пояс, прослеживающийся на 300 км к северо-востоку от оз. Байкал. Он контролируется зонами Тья-Мамского и Мамско-Конкудерского глубинных разломов вдоль южного крыла Бодайбинского синклиория. В пределах пояса обособляются Довыренская и Чайско-Нюрундуканская ветви, разделенные Холоднинской грабен-синклиналью раннепалеозойского возраста.

Среди габбро-пироксенит-дунитовых массивов наиболее крупные Иoko-Довыренский, Чайский и Нюрундуканский. Это крутопадающие (75—80°) и вертикальные тела пластообразной формы, осложненные многочисленными апофизами и имеющие неоднородное внутреннее строение.

В Иoko-Довыренском массиве Л. М. Бабурип выделяет породы четырех интрузивных фаз: 1) оливиниты, троктолиты, габбро-перидотиты, плагиоклазовые перидотиты, лерцолиты, дуниты, оливиновые габбро, реже саксониты и верлиты; 2) эруптивные брекчии и такситовые перидотиты — верлиты; 3) кварцевые и оливиновые габбро-нориты, пироксеновые габбро, кварцевые габбро, иногда содержащие калиевый полевой шпат, габбро-пегматиты, габбро-диабазы и анортозиты; 4) оливиновые габбро. С. А. Гурулев рассматривает Иoko-Довыренский массив как первично расслоенный лакколит, кругое залегание которого является вторичным, и выделяет в нем следующие горизонты (снизу вверх): 1) горизонт оливинитов, содержащий также троктолиты, дуниты и перидотиты, мощность 600 м; 2) горизонт перидотитов, мощность 550 м; 3) расслоенная серия, в состав которой входят оливиновые и нормальные габбро и оливиновые габбро-нориты, редко встречаются перидотиты и оливиниты, мощность 2 км; 4) горизонт габбро, мощность 400 м. Иoko-Довыренская интрузия, по данным С. А. Гурулева, сопровождается габбро-пегматитами и габбро-перидотитовыми силлами, в последних установлены диабазовые порфириды, габбро-диабазы, габбро, оливиновые габбро-нориты и плагиоклазовые перидотиты.

Чайский массив несколько отличается от Иoko-Довыренского по форме и составу. Он как бы вписан в центриклинальное замыкание складки, повторяет ее контуры и имеет согласную с ней внутреннюю структуру. Образование пород массива происходило в такой последовательности (от ранних к поздним): 1) серпентинизированные перидотиты и серпентиниты; 2) полевошпатовые перидотиты; 3) оливиновые и роговообманковые габбро, габбро-нориты, дайки пироксенитов; 4) андезитовые порфириды.

В Нюрундуканском массиве установлены дуниты, пироксениты (вебстериты, косьвиты), серпентиниты, оливиновые и кварцсодержащие габбро, габбро-нориты, лабрадориты.

В породах габбро-пироксенит-дунитовой формации широко проявлены автометаморфические процессы, главным образом серпентинизация, на которую наложился амфиболитизация, биотитизация, хлоритизация, оталькование, повторная серпентинизация и карбонатизация. Контактный метаморфизм выражен преобразованием вмещающих сланцев и кварц-

серицитовых роговиков, мраморизацией, серпентинизацией и скарнированием известняков.

Возраст формации установлен достаточно четко. На Июко-Довыренской интрузии, прорывающей породы терригенной, карбонатной и вулканогенной формаций рифея, установлена кора выветривания, перекрытая вендскими конгломератами. Абсолютный возраст габброидов и перидотитов, определенный K-Ar методом, от 400 до 778 ± 30 млн. лет в Июко-Довыренском массиве и от 442 ± 44 до 726 ± 73 млн. лет в Чайском массиве.

Габбровая формация включает массивы пород ханского, урдокинского и икатского комплексов, сложенных габбро, габбро-диабазами, габбро-норитами, норитами, габбро-диоритами, диоритами, реже пироксенитами и горнблендитами и афиболитами. Массивы этих комплексов образуют цепочки и вытянуты вдоль зон глубинных разломов по периферии антиклинориев, залегая преимущественно среди пород второго геосинклинального комплекса байкалид. Размеры массивов не превышают 120 кв. км, часто встречаются мелкие пластовые тела, дайки, штоки и силлы. Породы габбровой формации встречаются в гальке конгломератов венда и кембрия, что позволяет датировать их рифеем. Габбро-пироксенит-дунитовая и габбровая формации, вероятно, образовались синхронно, но последняя отличается меньшей дифференцированностью и расслоенностью, более обогащена кремнеземом и щелочами (Салоп, 1967).

Гранитоидные формации в пределах второго геосинклинального комплекса байкалид разделяются на синскладчатую и послескладчатую (Салоп, 1967). Первой из них соответствует ассоциация гранито-гнейсов, гранитов и пегматитов мамско-оронского палингенно-реоморфического комплекса, развитого в Мамско-Бодайбинской синклинии. Гранито-гнейсы тесно связаны со складчатыми формами, наследуя простирание первичной слоистости. Наблюдаются постепенные переходы от гранито-гнейсов к гранитам и вмещающим породам, метаморфизованным до амфиболитовой фации. По химизму гранитоиды этого комплекса отличаются пересыщенностью глиноземом. В структурном отношении граниты комплекса приурочены к антиклиналям второго порядка или пологим периклинальным замыканиям крупных структур. Гранит-пегматиты в отличие от гранито-гнейсов тяготеют к синклинорным структурам второго порядка, соответствуют естественной ассоциации пород среднего известково-щелочного ряда. Л. И. Салопом (1967) гранитоиды мамско-оронского комплекса рассматриваются как автохтонные, реже аллохтонные (реоморфические) продукты метасоматической гранитизации. Сходная точка зрения высказана Д. А. Великославинским и др. (1963).

Постскладчатые гранитоиды представлены крупными дискордантными и дисгармоничными абиссальными и мезоабиссальными плутонами тельмамского, зунмуринаского, эрзинского, урикского и казырского комплексов. Размеры плутонов от 50 до 600—700 кв. км. Они сложены биотитовыми, биотит-амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми гранитами и плагиогранитами, реже граносиенитами и гранодиоритами. В составе урикского и зунмуринаского комплексов выделяется также гранодиорит-диорит-габбровая ассоциация пород первой фазы становления комплексов. Эти породы слагают изометричные и неправильной формы тела площадью до 30 кв. км.

Гранитоидные плутоны контролируются зонами глубинных разломов и залегают среди разновозрастных образований антиклинориев и синклиориев, обычно в участках их сочленения и на флагах. Контакты плутонов четкие и сопровождаются ореолами ороговикования и скарнирования вмещающих пород. Рифейский возраст указанных комплексов достаточно хорошо подтвержден в Восточном Саяне и хр. Хамар-Дабан. Гранитоиды урикского, зунмуринаского и казырского комплексов встречены в гальке базальных конгломератов венда и нижнего кембрия (колпинской свиты по р. Казыр, барунгольской свиты в истоках р. Арлык-Гол, хохюртовской

свиты по р. Джиде). В Северной Монголии для гранитоидов, аналогичных породам зунмуринаского и урикского комплексов, определен абсолютный возраст в 823 млн. лет (Тектоника МНР, 1974).

Своеобразен в Саяно-Байкальском складчатом поясе магматизм орогенного этапа, представленный позднерифейской вулкано-плутонической, венд-кембрийскими габбро-диабазовой и гипербазитовой формациями. Последние, возможно, имеют двойственную тектоническую природу. С одной стороны, они характеризуют орогенное завершение магматизма байкалид, но наряду с этим их вместе с нижнепалеозойской формацией гранитных батолитов относят к магматическим образованиям краевых геосинклинальных зон каледонид (Арсентьев, Хренов, 1966).

Верхнерифейская вулкано-плутоническая формация включает жанокский (падринский) комплекс Средне-Витимской горной страны (Митрофанов и др., 1974), представленный дацит-липаритовой формацией эффузивов и комагматичных им субщелочных интрузивных и субвулканических гранитоидных образований. Комплекс приурочен к крупным антиклинальным поднятиям, локализуясь как вдоль зон глубинных разломов в пределах поднятий, так и в центральных частях, подчиняясь скрытым разломам преимущественно северо-восточной ориентировки, косо расположенным к главной системе северо-восточных разломов. Характерной формой тел интрузивной и субвулканической фаций являются пекки, силлы, пологопадающие пластовые тела, тяготеющие к полям развития эффузивов и пирокластов покровной фации. Размеры субвулканических построек составляют от $1,5 \times 2$ до $(10-15) \times (5-6)$ км. Их распределение отчетливо подчиняется узлам пересечения разнонаправленных разрывов, но группировка в крупные пояса наблюдается только по зонам северо-восточных простираний.

Породы комплекса отличаются свежестью облика и хорошей сохранностью первичных текстурно-структурных признаков. Состав их довольно стабилен и несколько изменяется от чисто липаритового до дацит-липаритового или дацитового только при приближении к зонам глубинных разломов. Комплекс характеризуется резко выраженной редкометальной специализацией (Mo, W, Sn) и сопровождается грейзенизацией.

Жанокские гранитоиды прорывают среднепротерозойские и нижне-среднерифейские отложения, но с разрывом перекрываются вендскими конгломератами аматканской, гольцовой и падроканской свит.

Широко развитые в пределах Саяно-Байкальского складчатого пояса более молодые — раннепалеозойские — интрузивные образования, связанные с поздними этапами орогенеза, здесь не рассматриваются.

СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ
СТАНОВОГО ХРЕБТА — ДЖУГДЖУРА

Джугджуро-Становая область охватывает территорию Восточного Забайкалья (южные предгорья хребтов Кодар и Удокан и междуречье Витима и Олекмы), хребтов Станового и Джугджур. Она протягивается от р. Витим (где ширина ее достигает 350—400 км) в восточном направлении, постепенно сужаясь до 70—100 км у побережья Охотского моря. Общая протяженность области составляет 1200—1400 км, площадь — 260 тыс. кв. км. Джугджуро-Становая область обрамляет с юга Алданский щит, отделяя его от Монголо-Охотской палеозойской складчатой системы. Ее граница с Алданским щитом проводится по северной ветви Станового глубинного разлома, представляющего собой взбросо-сдвиг, по которому докембрийские комплексы Джугджуро-Становой области в мезозое были надвинуты на Алданский щит. Южным ограничением области служит Туркингровский (Монголо-Охотский) разлом.

В пределах Джугджуро-Становой области помимо докембрийских комплексов широко развиты фанерозойские образования, слагающие около 70% всей площади региона. Последние представлены меловыми и юрскими молассоидными и вулканогенными образованиями, выполняющими грабенообразные впадины, а также мезозойскими гранитоидами, образующими гигантские массивы, цепь которых вытянута согласно общему широтному простиранию области.

Докембрийские комплексы выступают на поверхности в виде обособленных полей (блоков), разобценных главным образом крупными масси-

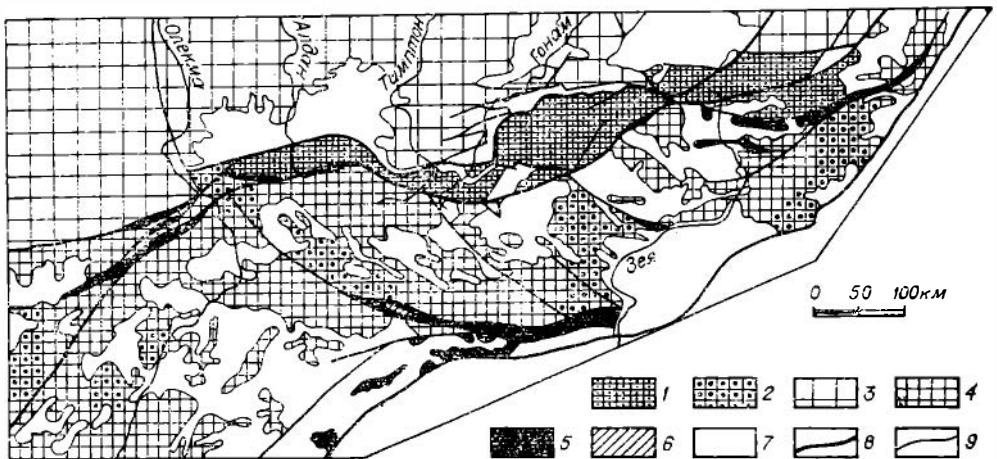


Рис. 16. Схема размещения докембрийских комплексов Джугджуро-Становой области. 1 — катархейско-нижнеархейский (курультино-гопамский) комплекс; 2 — катархейско-нижнеархейский комплекс, подвергшийся раннепротерозойской гранитизации и регрессивному метаморфизму в условиях амфиболитовой фации; 3 — архейские и другие докембрийские комплексы Алданского щита; 4 — катархейско-нижнепротерозойский (становой) комплекс; 5 — верхнеархейско-нижнепротерозойский (троговый) комплекс; 6 — нижнепротерозойский (удоканский) комплекс; 7 — фанерозойские образования; 8 — главнейшие региональные разломы; 9 — прочие разломы.

вами мезозойских гранитоидов. Почти все докембрийские образования области неоднократно метаморфизованы, интенсивно мигматизированы и гранитизированы. Тем не менее в настоящее время на основании структурного, петрологического и формационного анализа разработана следующая общая схема расчленения и корреляции докембрийских метаморфических образований.

Наиболее древним комплексом Джугджуро-Становой области является катархейско-нижнеархейский (курультино-гонамский). Отдельно может быть выделен катархейско-нижнепротерозойский гетерогенный полиметаморфический комплекс (становой), в составе которого катархейские и архейские образования подверглись интенсивной гранитизации и регрессивному метаморфизму в условиях амфиболитовой фации. В качестве третьего структурно-вещественного комплекса обособляется верхнеархейско-нижнепротерозойский (троговой) комплекс. Четвертый, нижнепротерозойский (удоканский), комплекс имеет весьма ограниченное развитие в пределах рассматриваемой области, однако корреляция с протоплатформенным чехлом Алданского щита позволяет рассматривать его в качестве самостоятельной тектонической единицы (рис. 16).

КАТАРХЕЙСКО-НИЖНЕАРХЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Образования катархейско-нижнеархейского комплекса распространены в северной части Джугджуро-Становой области в пределах довольно широкой зоны, ограничивающей с юга Алданский щит. Площади развития этого комплекса протягиваются в виде широкой полосы от р. Олекмы на западе до верховьев р. Зеи на востоке.

В пределах этой полосы рассматриваемые образования метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и образуют единый в структурном отношении комплекс, объединяемый под названием курультино-гонамского (Ветлужских и др., 1966), в разрезе которого выделены кабактинская и зверевская серии, сложенные, по существу, тремя толщами. Нижняя толща мощностью более 6000 м охватывает всю кабактинскую серию и нижнюю часть зверевской серии (танграканская, амнупактинская, муравьевская и джилиндинская свиты). Она представлена основными кристаллическими сланцами (пироксеновыми, гиперстен-плагиоклазовыми, двупироксен-плагиоклазовыми) с включениями лерцолитов и сапфиринсодержащих пород. Средняя толща соответствует средней части зверевской серии (холодниканской свите мощностью более 2000 м). В ее составе помимо основных кристаллических сланцев существенную роль играют глиноземистые породы (силлиманитовые и биотит-гранатовые гнейсы, иногда с графитом, корундовые породы, гранатовые гранулиты), а также мономинеральные и магнетитовые кварциты. Верхняя толща мощностью около 3000 м (курбаликитская свита, по В. Г. Ветлужских и др., 1966) имеет сложный состав. В ней помимо кристаллических сланцев основного состава много горизонтов и линзовидных прослоев кварцитов, глиноземистых пород, кальцифиров и амфиболитов, биотитовых плагигнейсов.

Кристаллические сланцы основного состава по своему валовому химизму идентичны частично толеитовым базальтам, частично высокомагнетизальным породам типа базальтовых коматитов. Наличие включений ультраосновных пород (лерцолитов) и их метаморфизованных производных (сапфиринсодержащих пород), преобладание метабазитов в составе комплекса и увеличение роли метаосадочных пород в верхах разреза позволяют рассматривать нижнюю часть курультино-гонамского комплекса в качестве древней офиолитовой ассоциации. Последняя сопоставима с офиолитовыми комплексами фанерозоя, но отличается неко-

торыми особенностями состава (присутствие коматитов, малая роль габброидов, обогащенность метабазитов литофильными элементами) и структуры.

Складчатая структура курультино-гонамского комплекса весьма своеобразна. Здесь наряду с типичными для раннедокембрийских комплексов формами, такими как гранито-гнейсовые купола и системы линейных складок, наблюдаются и крупные, более или менее изометричные отрицательные (чашеобразные) структуры. По соотношениям этих структур устанавливается, что чашеобразные складки являются наиболее древними, тогда как линейные и овоидные (купольные) структуры представляют собой более поздние образования и частично связаны с позднеархейским и раннепротерозойским гранитоидным палингенным магматизмом. Наиболее отчетливо эту особенность тектоники курультино-гонамского комплекса можно показать на примере участка с относительно слабо проявленными процессами гранитизации в бассейне р. Сутам (рис. 17). Метаморфический комплекс бассейна р. Сутам слагает чашеобразную структуру, оборванную по краям крупными разломами. Крылья чаши наклонены под углами $50-60^\circ$. В ее центральной части отмечается хаотическое скопление кольцевых, овальных и амебовидных синформных структур размером от 2×2 до 10×8 км с пологим наклоном крыльев ($20-40^\circ$). Эти структуры разделяются узкими, иногда гребневидными антиформами. Основная масса прослоев кварцитов, широко развитых в этом районе совместно с глиноземистыми породами, сконцентрирована в центральной части чаши, поскольку они приурочены к верхам разреза метаморфического комплекса. Пласты кварцитов образуют в плане кольца и овалы, подчеркивая

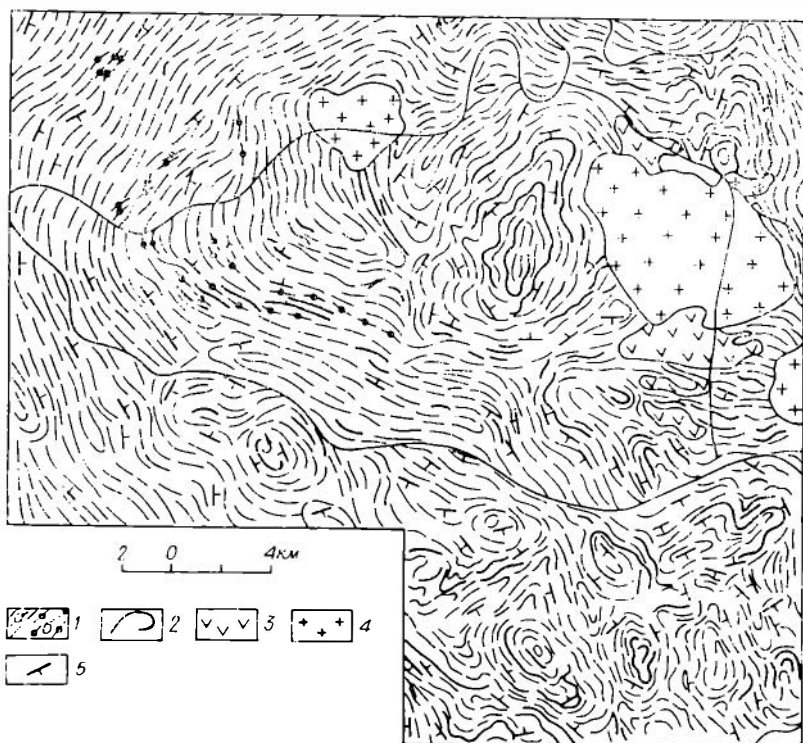


Рис. 17. Структурная схема Сутамской чаши, образованной породами курультино-гонамского комплекса.

1 — структурные линии в кристаллических сланцах основного состава (а) и глиноземистых породах (б); 2 — пласты мономинеральных и железистых кварцитов; 3 — архейские габбро-анортозиты; 4 — мезозойские граниты; 5 — элементы залегания.

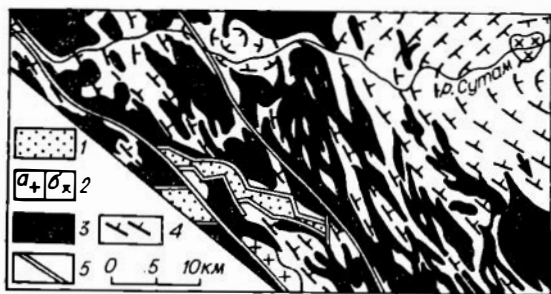


Рис. 18. Структурная схема зоны линейных положительных структур в курультино-гонамском комплексе (западная часть Сутамской чаши).

1 — грабенообразные впадины, выполненные юрскими осадочными отложениями; 2 — граниты (α — раннепротерозойские, β — позднеюрские); 3 — архейские аляскинские граниты и мигматиты; 4 — структурные линии в кристаллических сланцах основного состава; 5 — разломы.

положительные структуры линейных антиформ, которые образуют в плане систему сложно переплетающихся линзовидных полос, ориентированных в северо-западном направлении (рис. 18).

Чашеобразные структуры, сходные с Сутамской, известны и в других районах развития курультино-гонамского комплекса. Наиболее крупными являются Альванарекая структура на востоке и Верхне-Алданская — на западе. Предполагают, что эти отрицательные структуры — наиболее древние тектоно-магматические (возможно, вулканотектонические) образования, сохранившиеся в качестве реликтовых форм на участках, слабо переработанных при архейской гранитизации и последующих дислокациях.

Отложения курультино-гонамского комплекса коррелируются с древнейшими горизонтами докембрия Алданского щита. В частности, нижняя толща хорошо сопоставляется с несмуринской толщей западной части Алданского щита и горбыляхской свитой центральной его части (Глуховский, Ставцев, 1973). Радиологический возраст пород нижних частей комплекса по данным калий-аргонового метода равен 4520 млн. лет (Глебовицкий и др., 1965). Средняя толща глиноземистых пород и кварцитов хорошо сопоставляется с давачанской свитой, залегающей в низах чарской гнейсовой серии непосредственно выше несмуринской толщи, и с верхнеалданской свитой пенгской серии Алданского щита, располагающейся выше горбыляхской свиты.

Предполагается, что толщи высокоглиноземистых пород и кварцитов в разрезах докембрия Алданского щита и Джугджуро-Стаповой области маркируют один и тот же стратиграфический уровень и представляют собой, вероятнее всего, переотложенные и метаморфизованные образования древнейшей коры выветривания, возникшей в результате дезинтеграции базальтового лоща (Фролова, 1951; Павловский, 1970, 1975). В качестве такого базальтового лоща можно рассматривать нижнюю толщу основных кристаллических сланцев курультино-гонамского комплекса и его аналитов, сформированных на самых ранних этапах развития Земли в катархее — более чем 4500 млн. лет назад. Две верхние толщи рассматриваемого комплекса, равно как и чарскую и пенгскую гнейсовую серию, с которыми они сопоставляются, обычно относят к нижнему архею. Радиологический возраст пенгской серии равен 3200—3500 млн. лет (Рудник, Соботович, 1969). Эти определения позволяют отнести курультино-гонамский комплекс к катархейско-нижнеархейским образованиям.

К образованиям этого возраста принадлежат также некоторые метаморфические толщи, развитые южнее Стапового разлома и включившиеся до недавнего времени в ставовый комплекс. Здесь в качестве аналитов

сложный структурный узор центральной части чаши. В районе центриклинального замыкания Сутамской чаши на ее западном фланге широко развиты гиперстеповые гранито-гнейсы (эндербиты, чарнокиты), а также лейкократовые графитные мигматиты и аляскинские граниты. Все эти породы, очевидно, образовались в процессе длительной гранитизации метабазальных пород субстрата в архейское время (радиологический возраст аляскинских гранитов 2910 млн. лет, К-Аг метод). Мигматиты и аляскинские графиты слагают

курультино-гонамского комплекса выделяются толщи пород, метаморфизованные в гранулитовой фации метаморфизма, но подвергшиеся регрессивному метаморфизму и гранитизации в условиях амфиболитовой фации в раннем протерозое. Они обнажаются на западе области в верховьях рек Амазар и Тунгир и Олекма и Нерча (Могочинский и Моклинский выступы), в центральной части Становой области в бассейне рек Ньюка, Сивакан, Токо и Брянты (Сивакапо-Токинский блок) и на востоке области (Чогарский блок). Понятия «блок» и «выступ» в данном случае являются условными, поскольку образования катархейско-нижнеархейского комплекса указанных районов, как правило, не имеют четких тектонических ограничений и слагают обширные поля среди мигматитов и гранито-гнейсов станового комплекса, имея с ними постепенные переходы.

Наиболее примечательно для рассматриваемых образований, что они обладают поразительным сходством с курультино-гонамским комплексом в отношении строения разреза. Повсюду в нижних частях залегает 2—5-километровая толща основных кристаллических сланцев. Это аячинская и чадорская свиты Могочинского «выступа» (Шульдинер, 1974); нижняя толща Сивакапо-Токинского «блока» и курелахская свита джанинской серии в Чогарском блоке (Корсаков, 1974). В средней части разреза (мощность 2—3 км) помимо кристаллических сланцев основного состава присутствуют высокоглиноземистые и глиноземистые породы и кварциты. Этими породами сложена пуругинская свита Могочинского «выступа», средняя толща Сивакапо-Токинского «блока» и ульгунская свита джанинской серии в восточной части Джугджуро-Становой области. Завершается разрез толщей (мощность до 5 км), состоящей из кристаллических сланцев основного состава с подчиненными прослоями глиноземистых пород, кварцитов, кальцифиров, амфиболитов. Это амазарская и пуртовская свиты на западе области, верхняя толща Сивакано-Токинского «блока» и икандинская свита джанинской серии на востоке.

Тем не менее, несмотря на сходство в строении разрезов, катархейско-нижнеархейские образования этих районов существенно отличаются от курультино-гонамского комплекса по типу складчатых структур и по характеру метаморфических преобразований пород. Здесь уже реже встречаются изометричные чащеобразные структуры и преимущественно распространены линейные формы и грапто-гнейсовые купольные структуры. Что же касается состава метаморфических пород, то прежде всего необходимо отметить широкое распространение пород амфиболитовой фации метаморфизма. Минеральные ассоциации гранулитовой фации сохраняются здесь как реликтовые и диагностируются лишь при специальных петрологических исследованиях. Регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации выражается в раскислении плагиоклаза, замещении гиперстена сине-зеленой роговой обманкой, а коричневато-бурой роговой обманки и граната — биотитом и т. д. При полном замещении минералов гранулитовой фации основные, богатые СаО, породы превращаются в биотит-амфиболовые и амфиболовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы, а бедные СаО глиноземистые породы преобразуются в биотит-гранатовые плагиогнейсы, иногда содержащие дистен, ставролит и мусковит. В отдельных случаях наблюдаются неравновесные ассоциации, когда минералы, типичные для гранулитовой фации, встречаются в реликтах. Переход пироксенсодержащих разностей пород в амфиболовые, биотит-амфиболовые плагиогнейсы и амфиболиты осуществляется как по прстиранию, так и вкрест прстирания толщ по мере увеличения степени мигматизации и гранитизации. Это обстоятельство определяет условность границ площадей распространения метаморфизованных пород рассматриваемого комплекса и постепенность их перехода к образованиям, относимым к становому комплексу. При этом необходимо отметить, что среди образований, подвергшихся регрессивному метаморфизму, удастся достаточно уверенно выделять среднюю часть разреза, характеризующуюся наличием таких

пород, как кварциты и глиноземистые кристаллические сланцы и гнейсы. Последние превращаются в своеобразные буроватые гранат-биотитовые, часто пльчатые плагиогнейсы. Породы нижней и верхней частей рассматриваемого метаморфического комплекса, отличающиеся преобладанием богатых СаО пород основного состава, при регрессивном метаморфизме амфиболитовой фации превращаются в существенно амфиболсодержащие плагиогнейсы и кристаллические сланцы (Кориковский, 1967).

Таким образом, мы видим, что катархейско-нижнеархейские образования в пределах Джугджуро-Становой области слагают два разнородных в тектоническом отношении комплекса. Первый представлен преимущественно монофациально метаморфизованными породами гранулитовой фации и в нем сохраняются реликтовые нелинейные структуры, которые, как полагают, характерны для наиболее ранней (лунной) стадии эволюции Земли. Процессы регрессивного метаморфизма и раннепротерозойской гранитизации имеют здесь локальное ограниченное развитие. Второй комплекс представлен существенно переработанными толщами, сохраняющими лишь реликтовые признаки гранулитовой фации метаморфизма. Нахождение этих реликтов, а также анализ строения разреза метаморфических толщ позволяют выделять их из состава станového комплекса. Древнейшие нелинейные отрицательные структуры здесь частично сохраняются, но в целом — в структурном отношении — эти образования сближаются со станovým комплексом (см. рис. 16).

КАТАРХЕЙСКО-НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ КОМПЛЕКС

К образованиям катархейско-нижнепротерозойского (станového) комплекса относятся широко развитые в Джугджуро-Становой области полиметаморфические толщи, в которых опознание природы субстрата совершенно невозможно вследствие исключительно интенсивного проявления раннепротерозойской гранитизации и метаморфизма. Предполагается, что в значительной мере становой комплекс образован за счет переработки катархейско-нижнеархейских толщ, однако в его составе высшей степени вероятно присутствие и иных образований, например архейских толщ — аналогов тимптошо-джелтулинского комплекса Алданского щита и позднеархейско-раннепротерозойских толщ трогового комплекса. В самых общих чертах в составе станového комплекса объединяется широкая гамма метаморфических пород, плагиомигматитов и плагиогранито-гнейсов амфиболитовой фации метаморфизма. Прежде чем перейти к характеристике этого гетерогенного комплекса, необходимо остановиться на истории его выделения, так как трудности изучения полиметаморфических образований обусловили существование различных, часто противоречивых взглядов на возраст, генезис и природу слагающих его пород.

Становой комплекс был впервые выделен Д. С. Коржинским (1933, 1939) как комплекс разнообразных гнейсов, мигматитов и «древнестанových» плагиогранитов и был отнесен к протерозойским образованиям — более молодым, чем гранулитовый архейский комплекс Алданского щита. Д. С. Коржинский полагал, что становой комплекс был образован в результате перекристаллизации, мигматизации и регрессивного метаморфизма более древних архейских пород под влиянием раннепротерозойской «древнестановой» гранитизации и представляет собой выведенный на поверхность фундамент протерозойской геосинклинали, отложения которой были смыты или сохранились в небольших тектонических блоках. Гипотеза Д. С. Коржинского основывалась на том, что в гнейсах станového комплекса им неоднократно находились реликты минералов гранулитовой фации метаморфизма.

Иное мнение было высказано Ю. К. Дзевановским (1958), Ю. К. Дзевановским и Н. Г. Судовиковым (1960), В. Н. Мошкиным (1958) и другими

исследователями, которые полагали, что становой комплекс является самостоятельным стратиграфическим подразделением, относится к раннему протерозою или верхнему архею и представляет собой геосинклинальные образования складчатого обрамления Алданского щита. Эти представления были положены в основу многих геологических и тектонических карт рассматриваемой области, в пределах которой выделялись метаморфические толщи иликанской, брянтинской и купуринской серий.

Породы иликанской серии выделялись в западной части региона в составе чильчинской свиты преимущественно глиноземистых гнейсов и залегающих выше кудуликанской, урюмской, джаянской, олдонгсинской и унаишской свит, состоящих главным образом из амфиболовых, амфибол-биотитовых, биотит-амфиболовых, реже биотитовых плагиогнейсов, часто мигматизированных и гранитизированных. Мощность серии оценивалась в 15—17 км.

К брянтинской серии относились образования, развитые в центральной части области. В ее состав включались мультугинская свита преимущественно меланократовых амфиболовых гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов, утугайская свита примерно такого же состава и гудынская свита, где кроме этих пород отмечались биотит-гранатовые гнейсы, кварциты и кальцифиры. Мощность серии оценивалась в 8 км. Купуринская серия выделялась на востоке региона. В ее составе отмечались амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболиты (лучинская, талыгинская свиты), иногда чередующиеся с биотитовыми гнейсами (удыханская и сугджарская свиты). В качестве одной из отличительных особенностей серии указывалось на присутствие в ее составе мраморов, кальцифиров, магнетитовых кварцитов. Мощность серии оценивалась в 10—14 км. Среди пород, слагающих перечисленные серии, неоднократно отмечались реликты минералов гранулитовой фации метаморфизма, свидетельствующие о регрессивном характере метаморфизма амфиболитовой фации.

В последние годы в результате более детальных геологосъемочных работ и петрологических исследований удалось установить, что значительная часть территории, которая ранее относилась к раннепротерозою складчатого обрамления Алданского щита, сложена толщами полиметаморфизованных пород, сопоставимыми с породами катархейско-нижнеархейского курультино-гонамского комплекса.

Например, в бассейне р. Нюкжи известны выходы гранулитовых пород курультино-гонамского комплекса, петрологически уверенно сопоставляемые с породами иликанской серии. Отложения чильчинской свиты хорошо сопоставляются с толщей глиноземистых и высокоглиноземистых пород, залегающих в основании нижнего архея (Кориковский, 1967). Там, где выделялась брянтинская серия, располагается Сивакапо-Токинский «блок», сложенный, по данным Л. П. Корсакова (1974), гранулитовыми регрессивно метаморфизованными в амфиболитовой фации породами. Аналогичная картина наблюдается и на востоке области в районе, где выделялась купуринская серия (Чогарский «блок»). Часть образований, ранее относимых к купуринской серии (в частности, толщи с мраморами и кварцитами), рассматриваются в настоящее время как более молодые, принадлежащие так называемому троговому комплексу.

Выше уже упоминалось о сходстве разрезов этих толщ, включавшихся в становой комплекс, с разрезом курультино-гонамского комплекса. Все эти данные позволили исключить толщи с реликтами пород гранулитовой фации из состава собственно станового комплекса. К последнему, таким образом, принадлежат только породы, занимающие пространство между «блоками» катархейско-нижнеархейских образований и представленные разнообразными плагиогнейсами (амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, амфибол-биотитовыми) и плагиомигматитами, где в палеосоме преобладают те же темноцветные минералы, что и в гнейсах, а также плагиогранито-гнейсами и гнейсо-гранитами. Плагиогнейсы станового комп-

лекса по внешнему облику и минеральному составу очень близки к регрессивно метаморфизованным породам катархейско-нижнеархейского комплекса, отличаясь от них лишь отсутствием реликтов минералов гранулитовой фации. Наличие постепенных переходов между породами станового комплекса и образованиями катархея и нижнего архея, а также сходство минерального состава и облика гнейсов станового комплекса и высокотемпературных диафоритов, развитых по древнейшим гранулитовым образованиям, позволяют относить, как это делал Д. С. Коржинский, становой комплекс в основной своей части к переработанным катархейско-нижнеархейским образованиям, подвергшимся регрессивному метаморфизму, мигматизации и гранитизации. В результате этих процессов произошло выравнивание, гомогенизация вещественного состава древних толщ, вследствие чего становой комплекс не поддается стратиграфическому расчленению, как это оказалось возможным для прогрессивно метаморфизованных толщ курультино-гопамского комплекса.

Формирование станового комплекса связано с процессами гранитообразования и охватывает, вероятно, большой интервал времени от начала гранитизации в раннем архее (эндербиты и чарнокиты) до становления палингенно-метасоматических гранитоидов в раннем протерозое. Известно, что в Олекмо-Витимской горной стране, где также широко проявились процессы раннепротерозойской гранитизации и где имеется такой возрастной репер, как нижнепротерозойская удоканская серия, радиологический возраст палингенно-метасоматических гранитов и плаггиомигматитов, метаморфизирующих основание удоканской серии, равен 2420 млн. лет, а следующих за ними «очковых» метасоматических гранитов, граносиенитов и гранодиоритов — 2130 млн. лет (Федоровский, 1972). Эти гранитоиды хорошо сопоставляются соответственно с древнестановыми плаггиогранито-гнейсами и токсско-алгоминским комплексом гранодиоритов, широко развитых на хребтах Становом и Джугджур. Завершается раннепротерозойский этап гранитообразования на Становом хребте формированием гранитов чубачинского комплекса с возрастом 1800—1960 млн. лет (Глуховский и др., 1972), образующих уже дискордантные интрузивные массивы.

Строение станового комплекса характеризуется чрезвычайной сложностью: с линейными валоподобными антиформными и отрицательными синформными структурами, образованными плаггиогнейсами с полосчатыми мигматитами, сочетаются небольшие брахиальные синформы размером до нескольких километров в поперечнике и изометричные или слегка вытянутые гранито-гнейсовые купола. Линейные структуры не имеют однообразной ориентированности в пределах области. Их региональный структурный план меняется с запада на восток. Для западной части региона характерно северо-восточное направление линейных структур вплоть до долины р. Олекмы, где происходит плавный их изгиб. К востоку от р. Олекмы характерно северо-западное простирание, а к востоку от р. Зеи вновь намечается изменение простирания складок до субширотного и северо-восточного. Развитие линейных структур, равно как и образование гранито-гнейсовых куполов, связано с процессами гранитизации, определяющими, таким образом, структурное своеобразие станового комплекса. Длительность процесса формирования субстрата и магматической, метаморфической и структурной его переработки позволяет датировать время формирования станового комплекса как катархейско-нижнепротерозойское.

ВЕРХНЕАРХЕЙСКО-НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Образования верхнеархейско-нижнепротерозойского комплекса Джугджуро-Становой области сложены породами вулканогенно-терригенной, терригенно-карбонатной и железисто-кремнистой формаций, прогрессивно

метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Они выполняют относительно узкие и протяженные шовные структуры, ограниченные разломами, и объединяются в так называемый троговый комплекс. В пределах рассматриваемой области в настоящее время выявлено около десятка структур подобного типа.

В типичных разрезах троговый комплекс, описанный в западной части Алданского щита, подразделяется на три серии (снизу вверх): борсалинскую, субганскую и тасмиэлинскую (Миролюк, 1966; Петров, 1974). Борсалинская серия мощностью до 4000 м сложена биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, амфиболитами, кварцитами, в том числе железистыми. Эти толщи принадлежат к метаморфизованным отложениям терригенно-вулканогенной и железисто-кремнистой формаций. Субганская серия (мощность до 3000 м) сложена разнообразными тальк-карбонат-хлоритовыми, тремолит-актинолитовыми, мусковит-хлоритовыми, биотит-амфиболовыми, амфиболовыми сланцами, метавулканитами основного и среднего состава, железистыми кварцитами и реже мраморами. Набор пород характеризует серию как терригенно-вулканогенную. Тасмиэлинская серия (2000 м) существенно терригенная. Она состоит из хлорит- и мусковитсодержащих гранат-ставролит-слюдяных, фибролит-биотитовых и других сланцев, железистых кварцитов, метаморфизованных конгломератов (с галькой гранитов и кварцитов) и песчаников. Следует подчеркнуть, что между этими сериями неизвестны четкие стратиграфические взаимоотношения. Предполагается, что между ними имеются несогласия и размывы.

Для трогового комплекса Джугджуро-Становой области характерна изменчивость состава отложений в различных структурах, что не позволяет проводить строгую корреляцию разрезов метаморфических толщ, развитых в различных трогах. Вместе с тем в пределах области можно выделить три группы трогов, каждая из которых объединяет структуры, однотипные по формационной природе выполняющих их отложений.

Первая группа объединяет трогои, располагающиеся в зоне Станового глубинного разлома. Среди них наиболее крупный (ширина до 20 км и протяженность более 200 км) и хорошо изученный Каларский трог, находящийся на западном фланге Станового разлома. Этот трог выполнен мощной (до 3000 м) толщей пород, состоящей из трех пачек (Федоровский, 1972). Нижняя пачка представлена биотитовыми, роговообманково-биотитовыми и актинолитовыми кристаллическими сланцами с редкими прослоями мраморов, кварцитов, кварц-биотитовых сланцев и ортоамфиболитов. Мощность пачки 500—700 м. Средняя пачка (мощностью 1500 м) образована кварц-биотитовыми и двуслюдяными сланцами (с реликтами бластоосаммитовых структур); отмечаются редкие слои метагравелитов и метаконгломератов, кварцитов, в том числе и железистых. Пачка насыщена мощными (до 300 м) силлами габбро и габбро-амфиболитов. Верхняя пачка сложена кварцитами, часто слюдястыми, биотитовыми, гранат-биотитовыми, кварц-актинолит-магнетитовыми кристаллическими сланцами, изредка метаконгломератами. Отмечаются пласты ортоамфиболитов и силлы метагаббро. Мощность пачки 1000 м. В центральной части Каларского трога встречаются относительно мощные пласты мраморов (до 50 м). Другие трогои, расположенные в зоне Станового разлома, в целом сложены теми же разновидностями пород, что и Каларский трог. Всюду преобладают биотитовые микрогнейсы, слюдястые сланцы, при подчиненном количестве кварцитов, ортоамфиболитов и карбонатных пород. Следует подчеркнуть, что количество амфиболитов и мраморов заметно возрастает в Удско-Майском и Купурином трогах, расположенных на крайнем восточном фланге Станового разлома. Здесь отложения трогового комплекса отнесены соответственно к удско-майской и купуринской сериям мощностью более 6000 м. По составу главных типов пород образования трогов

первой группы можно коррелировать с субганской и тасмиэлинской сериями трогового комплекса Алданского щита. Ведущая роль здесь принадлежит отложениям терригенной и терригенно-карбонатной формаций при подчиненной роли вулканогенных пород (Глуховский и др., 1976).

Ко второй группе относится Усть-Гилюйский трог на юге Джугджуро-Стаповой области. Его ширина достигает 35 км при протяженности более 450 км. Он приурочен к Южно-Тукурингскому разлому. Метаморфические толщи этого трога в восточной его части отнесены к усть-гилюйской серии (Рассказов, Ялынычев, 1972), а в западной — к никиткинской серии (Шульдинер, Озерский, 1967). Обе серии (составляющие комплекс Усть-Гилюйского трога) представлены биотит-амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, часто гранатсодержащими. Мощность отложений Усть-Гилюйского трога составляет 7000 м. Комплекс подразделяется на три очень близкие по составу свиты: арбинскую, мотовинскую и минжакскую в восточной части трога и папьевскую, утаканскую, часовинскую в западной. Эти свиты хорошо коррелируются между собой, причем в составе нижних свит преобладают роговообманковые породы, в составе средних — биотитсодержащие, а для верхних характерен смешанный состав. Отложения Усть-Гилюйского трога по формационному составу близки к борсалинской серии Алданского щита, отличаясь от нее отсутствием железистых кварцитов (терригенно-вулканогенный тип, Глуховский и др., 1976).

Третью группу шовных структур представляет Джелтулакский трог, приуроченный к Ньюжинскому разлому, пересекающему Джугджуро-Стаповую область по диагонали с северо-запада на юго-восток. В строении этого трога принимают участие три толщи. Нижняя толща сложена амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, амфибол-биотитовыми, гранатсодержащими биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, амфиболитами, реже кварц-магнетит-амфиболовыми породами и железистыми кварцитами. Мощность 3000 м. Средняя толща начинается метаконгломератами с хорошо окатанной галькой гранитов и реже кварцитов, цемент — биотитовый микрогнейс. Далее следуют биотитовые микрогнейсы (редко с гранатом) с прослоями амфиболитов и железистых кварцитов. Мощность до 1200 м. Верхняя толща представлена гранат-биотитовыми, гранат-биотит-ставролитовыми сланцами, иногда с андалузитом, дистеном и турмалином; двуслюдяными и хлорит-актинолитовыми сланцами. Редко отмечаются метаморфизованные диабазы, дациты и риолиты. Мощность около 2000 м. Эти толщи ранее относились к джигдалинской, урюмской и чимчанской свитам иликанской серии станового комплекса. Они хорошо сопоставляются соответственно с борсалинской, субганской и тасмиэлинской сериями трогового комплекса Алданского щита.

В пределах трогов и вблизи них, среди гранито-гнейсов и мигматитов станового комплекса, развиты интрузии метагаббро, метагипербазитов, а также палингено-метасоматические гранитоиды. Обычно трогии имеют разрывные ограничения, которые часто залечены протерозойскими гранитами, развитыми как по породам станового комплекса, так и по образованиям трогового комплекса. Отложения трогового комплекса интенсивно дислоцированы и слагают крутые моноклинали или в различной степени сжатые синклинали складки.

Возраст трогового комплекса определяется на основании следующих данных. Некоторые исследователи, основываясь на изучении метаморфизма пород борсалинской серии и данных радиологических определений возраста прорывающих их габброидов, относят низы комплекса к верхнему архею. Субганскую и тасмиэлинскую серии на основании определений радиологического возраста прорывающих габброидов (2450 млн. лет) и пегматитов (1860—2030 млн. лет) относят к нижнему протерозою (Миролюк, 1966; Петров, 1974). Все эти определения датируют, естественно,

лишь верхний предел времени формирования трогового комплекса, возраст которого в целом не может пока определяться точнее, чем верхнеархейский — нижнепротерозойский.

По формационному составу, характеру складчатых структур, а также взаимоотношениям с гранитоидами гнейсового фундамента образования трогового комплекса имеют много общего с позднеархейскими комплексами зеленокаменных поясов древних щитов Гондванских платформ и Северной Америки. По-видимому, формирование шовных прогибов (трогов) отвечает вполне определенному этапу тектонической эволюции Джугджуро-Стаповой области, когда в основном уже сформировался гранитизированный катархейско-нижнеархейский цоколь и стало возможным заложение линейных структур рифтового типа. Однако интенсивное тектоно-магматическое преобразование материала земной коры в это время еще не закончилось и процессы гранитизации играли существенную роль, хотя и были уже локализованы в пределах относительно узких зон, ограничивавших шовные прогибы.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Отложения нижнего протерозоя имеют ограниченное развитие в Джугджуро-Становой области. Они представлены метаморфизованными конгломератами с галькой всех более древних пород, гравелитами, песчаниками, в том числе медистыми, а также двуслюдяными сланцами (иногда с графитом), седиментационными брекчиями, мраморами и кварцитами. Породы этого комплекса залегают с разрывом и угловым несогласием на более интенсивно метаморфизованных отложениях трогового комплекса в пределах Джелтулакского трога, слагая толщу мощностью около 2000 м (джелтулакская серия). На востоке области в бассейне р. Купури известна аналогичная толща конгломератов, песчаников и филлитов суммарной мощностью до 200 м. Эта толща также залегают на образованиях трогового комплекса и сопоставляется с джелтулакской серией.

По формационной природе отложения джелтулакской серии сходны с толщей удоканской серии Алданского щита, которая в стратотипической местности на хребтах Кодар и Удокан имеет мощность до 13 000 м. Предполагают, что отложения удоканской серии и ее аналогов (в частности, джелтулакской серии) могли иметь широкое развитие, покрывая в раннем протерозое в виде протоплатформенного чехла всю Джугджуро-Становую область (Глуховский и др., 1972). Однако не менее вероятным кажется предположение и о том, что нижнепротерозойский комплекс является верхним элементом трогового комплекса, для которого, как известно, очень характерны молассоидные формации весьма изменчивого состава и мощности. При такой трактовке нижнепротерозойский комплекс может рассматриваться как авлакогенный, т. е. отвечающий наиболее ранним этапам платформенного режима области.

* *
*

Заканчивая краткую характеристику докембрийских комплексов Джугджуро-Стаповой области, можно наметить следующие общие особенности ее тектонической эволюции. Джугджуро-Становая область выступает прежде всего как пояс распространения древнейших докембрийских комплексов, сопоставимых с самыми нижними горизонтами катархейско-архейских образований фундамента Сибирской платформы. Эти древнейшие комплексы имеют гипербазит-базитовый состав и могут рассматриваться как принадлежащие к протофиолитовой ассоциации. В этом от-

ношении они сходны с гранулит-базитовыми комплексами окраиноконтинентальных чарнокитовых поясов многих древних платформ. В то же время Джугджуро-Становая область является зоной исключительно активного тектоно-магматического преобразования древнейших докембрийских комплексов, определившего широкое развитие гетерогенных полиметаморфических комплексов типа станового. Существенно, что эти процессы получили здесь значительно более сильное развитие, чем в породах фундамента Сибирской платформы. Высокая тектоническая мобильность области в известной мере сохранилась в нижнепротерозойское время и выразилась как в заложении системы шовных (троговых) прогибов, так и в исключительной продолжительности процессов гранитизации, захвативших, видимо, весь ранний протерозой. В конце раннего протерозоя здесь устанавливается платформенный режим, однако тектоническая подвижность Джугджуро-Становой области неоднократно проявляется и в последующей (фанерозойской) истории геологического развития.

ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Докембрийские образования Верхояно-Чукотской складчатой области вскрываются в зоне восточного обрамления Сибирской платформы (Сетте-Дабанский антиклинорий, Хараулахский выступ, Билляччанская зона), на ограниченных по размерам участках Индигиро-Колымского региона (Момский, Полоусненский, Ляховский, Приколымский антиклинории, Алазейское поднятие Колымского массива), а также в пределах выступов метаморфического основания Охотского, Омолонского, Тайгоносского и Чукотского срединных массивов (рис. 19).

В результате геофизических исследований (Давыдова и др., 1964; Мокшанцев и др., 1968; Филимонов, 1975) установлено, что на территории северо-восточной окраины Азии и прилежащих шельфовых морей повсеместно распространены континентальный и субконтинентальный типы земной коры. Рассматривая выходы на поверхность древних метаморфиче-

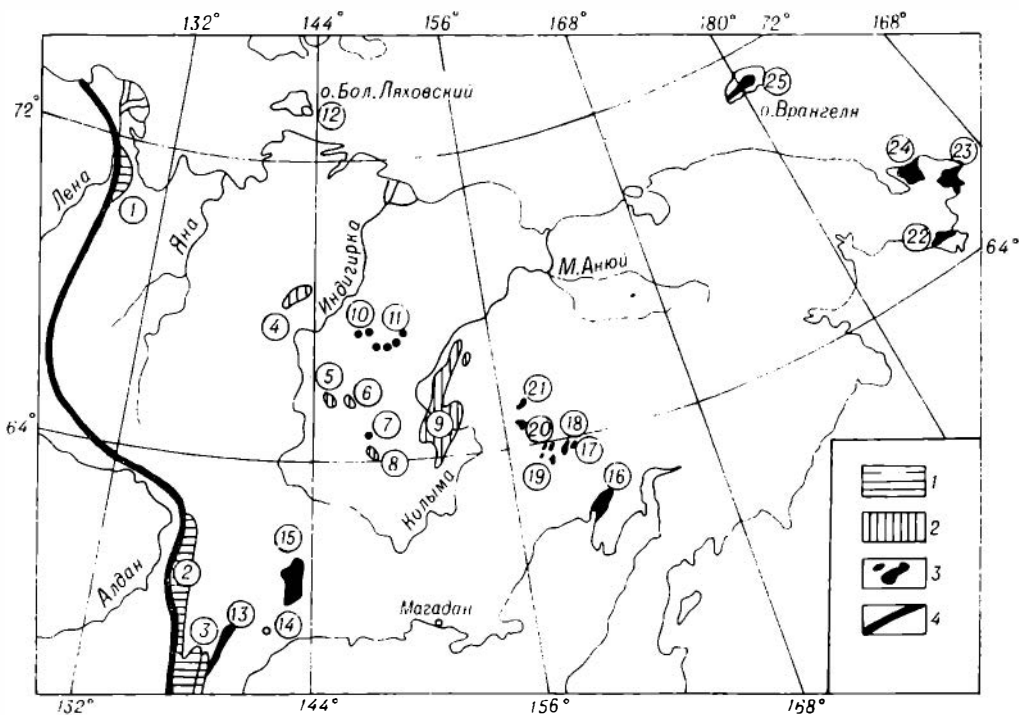


Рис. 19. Схема выходов докембрия Верхояно-Чукотской складчатой области.

1 — выходы докембрия в области складчатого обрамления Сибирской платформы; 2 — выходы докембрия в Индигиро-Колымском регионе; 3 — выходы докембрийского основания срединных массивов и складчатых зон Приохотско-Чукотского региона; 4 — граница платформы. Цифрами на схеме показаны выходы докембрия: 1 — Хараулахский, 2 — Сетте-Дабанский, 3 — Билляччанский, 4 — Уяндинский, 5 — Тирехтяхский, 6 — Иченский, 7 — Журский, 8 — Уочатский, 9 — Приколымский, 10 — Бадярихинский, 11 — Алазейский, 12 — Ляховский, 13 — Верхне-Майский, 14 — Юровский, 15 — Кухтуйский, 16 — Авековский, 17 — Ауланджинский, 18 — Закоронный, 19 — Верхне-Омолонская группа, 20 — Коргодонский, 21 — Булунский, 22 — Пенкигнейский, 23 — Уэленский, 24 — Колючинский, 25 — Врангелевский.

ческих образований в качестве выступов «гранитно-метаморфического» слоя, можно полагать, что в этом регионе архейско-протерозойские гнейсы и кристаллические сланцы повсеместно подстилают более молодые отложения «осадочного» слоя. Исследуя остаточные аномалии поля силы тяжести, Б. Н. Филимонов (1975) показал значительные латеральные неоднородности строения земной коры и, в частности, «гранитно-метаморфического» слоя. В Верхояно-Чукотской складчатой области на фоне осредненного гравитационного эффекта наблюдаются участки с избытком и недостатком масс, соответствующие, по мнению Б. Н. Филимонова, зонам проявления базификации и гранитизации «гранитно-метаморфического» слоя. Характерно, что зоны гранитизации образуют почти непрерывный пояс от Северного Приохотья на юго-западе до Чукотского полуострова на северо-востоке. Этот пояс осложнен обычно поперечными локальными зонами проникновения пнтрुзий кислого, основного и ультраосновного состава, и к нему тяготеют наиболее значительные выступы кристаллического «основания» Верхояно-Чукотской складчатой области: Кухтуйский (Охотский массив), Коркодонский, Ауланджипский (Омолонский массив), Уэленский, Колочинский (Чукотский массив) и ряд других (см. рис. 19). Во внутренних частях складчатой области зоны гранитизации обособляются «пятнами» и не всегда соответствуют положению известных выходов метаморфических пород докембрия. По-видимому, зональность строения «гранитно-метаморфического» слоя земной коры отражает закономерности строения древнего кристаллического «основания» складчатой области, еще не до конца выявленные.

ОБЛАСТЬ ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сетте-Дабанский антиклинорий

В Сетте-Дабанском антиклинории в сводах крупных гребневидных и куполовидных структур, приуроченных к висячим крыльям крупных взбросо-надвигов, установлены докембрийские осадочные образования. В мульдах они перекрываются относительно маломощным кембрием, а также ордовиком, карбоном и юрой.

В составе докембрия Сетте-Дабанского антиклинория выделяются нижний, средний, верхний рифей и юдомский комплекс (венд). Наиболее полные разрезы вскрываются на севере антиклинория в Горностахской антиклинали и в верховьях р. Май. По данным А. А. Константиновского (1974), в верховьях р. Май в основании верхнего докембрия залегают конкулинская и гонамская свиты нижнего рифея, представляющие единую (1800 м) толщу кварцевых песчаников с линзами доломитов в верхней части. Другие исследователи (Семихатов, 1974; Ставцев и др., 1974) нижнего рифея здесь не выделяют.

В целом разрез верхнего докембрия характеризуется чередованием терригенных и карбонатных пачек (табл. 6). Терригенные породы преобладают в нижней и верхней частях разреза, а карбонатные — в средних частях. Среди терригенных пород преобладают кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники; обычно красноцветные и зеленоцветные алевролиты и мергели. Среди карбонатных пород преобладают строматолитовые доломиты и известняки. В лахандинской, ципандинской и светлинской свитах строматолиты являются порообразующими. В них наблюдались огромные биогермы, которые вполне сопоставимы с коралловыми постройками фанерозоя (Серебряков, 1975).

Мощности верхнедокембрийских образований скачкообразно, по разломам, увеличиваются в восточном направлении и достигают максимальных значений (до 10—12 км) на восточном склоне Горностахской и Нетской

Схема расчленения верхнего докембрия Сетте-Дабана

<p>Горностахская антиклиналь и р. Аллах-Юнь, по И. Г. Шаповаловой (1974), И. Г. Шаповаловой и В. А. Ян-жин-шину (1974)</p>	<p>Верховья р. Май по А. А. Безру (1965), А. А. Константинопскому (1974), С. В. Нужинову (1967), М. А. Семихатову (1974), А. Л. Ставцеву и др. (1974)</p>
<p>Юдомская свита — известняки, доломиты, песчаники (200—550 м)</p> <p>Верхний рифей. Усть-кирбинская свита — тонкое переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников (350 м), кварц-полевошпатовые песчаники и алевролиты (430 м), граувакковые и полимиктовые песчаники (300)</p> <p>Кандыкская свита — полевошпатово-кварцевые песчаники, редко песчанистые доломиты (0—2000 м)</p> <p>Игнпьянская свита — известняки красные, доломиты (170—300 м)</p> <p>Средний рифей. Нельканская свита — глинистые сланцы и алевролиты; известняки (350 м)</p> <p>Мильконская свита — пачка алевролитов и известняки (200—275 м)</p> <p>Кумахинская свита — доломиты с прослоями алевролитов (200—250 м)</p> <p>Ципандинская свита — доломиты (280—420 м)</p> <p>Малгинская свита — серые и красные известняки и мергели (240—400 м)</p> <p>Мускельская свита — серые сланцы и алевролиты с прослоями песчаников (320 м); красноцветные мергели; песчанптые известняки, аргиллиты (120 м)</p> <p>Бикская свита — серые и зеленовато-серые песчаники и алевролиты (120—510 м)</p> <p>Светлинская свита — доломиты (50—200 м), алевролиты и песчаники с линзами известняков (65—150 м); тонкослоистые алевролиты и доломиты (25—170 м)</p> <p>Талыпская свита — кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, красные аргиллиты (150—400 м)</p> <p>Нижний рифей. Димская свита — песчаники известковистые, алевролиты, доломиты, прослой пестроцветных аргиллитов (350 м); доломиты с прослоями алевролитов и кварцевых песчаников (350 м); алевролиты, аргиллиты, песчаники кварцевые и кварц-полевошпатовые, редко доломитовые известняки (350 м)</p> <p>Трехгорная свита — внизу алевролиты, доломитистые песчаники, вверху доломиты (180 м)</p>	<p>Юдомская свита — доломиты, в основном песчаники (220—500)</p> <p>Верхний рифей. Усть-кирбинская свита — алевролиты и глинистые сланцы (600—1400 м)</p> <p>Джабатымская свита — кварцевые и полимиктовые песчаники (500—1500)</p> <p>Кандыкская свита — переслаивание кварцевых песчаников и алевролитов (600—1300 м)</p> <p>Средний рифей. Лахандинская свита — чередование пачек глинистых сланцев и известняков (900—1000 м)</p> <p>Ципандинская свита — доломиты (400 м)</p> <p>Малгинская свита — известняки и пестроокрашенные глинистые сланцы (400) м</p> <p>Омшинская (тоттинская) свита — алевролиты и глинистые сланцы (1000 м)</p> <p>Светлинская (челаспнская свита) — доломиты (500—600—1630 м)</p> <p>Талынская (манльская) свита — алевролиты и песчаники (750—900—1450 м)</p> <p>Нижний рифей*. Гонамская и конкулинская свиты нерасчлененные — преимущественно кварцевые песчаники, линзы доломитов, глауконитов, железистых песчаников, в основании конгломераты, общая мощность 1800 м</p>

* По данным М. А. Семихатова (1974), А. Л. Ставцева и др. (1974), нижний рифей отсутствует.

антиклиналей. Ось позднекембрийского прогиба, заключенного между восточными склонами Алданской антеклизы и Охотским массивом, проходила, по-видимому, вдоль Бурхалинского разлома. В сторону осевой части прогиба наблюдается замещение мелководных и прибрежно-морских отложений более глубоководными (Давыдов, 1975).

С запада на восток отмечается довольно резкое изменение вещественного состава. Так, верхнерифейские отложения, четко разделяемые на западе (Нельканская антиклиналь) на песчаниковую кандыкскую и глинисто-алевролитовую усть-кирбинскую свиты общей мощностью до 1600 м, уже

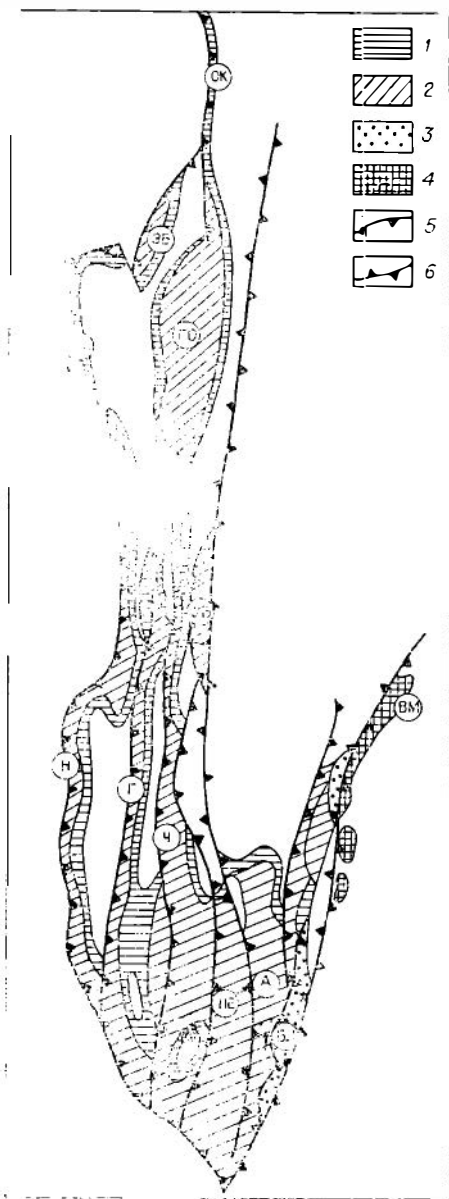


Рис. 20. Геологическая схема Сетте-Дабанского горст-антиклинория.

1, 2 — верхний докембрий (1 — венд, 2 — рифей); 3 — средний докембрий, 4 — нижний докембрий; 5 — надвиги; 6 — сдвиги и сбросы. Буквенные обозначения — гребневидные и брахиформные антиклинали: А — Айлинская, Г — Гувиндинская, ГО — Горностахская, КЛ — Кыллахская, Н — Нельканская, НЕ — Нетская, ОК — Окраиной цепи, УБ — Улахан-Бамская, Ч — Челатская, ЭБ — Эбейке-Хайтинская. Другие структуры: ВЛ — Виликчанский грабен, ВМ — Верхне-Майский выступ.

в том же районе на руч. Шорох юдомская свита ложится на верхний рифей также с угловым несогласием.

В докембрии Сетте-Дабана довольно отчетливо выделяются западная, Майско-Томпонская (Кыллахская), и восточная, Верхне-Майская, структурно-фациальные зоны. В западной зоне мощность верхнедокембрий-

на расстоянии 60 км сменяются практически единой песчаниково-алевролитовой толщей мощностью более 3000 м. При этом кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники замещаются полимиктовыми. Юдомская свита на западе имеет мощность около 200 м и сложена в основном доломитами; на востоке, в зоне Бурхалинского разлома, мощность резко увеличивается до 500 м и более, и в разрезе появляются крупные пачки песчаников и алевролитов.

Формационный состав позднедокембрийских образований практически не изучался. На этот счет существуют пока только самые общие представления, основанные на анализе стратиграфических разрезов (табл. 7).

Сетте-Дабанский антиклинорий в западной и южной частях, почти нацело сложенных верхним докембрием и кембрием, имеет ленточное строение. В его пределах выделяются узкие (6—10 км) протяженные (до 400 км) Нельканская, Гувиндинская, Челатская, Улахан-Бамская и другие приразломные антиклинали. Восточные их крылья относительно пологие (20—40°), западные — крутые (60—90°), нередко опрокинутые, растущие по плоскостям крупных надвигов (рис. 20, 21). Современный облик эти структуры приобрели в мезозое, но некоторые деформации в Сетте-Дабане имели место и в позднем докембрии. Так, в своде крупной Горностахской антиклинали средний рифей залегает на нижнем с угловым несогласием. Это отчетливо видно на руч. Светлом, где нижний рифей падает по азимуту 70° под углом 10°, а средний — по азимуту 115° под углом 30°. Небольшое угловое несогласие практически повсеместно устанавливается в основании юдомской свиты. На восточном крыле Горностахской антиклинали на руч. Саллар, по данным В. А. Яли-жиш-шина, юдомская свита залегает на среднем рифее, причем угловое несогласие между ними достигает 30°;

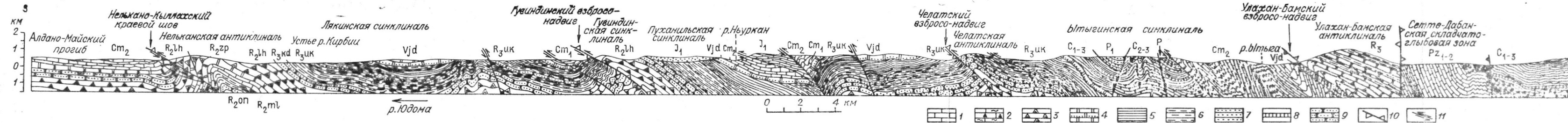


Рис. 21. Тектонический профиль через Сетте-Дабанский горст-антиклинорий по р. Юдоме.

1 — известняки; 2 — глинистые и битуминозные известняки; 3 — водорослевые известняки и доломиты; 4 — доломиты; 5 — глинистые сланцы; 6 — алевролиты; 7 — чередование алевролитов и песчаников; 8 — кремнистые породы; 9 — песчаники; 10 — крупные разломы; 11 — прочие разломы.

Осадочные формации Сетте-Дабанского горст-антиклинория

Возраст (свиты)	По А. К. Башарину (1967)	По К. Б. Мокшанцеву и др. (1964)	Тектоника Якутии (1975)
Венд (юдомская свита)	Доломитовая		Терригенно-карбонатная; молассоидная терригенно-карбонатная
Верхний рифей	Зеленоцветная терригенная	Красноцветная молассовая	Молассоидная терригенная
Средний рифей	Доломитово-известняковая	Известняково-доломитовая	Карбонатная
Нижний рифей	Красноцветная терригенная	Сероцветная терригенная	Флишоподная терригенно-карбонатная

ских отложений постепенно увеличивается в восточном направлении, по разрез их в целом близок к разрезам разновозрастных отложений Учуро-Майского района восточного склона Алданской антеклизы. В восточной зоне по Бурхалинскому разлому существенно изменяется состав юдомской свиты, верхнего и среднего рифея (рис. 21).

Позднедокембрийский возраст образований Сетте-Дабанского антиклинория хорошо обоснован органическими остатками (строматолиты, микропроблематика), а их разрезы могут рассматриваться в качестве стратотипических (Нужнов, 1967; Семихатов, 1974; Шаповалова, 1974; Семихатов и др., 1970). Однако радиологических датировок рифея здесь мало. Только М. А. Семихатовым (1974) для талынской свиты южной части Юдомо-Майского прогиба приводятся цифры 1250—1270 млн. лет (K-Ar метод, по глаукониту), а для тоттинской свиты — 1030 млн. лет. Для юдомской свиты северной части Сетте-Дабана получены цифры 620, 650 млн. лет.

Рифейские отложения Юдомо-Майского прогиба и Сетте-Дабана большинством исследователей относятся к миогеосинклинальным образованиям (Нужнов, Ярмолюк, 1959; Нужнов, 1967; Беэр, 1965; Башарин, 1967; Мокшанцев и др., 1968). На это указывают их формационный состав и огромные мощности, которые почти на порядок превышают мощность разновозрастных толщ востока Сибирской платформы и Охотского массива. В отличие от этого юдомские отложения западной Нелькано-Кыллахской структурно-фациальной зоны по вещественному составу и мощностям практически ничем не отличаются от разновозрастных толщ востока Сибирской платформы, и поэтому с полным основанием относятся к платформенным образованиям. В Верхне-Майской структурно-фациальной зоне их мощность удваивается, в разрезе появляются пакки терригенных пород (на восточном крыле Горностахской антиклинали), и поэтому они с большой долей условности считаются молассоидными.

Имеются и другие представления о строении рассматриваемого региона. Так, Ю. М. Пуцаровский (1972) выделяет здесь Кыллахскую зону глыбово-складчатых резонансно-тектонических структур, Л. И. Красный (Геологическое строение..., 1966) — Сетте-Дабанский перикратонный прогиб, А. Л. Ставцев (1965) — внутриплатформенную структуру и т. д.

Магматические образования верхнего докембрия в Сетте-Дабанском антиклинории представлены многочисленными sillами диабазов, слагающими до половины стратиграфический разрез верхов среднего и верхнего

рифья Челатской и Улахан-Бамской антиклиналей. На восточном крыле Горностахской брахиантиклинали доюдомский возраст этих силлов устанавливается прямыми наблюдениями (см. рис. 21). Силлы представлены разнозернистыми диабазами и габбро-диабазами с офитовой, реже гранулитоофитовой и пойкилоофитовой структурами (Ян-жин-шин, Иноземцева, 1973). Возможно, к позднему протерозою относится также горноозерский комплекс ультраосновных и основных интрузий центрального типа, хотя в последнее время многие считают его более молодым среднепалеозойским (Левашов, 1975). А. И. Тугариновым урано-ториево-свинцовым методом по гатчетолиту и полимингиту из карбонатов Горноозерского массива получены цифры 600—650 млн. лет, тогда как возраст слюды из нефелиновых сиенитов и карбонатитов по калий-аргоновому методу составляет 280—250 млн. лет (Левашов, 1964).

БИЛЯКЧАНСКАЯ ЗОНА

В узкой (шириной до 15 км), но протяженной (до 250 км) зоне, вытянутой вдоль Билякчанского разлома, развиты отложения среднего докембрия, выполняющие одноименный грабен, площадью примерно 2500 кв. км. На характер разреза этой структуры существуют две точки зрения. Согласно данным А. А. Константиновского (1974), здесь распространены вулканогенные отложения общей мощностью более 5 км. По В. С. Когену и др. (1974), в основании разреза Билякчанского грабена залегают метаморфические толщи мощностью 3—5 км, в то время как верхняя часть разреза сложена метаморфизованными терригенными отложениями (табл. 8.)

Сейчас трудно судить о том, чья схема окажется верной, так как приуроченность выходов докембрия Билякчанского грабена к глубинному разлому, сильный катаклиз и милонитизация пород осложняют их изучение. Трудно судить и о формационной принадлежности этих толщ. По А. А. Константиновскому, в Билякчанском грабене распространены типичные наземные вулканиты и грубые красноцветные молассовые отложения, выполняющие межгорный прогиб, одновозрастный Улканскому прогибу на Сибирской платформе. В. С. Коген и др. (1974) нельбачанскую толщу сравнивают по условиям залегания, составу, характеру метаморфизма с древними доудоканскими троговыми толщами Алданского щита, а обра-

Т а б л и ц а 8

Разрезы Билякчанского грабена

По А. А. Константиновскому (1974)	По В. С. Когену и др. (1974)
<p>Средний протерозой (сверху вниз). Биридинская свита — красноцветные песчаники, потоки порфиритов и порфиroidов (350 м)</p> <p>Элгетейская свита — чередование лав кислого состава и красноцветных песчаников (более 2800 м)</p> <p>Улкачанская свита — песчаники, кварциты, хлоритизированные алевролиты, хлоритовые сланцы по миндалекаменным порфиритам (1400 м)</p> <p>Топориканская свита — грубозернистые песчаники и гравелиты (500 м)</p>	<p>Верхний архей (?) — нижний протерозой (сверху вниз). Билякчанская толща — белые и красные метапесчаники; встречаются прослой гравелитов, метаморфических зеленых и углистых сланцев (3000—4000 м)</p> <p>Нельбачанская толща — актинолитовые, цоизит-актинолит-плагноклазовые, эшдот-хлоритовые и другие зеленые сланцы, рассланцованные спилиты и андезиты (1500—2500 м)</p> <p>Актинолит-биотитовые «очковые» гнейсы, зеленые сланцы с реликтами миндалекаменных текстур, присутствуют тела актинолитизированных широксенитов (2500 м)</p>

зования Билякчанской толщи — с отложениями удоканской серии и низами разреза в Улканском прогибе.

Взаимоотношение среднедокембрийских образований Билякчанского грабена с подстилающими толщами не установлено, поскольку они граничат с древним докембрием Верхне-Майского поднятия Охотского массива по Билякчанскому разлому. По данным А. А. Константиновского, среднепротерозойские толщи Билякчанского грабена несогласно перекрываются нижнерифейской конкулинской свитой, постепенно переходящей в гонамскую. Изотопных датировок из описываемых отложений нет. Их возраст обосновывается сопоставлениями с образованиями Алданского щита. Вместе с тем тот же исследователь указывает, что в средней части элгетейской свиты в бассейнах рек Горбукан и Средний Горбукан В. Е. Забродин обнаружил онколиты и катаграфии плохой сохранности.

По материалам А. А. Константиновского, среднепротерозойские образования Билякчанского грабена прорваны мелкими интрузиями гранитоидов, сходными с улканскими. Гальки этих гранитоидов встречаются в базальных горизонтах конкулинской свиты. По В. С. Когену и др. (1974), нельбачанская толща прорвана телами базитов, гипербазитов, гранофировых гранитов, близкими к нижнепротерозойским интрузиям Алданского щита и Становика.

Туора-Сисский (Хараулахский) выступ

В Туора-Сисском выступе выходы докембрия приурочены к сводам Булкурской, Лево-Кенгдейской (Томбойукской), Чекуровской и Верхне-Кенгдейской антиклиналей (рис. 22). Эти структуры располагаются на правом берегу нижнего течения р. Лены и являются, по нашему мнению, передовыми складками Хараулахского антиклинория, хотя иногда их рассматривают как выступы основания Предверхоаянского краевого прогиба (Снятков, 1958; Виноградов, 1965). Общая площадь выходов верхнего докембрия в этих структурах достигает 425 кв. км.

В разрезе позднего докембрия здесь выделяются охарактеризованные органическими остатками средне-верхнерифейские и вендские образования суммарной мощностью около 2000 м, образующие единую карбонатную формацию (Виноградов, Соболевская, 1958; Коробов, 1963; Комар, 1966; Крылов и др., 1971).

Наиболее полный разрез рифея и венда вскрывается в Чекуровской антиклинали. В его основании залегает уктинская свита (150—200 м), сложенная алевролитами и кварцевыми песчаниками с пластами доломитов в кровле. Вышележащая эселехская свита (520—600 м) представлена в основном белыми и серыми строматолитовыми доломитами, в верхней части которых (пос. Чекуровка) располагаются отторженцы кварцитов, достигающие очень крупных размеров (до 30 × 100 м). Следующая — нелгерская — свита (230—240 м) сложена серыми и желтовато-серыми известняками с редкими прослоями известковистых сланцев.

Охарактеризованные свиты по комплексу строматолитов и фитолитов относятся к среднему рифею. Верхний рифей представлен сизтачанской свитой (370—380 м), сложенной ритмично чередующимися 5—6-метровыми пачками красных и зеленых мергелей и известковистых алевролитов с 1—3-метровыми пластами серых известняков. В кровле свиты выделяется 30-метровая пачка серых доломитов с биогермами строматолитов. К вендскому (юдомскому) комплексу относится хараютехская свита, залегающая на сизтачанской свите со стратиграфическим несогласием. Она сложена серыми и черными битуминозными известняками и доломитами мощностью

около 420 м, в основании которых содержатся два пласта полимиктовых песчаников. В разрезе верхнего докембрия хр. Туора-Сис встречается большое количество силлов диабазов позднедокембрийского — раннепалеозойского возраста (рис. 23).

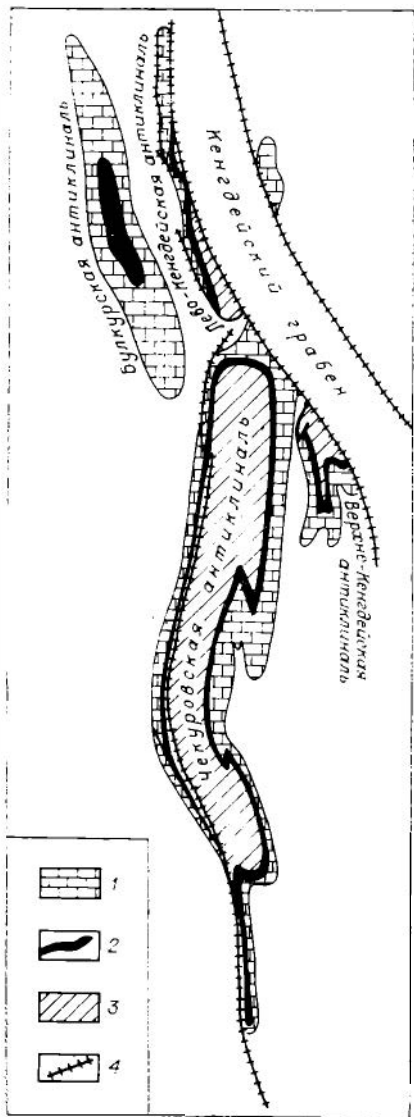


Рис. 22. Геологическая схема Туора-Сисского выступа.

1 — карбонатные породы кембрия; 2 — венд (характерная свита); 3 — рифей; 4 — разломы.

ные структурные перестройки здесь происходили в позднем докембрии и начале палеозоя. Так, мощность только вскрытой части рифея в сводах антиклиналей Туора-Сисского выступа более 1400 м, а в прилегающем Оленекском своде не превышает 450 м. В то же время мощности юдомского комплекса на Оленекском поднятии и Туора-Сисском выступе практически одинаковы (Комар, 1966).

Рифейские толщи хр. Туора-Сис одними авторами (Мокшанцев и др., 1968) относятся к миогеосинклинальным, а другими (Виноградов, 1965) — к платформенным образованиям.

Позднепротерозойские образования Туора-Сисского выступа выходят в сводах крупных коробчатых складок. Наиболее простая из них — Булкурская антиклиналь шириной 6 км и длиной до 50 км, в своде выходят отложения хараютехской свиты юдомского комплекса, на крыльях — отложения кембрия, наклоненные под углом до 10—20°. К контакту этих отложений на правом берегу Лены приурочен покров диабазов, обломки которых в виде гальки и отторженцев залегают в нижних базальных частях кембрия. Чекуровская антиклиналь представляет собой асимметричную коробчатую складку шириной 12 км и длиной 75 км. Ширина ее свода колеблется от 2 до 5 км. Крутое западное крыло опрокинато, разорвано надвигом амплитудой свыше 400 м, плоскость которого наклонена на восток под углом 30—35°; на восточном крыле углы падения не превышают 40° (см. рис. 23). Лево-Кенгдейская антиклиналь обрезана на востоке поздне-меловым — палеогеновым Кенгдейским грабеном. Западное ее крыло в свою очередь осложнено надвигом, плоскость которого падает на восток. Южно-Кенгдейская антиклиналь в современной структуре также представляет только часть периклинального окончания более крупной структуры, срезанной Кенгдейским грабеном.

Современный облик охарактеризованные структуры приобрели в позднем мезозое и начале кайнозоя, так как на Туора-Сисском выступе, как и во многих других районах Северо-Востока СССР, в верхнем докембрии и более молодых отложениях, до нижнего мела включительно, фиксируются только параллельные несогласия. Однако анализ мощностей позволяет высказать предположение, что определен-

Полосуенский антиклинорий

В Полосуенском антиклинории выходы докембрия почти целиком слагают Уяндинский блок, их общая площадь составляет примерно 2100 кв. км (см. рис. 19). В разрезе докембрия Г. А. Гребенниковым (1969, 1975) выделяются тирехтяхская, уяндинская и томмотская свиты. Тирехтяхская свита (1300 — 1500 м), залегающая в основании разреза, сложена амфиболитами, амфиболовыми, слюдяно-амфиболовыми, тальково-хлоритовыми и гранат-амфиболовыми сланцами с редкими прослоями мраморов в верхней части, а также метаморфизованными эффузивами основного и среднего состава.

Уяндинская свита сложена ритмично чередующимися кварцитами, мраморами и различными по составу метаморфическими сланцами (гранат-амфиболовыми, гранат-биотитовыми, кварц-биотитовыми, кварц-хлоритовыми и др.). По данным Г. А. Гринберга, в ней, кроме того, имеются гранат-биотит-мусковитовые и ставролит-гранат-биотит-мусковитовые сланцы с дистеном, т. е. метаморфические породы, соответствующие фации дистеновых сланцев. Мощность уяндинской свиты оценивается в 2500 м. Однако для нее характерна мелкая складчатость вплоть до плейчатости, и, таким образом, истинная мощность свиты пока остается неопределенной (рис. 24).

По Г. А. Гринбергу, тирехтяхская и уяндинская свиты Уяндинского блока составляют единую свиту, состоящую из трех подсвит. Нижняя подсвита сложена в основном амфиболитами, средняя — метаморфическими сланцами и мраморами с гранатом, ставролитом и дистеном; верхняя — метаморфическими сланцами и мраморизованными известняками. Породы уяндинской свиты смяты в сложные складки северо-западного простирания.

Выше, по-видимому со структурным несогласием, залегают томмотская свита, сложенная глинистыми песчанистыми известняками, известково-сланцевыми, хлорит-серицитовыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами. Эта свита, имеющая существенно карбонат-

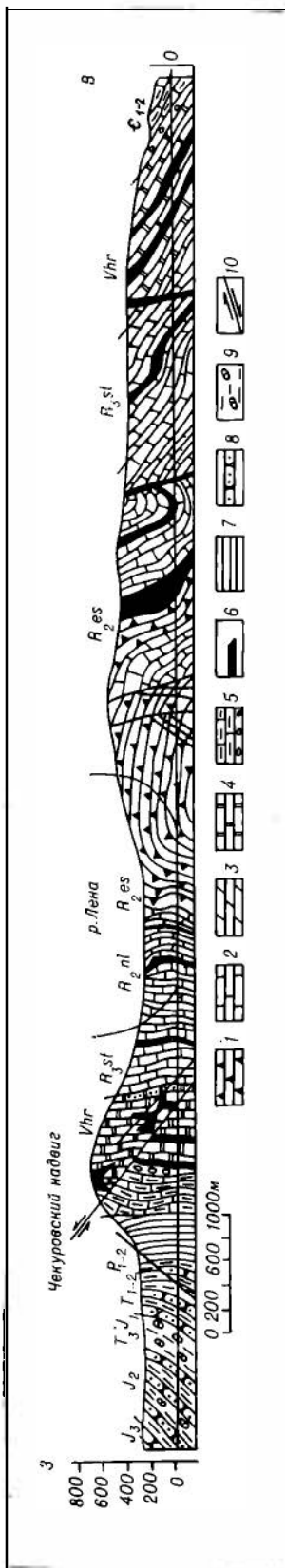


Рис. 23. Геологический профиль через Чекурловскую антиклиналь (Туора-Сисский выступ) в районе пос. Чекуровка.

1 — водорослевые известняки и доломиты эсселекской свиты (R₂es); 2 — известняки неселекской свиты (R₂nl); 3 — мергели и известки неселекской свиты (R₂st); 4 — доломиты и известняки харатохской свиты (Vhr); 5 — глинистые известники и конгломераты в основании кембрия (C₁₋₂); 6 — поровы и слюды диабазов; 7—9 — поздний палеозой — мезозой (7 — глинистые сланцы и алевролиты, 8 — песчаники, 9 — аргиллиты с карбонатно-глинистыми конкрециями); 10 — разломы.



Рис. 24. Схема сопоставления разрезов докембрия Индигово-Колымского региона.

1 — амфиболиты; 2 — мраморы; 3 — известняки и мраморизованные известняки; 4 — мергели; 5 — водорослевые известняки и доломиты; 6 — тиллитоподобные конгломераты и конгломераты; 7 — кварциты; 8 — песчаники; 9 — кристаллические сланцы; 10 — глинистые сланцы; 11 — тектонические границы; 12 — стратиграфические несогласия. Местоположение разрезов: 1 — Уяндинский блок (по Г. А. Гребенникову, 1975); 2 — Приколымский горст-антиклинарий (по А. Г. Кацу и Ю. Т. Николаеву, 1971—1972 гг.); 3 — Алазейское поднятие.

ный состав, разделяется на пять литологических пачек суммарной мощностью около 2500 м (Гребенников и др., 1974). В карбонатных породах обнаружены строматолиты из группы мангинелла, а также микрофитолиты, указывающие на средне-верхнерифейский возраст свиты. Отложения ее в зонах крупных разломов дислоцированы в сложные мелкие складки, а вдали от разломов образуют крупные моноклинали и местами залегают очень полого.

Тот же метаморфический комплекс Уяндинского блока И. Я. Некрасов (1960) расчленяет на четыре свиты. Нижняя—уяндинская—свита

сложена амфиболитами с подчиненным количеством биотит-плагноклаз-амфиболовых и плагноклаз-амфиболовых гнейсов. Амфиболиты представлены кварц-плагноклазовыми, биотит-плагноклазовыми, эпидот-цоизит-плагноклазовыми и гранат-слюдисто-плагноклазовыми разностями.

Вторая, калгынская, свита сложена дистен-биотитовыми, слюдисто-амфиболовыми, гранат-слюдисто-амфиболовыми, тальк-амфибол-слюдистыми и тальк-хлорит-слюдистыми сланцами, переслаивающимися с амфиболитами; присутствуют линзы мраморов, а вверху — горизонты узловатых сланцев. Выше залегает арымылахская свита, сложенная кварц-слюдистыми, полевошпат-слюдистыми, хлорит-карбонатными и слюдисто-карбонатными сланцами, чередующимися с мраморами. Самая молодая — томмотская — свита представлена существенно карбонатными сланцами

и слюдястыми известняками, переслаивающимися с хлорит-карбонатными и слюдисто-карбонатными сланцами.

По данным И. Я. Некрасова, кристаллические толщи Уяндинского блока претерпели двойной метаморфизм. В результате раннего регионального метаморфизма из первично-осадочных и изверженных пород образовались гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы. Под воздействием последующего регрессивного метаморфизма образовались метаморфические сланцы верхних свит и произошло преобразование некоторых амфиболитов и кристаллических сланцев более древних свит в породы зеленосланцевой фации.

Нет сомнений в том, что нижние свиты претерпели региональный метаморфизм и складчатость в докембрии, поскольку обломки слагающих их метаморфических пород содержатся в гальках конгломератов силурийских пород, перекрывающих докембрий с несогласием (Гребенников, 1975). Вместе с тем сильные деформации эта территория испытывала и в позднем мезозое, когда окончательно была сформирована существующая в настоящее время структура Уяндинского блока.

В современной структуре Уяндинский блок имеет покровно-складчатое строение (рис. 25). В его составе можно выделить западную, Секдекунскую, и восточную, Калгынскую, зоны, разделенные между собой меридиональным Томмотским разломом. В Калгынской зоне блок метаморфических пород расчленен субширотными надвигами, плоскости которых падают на север. Наиболее крупным из них является Калгынский надвиг, к висячему крылу которого приурочены все известные здесь тела докембрийских гипербазитов. В Секдекунской зоне надвиги ориентированы в северо-восточном направлении. Наиболее крупный из них — Секдекунский надвиг, плоскость которого падает на юго-восток. По нему докембрийские породы надвинуты на ордовик.

Возраст метаморфических пород Уяндинского блока ранее определялся архейским, протерозойским и даже раннепалеозойским. В настоящее время, после находки строматолитов и микрофитоцитов рифея в томмотской свите, докембрийский возраст пород Уяндинского блока не вызывает сомнений.

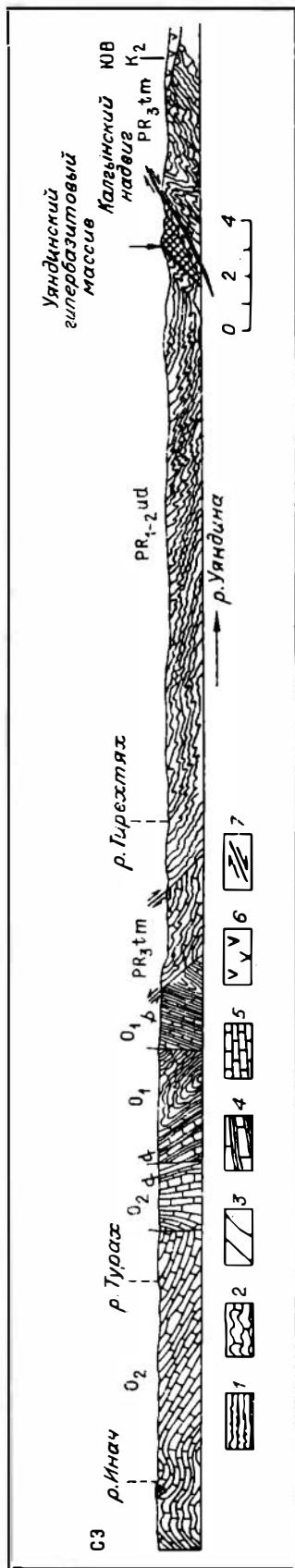


Рис. 25. Геологический профиль через Уяндинский блок.

1 — метаморфизованные породы уяндинской свиты докембрий; 2 — карбонатные породы томмотской свиты (верхний докембрий — PR₁tm); 3 — докембрийские гипербазиты; 4 — известняки и известково-глинистые сланцы нижнего ордовика (O₁); 5 — известняки среднего ордовика (O₂); 6 — покровы базальтов мелового возраста (K₂); 7 — разломы.

Палеонтологические данные подтверждаются и изотопными датировками. Так, калий-аргоновым методом по валовым пробам из тирехтяхской свиты (по данным Г. А. Гребенникова) получен возраст от 655 до 830 млн. лет, из отложений уяндинской свиты — 555—655 млн. лет. Отложения томмотской свиты прорываются гранитоидами с радиологическим возрастом 530—550 млн. лет. Определения радиологического возраста пород по калий-аргоновому методу, приведенные В. В. Горбовым и И. А. Загрузиной (1971), явно занижены, поскольку определения рубидий-стронциевым методом из тех же образцов дают более древний возраст. Например, для амфиболита калий-аргоновым методом получен возраст 275 млн. лет, а рубидий-стронциевым 622 млн. лет; для биотит-амфиболового сланца — соответственно 371 и 555 млн. лет. Учитывая резкое различие в степени метаморфизма томмотской и более древних свит, а также наличие между ними структурного несогласия и различие в вещественном составе, Г. А. Гринберг склоняется к тому, что уяндинскую свиту нужно отнести к нижнему — среднему протерозою.

По вещественному составу тирехтяхская свита близка к вулканогенным спилитовым формациям фанерозоя, а уяндинская свита — к флишевым формациям. Томмотская же карбонатная толща, распространенная на большой площади Уяндинского блока, относится к покровному комплексу.

Г. А. Гребенников (1975) в отличие от Г. А. Гринберга считает, что все три свиты Уяндинского блока составляют единый геосинклинальный комплекс, в котором может быть выделена раннерифейская карбонатно-вулканогенно-терригенная, среднерифейская карбонатно-терригенная флишеидная и позднерифейская терригенно-карбонатная формации.

К метаморфическому комплексу Уяндинского блока приурочены небольшие интрузивные тела. К их числу относятся гипербазиты, вскрывающиеся только в полях тирехтяхской и уяндинской свит. Они тяготеют к крупному Калгынскому надвигу (см. рис. 25). Амфиболиты тирехтяхской и уяндинской свит большей частью представляют собой метаморфизованные покровы и силлы основных пород. Кроме того, в Уяндинском блоке устанавливаются небольшие интрузии гранитоидов, местами прорывающих томмотскую свиту и имеющих возраст 530—550 млн. лет.

Приколымский антиклинорий

Выходы докембрия в Приколымском антиклинории приурочены на севере к двум линейным антиклинальным структурам — Арангас-Каменской и Уямкандинской, а на юге к более или менее изометричным Шаманихинскому и Белоноченскому блокам (см. рис. 19). По площади (около 18 000 кв. км) этот район уступает только Сетте-Дабанскому антиклинорию, но отличается от последнего крайне плохой обнаженностью, в связи с чем стратиграфический разрез в этом регионе разными исследователями толкуется по-разному.

Еще первыми исследователями в разрезе докембрия Приколымья различались два комплекса пород — нижний метаморфический и верхний осадочный. К нижнему метаморфическому комплексу относятся осалинская и орокская свиты. Осалинская свита составляет большую часть Шаманихинского блока, отдельные ее блоки намечаются в Арангас-Каменской и Уямкандинской структурах. Сложена она в Шаманихинском блоке (Шишкин, 1975) двуслюдяными, гранатовыми, амфибол-гранатовыми и кварц-полевошпатовыми кристаллическими сланцами, слюдяными, гранатовыми кварцитами, амфиболсодержащими мраморами, амфибол-эпидотовыми гнейсами, гранито-гнейсами и мигматитами. В более северных районах А. Г. Кац и Ю. Т. Николаев (1971 г.) к той

же свите относят мусковит-серицит-кварцевые, альбит-хлорит-эпидотовые, мусковит-хлорит-кварцевые, биотит-кварцевые, мусковит-гранат-ставролитовые, мусковит-гранат-кварцевые, альбит-хлорит-актинолитовые и кварц-карбонатные сланцы. Породы оссаинской свиты метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Стратиграфически выше с постепенным переходом залегает ороевская свита (2000 м). В ее основании (см. рис. 24) выделяется толща кварцитов, а в кровле — существенно сланцевая толща. Нижняя толща сложена в основном кварцитами, кварцитовидными песчаниками с мусковитом и гематитом, а сланцевая — хлорит-серицит-кварцевыми, биотит-кварцевыми, хлорит-амфибол-кварцевыми, серицит-кварцевыми с хлоритоидом сланцами.

Верхнедокембрийский осадочный комплекс разделяется на чебукулахскую, спиридоновскую и горбуновскую свиты, сложенные практически неметаморфизованными породами. Названная стратиграфическая последовательность является далеко не общепринятой, так как имеются другие стратиграфические схемы.

По данным А. Г. Каца и Ю. Т. Николаева, чебукулахская свита (500—600 м) сложена доломитизированными известняками, доломитами, глинистыми сланцами и алевролитами, песчаниками. Взаимоотношения чебукулахской свиты с подстилающими метаморфическими толщами не установлены.

Спиридоновская свита (2000—2500 м) теми же исследователями делится на две подсвиты. Нижняя сложена кварцевыми, кварц-полевошпатовыми песчаниками с подчиненными прослоями глинистых и глинисто-известняковистых сланцев, гравелитов, песчаников. Местами отмечается несогласное залегание этой подсвиты с конгломератами в основании на оссаинской свите, но в других местах она согласно залегает на чебукулахской. Верхняя подсвита сложена в основном серыми и пестроцветными глинистыми сланцами, серицит-кварц-карбонатными, серицит-кварц-гематитовыми сланцами с подчиненными прослоями доломитов и известняков; кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников.

Разрез завершается горбуновской свитой (600 м), которая с размывом залегает на разных горизонтах спиридоновской свиты. Горбуновская свита сложена в основном доломитами и только в нижней части выделяется 50-метровая пачка косослоистых кварцевых песчаников; отмечаются местами конгломераты.

В составе верхнедокембрийских образований Белоноченского блока, предположительно в спиридоновской свите, описываются не известные в других местах тиллитоподобные конгломераты мощностью до 120—130 м (Фурдуй, 1968). В. Я. Кабаньковым (1972) отмечается резкое увеличение количества терригенного материала в отложениях позднего докембрия на западном склоне Приколымского горст-антиклинория по сравнению с восточным склоном.

В целом стратиграфическое расчленение докембрийских образований Приколымского антиклинория все еще дискуссионно, хотя большинство исследователей выделяют близкие по объему среднедокембрийские и верхнедокембрийские образования. Самые значительные расхождения касаются самых древних образований, возраст которых определяется в основном по положению в разрезе. Надежно устанавливается только возраст верхнедокембрийских образований.

Палеонтологически охарактеризованы отложения чебукулахской свиты (сериит), в которой обнаружены средне- и верхнерифейские строматолиты и микрофитолиты. Такого же типа органические остатки характеризуют и отложения, относимые к венду (коркодонская и горбуновская свиты). Докембрийский возраст последних подкрепляется еще налеганием на них отложений красноцветного нижнего кембрия, в которых обнаружена скелетная фауна алданского яруса.

Докембрийский возраст метаморфических толщ Приколымья в некоторых случаях подкрепляется радиометрическими данными. Так, Б. В. Пепеляев (1974) для ороекской свиты приводит цифру 1555 млн. лет. Однако для более сильно метаморфизованной оссалинской свиты получены молодые датировки со значениями 163—216 млн. лет (Загрузина, Ненашев, 1976). Ю. Т. Николаевым (1972 г.) из биотит-кварцевых сланцев оссалинской свиты приводится цифра 650 млн. лет (калий-аргоновый метод, биотит), им же приводится возраст дайки габброидов, прорывающей кварцита ороекской свиты, составляющий 1555 млн. лет (калий-аргоновый метод по биотиту — эта цифра, возможно, используется и Б. В. Пепеляевым).

Структуры докембрия Приколымья изучены слабо. Отметим только, что в толщах кристаллических сланцев Ю. М. Пущаровским (1960) на р. Колыме описаны по-разному ориентированные и сильно сжатые мелкие складки, а в вышележащей ороекской свите им прослежены дисгармоничные структуры шириной до нескольких сот метров и углами падения до 90°. Крутизна крыльев часто не выдержана, что создает дисгармонию в структуре. Ф. Ф. Третьяковым в породах ороекской свиты отмечается плейчатость, рассланцевание и развитие различных по форме складок, вплоть до веерообразных. Кливаж в структурах этой свиты на р. Колыме имеет субмеридиональные простирания.

Отложения верхнего докембрия в Приколымском антиклинории деформированы слабее. По данным Ю. М. Пущаровского, они залегают полого, образуя широкие пологие своды, отделенные крутыми флексурами и разрывами от плоских и широких синклиналей.

Вместе с тем Ф. Ф. Третьяков даже в местах горизонтального залегания чебукулахской свиты отмечает сильную раздробленность пород, развитие мелкой дисгармоничной складчатости, кливаж разлома, местами плейчатость. Эти данные могут свидетельствовать о широком развитии в Приколымье пологих надвигов.

Разная степень метаморфизма, разный характер складчатости в отложениях оссалинской и ороекской свиты, с одной стороны, и в чебукулахской, спиридоновской и горбуновской свитах, с другой, позволили выделять в рассматриваемой структуре несколько этажей. Ю. М. Пущаровский в сводовой части Приколымского антиклинория выделял нижний этаж, соответствующий оссалинской свите, и верхний этаж, соответствующий ороекской свите. Слабометаморфизованные верхнедокембрийские отложения он относил совместно с палеозойскими образованиями к самостоятельному этажу. Можно предполагать, что оссалинская и ороекская свиты Приколымья составляют фундамент Колымского массива, метаморфизованный в условиях дистен-сланцевой и зеленосланцевой фаций. Большое число пластов амфиболитов, присутствие гипербазитов, характер складчатости, несомненно, свидетельствуют в пользу того, что вулканогенно-осадочные толщи, составляющие оссалинскую свиту, формировались в геосинклинальных условиях. Ороекская свита ближе к молассовым образованиям, чем к геосинклинальным.

Более дискуссионным представляется вопрос о тектонической природе докембрийских образований. Их можно было бы отнести к образованиям чехла (Богданов, 1963; Тильман, 1973). Вместе с тем некоторые авторы, исходя из значительной мощности глинистых толщ и наличия угловых несогласий, рассматривают их как многогеосинклинальные (Мокшанцев и др., 1968; Тектоника Якутии, 1976; Тектоническая карта Якутской АССР..., 1976).

Спорным остается ряд вопросов магматизма Приколымского антиклинория. Самыми древними являются первично-базальтовые породы оссалинской свиты, превращенные в амфиболиты. В Шаманихинском блоке метаморфические толщи докембрия прорываются метапородами основного и ультраосновного состава, слагающими силлы и дайки, мощностью до

20—30 м. Внутренние части интрузивных залежей обычно сложены слабо измененными перидотитами, полевошпатовыми перидотитами, габбро-диабазами или друзитами, а периферические — амфиболитами и их гранатовыми разностями (Шишкин, 1975). Здесь же известны конформные плитообразные залежи порфиروبластических гранито-гнейсов площадью до 100 кв. км. Однако существуют представления (Шишкин, 1975), что эти граниты возникли в процессе гранитизации первично-осадочных пород в позднем палеозое — мезозое, на что указывают данные радиометрического возраста (201—216 млн. лет).

В докембрийских образованиях известны вулканогенные породы кислого и реже основного состава. В Шаманихинском блоке это покровы, силлы, дайки и, возможно, тела воронкообразной и цилиндрической формы альбитизированных липаритовых порфиров и гранит-порфиров, а также прослои и линзы различных туфов, агломератов и туфоконгломератов. В грубых пирокластических породах содержатся лапилли и вулканические бомбы. В. А. Шишкин (1975) относит эти образования к нижнему палеозою, а Р. С. Фурдуй (1968) — к малостолбовской толще среднего протерозоя.

Ю. Т. Николаевым тела порфиroidов площадью до 1,5 кв. км отмечаются в метаморфических толщах оссалинской свиты. Кроме того, в нижней части спиридоновской свиты им описаны покровы мощностью от 10 до 150 м калиевых андезитовых порфиритов, липаритов и липарито-дацитов, переслаивающиеся с конгломератами, песчаниками и песчанистыми известняками.

В отличие от предыдущих исследователей Б. В. Пепеляев (1974) выделяет вулканогенные породы только в верхнерифейских глуховской и копехтской толщах. Глуховскую толщу (400—600 м) он описывает как осадочно-вулканогенную, сложенную липаритовыми порфирами, переслаивающимися с агломератовыми туфами, туфогенными песчаниками и кварцито-песчаниками. В копехтской толще описаны туфогенные разности песчаников, измененных агломератовых туфов основного и среднего состава, а также покровы миндалекаменных диабазов. В связи с этим следует отметить, что кислые и основные вулканыты отмечаются Б. В. Пепеляевым в фаунистически охарактеризованных верхнедокембрийских толщах Омолонского массива, откуда имеются и радиологические определения возраста галек липаритового порфира, составляющие 1430 и 1043 млн. лет (рубидий-стронциевый метод).

Момский антиклинорий

Здесь известны только отдельные разобщенные выходы докембрийских образований. Палеонтологически охарактеризованные докембрийские породы установлены в Арга-Тасском (Рассошинском) блоке. Они представлены своеобразными конгломератами, в которых валуны и галька кварцитов погружены в карбонатный цемент, содержащий позднеерифейские строматолиты (Мерзляков, 1971). Мощность конгломератов оценивается в 1000 м. Позднее Г. С. Гусевым и К. Б. Мокшанцевым установлена приуроченность выходов докембрия к висячему крылу Иченского надвига, плоскость которого погружается на запад не круче 30° . В плоскости надвига конгломераты и желтые доломиты милонитизированы, разбиты на отдельные чешуи и блоки, что не позволяет составить послойный разрез. В целом же докембрийские образования здесь представляют 15-километровую полосу с максимальной шириной до 1 км, вытянутую в северо-западном направлении. В этой полосе в сложных взаимоотношениях находятся блоки доломитов мощностью до 30 м, содержащие пластовые строматолиты с рассеянной в них галькой и валунами конгломератов. Конгломераты весьма близки к тиллитоподобным породам Приколывья, но отличаются от них составом цемента (см. рис. 24). Стратиграфически выше валунных

конгломератов залегают песчаники, сменяющиеся вверх по разрезу интенсивно рассланцованными известковистыми песчаниками с отторженцами серых известняков. Разрез завершается 40-метровой пачкой пестрых мергелей, в которых собраны не определенные еще онколиты. Вероятно, мощность докембрийских образований не превышает в описываемой структуре 300—400 м.

Другие выходы докембрия Момского антиклинория располагаются в Омудевском блоке в хр. Улахан-Чистай (Тирехтяхский выступ). Они представлены мраморами, водорослевыми известняками и в меньшей мере кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами (Мокшанцев и др., 1964; Константиновский, 1975).

Возможно, к докембрию относятся метаморфические толщи, слагающие Учатский выступ площадью 100 кв. км, в верховьях р. Омудевки. Учатский выступ, подобно Тирехтяхскому, с юго-запада обрывается Дарпирским швом. Здесь в зоне шириной до 3 км и длиной до 30 км вскрываются доордовикские отложения, которые В. М. Мерзляков (1971) относит к предположительно кембрийско-рифейской лайминской свите. В основании она сложена чередованием эпидот-амфиболовых и хлорит-мусковитовых сланцев. В средней части преобладают мраморизованные известняки, мраморы, а в верхней части филлиты, хлоритовые сланцы и слюдистые доломитовые мраморы с линзами конгломератов. Видимая мощность свиты до 1200 м. В. М. Мерзляков полагает, что большая часть метаморфических пород Учатского блока представляет собой контактово-метаморфизованные породы нижнего — среднего палеозоя.

В среднем течении р. Омудевки в Журском блоке площадью около 10 кв. км в основании метаморфической толщи вскрываются биотит-кварцевые сланцы с редкими прослоями кварцитов, верхняя часть разреза сложена доизит-кварцевыми, кварц-эпидотовыми и серицит-кварцевыми сланцами и порфироидами с отдельными прослоями мраморизованных известняков. Видимая мощность этой метаморфической толщи достигает 1000 м (Богданов, 1963). Взаимоотношения здесь с вмещающими нижнепалеозойскими породами проходят по разломам, а поэтому возраст метаморфических образований Журского блока остается неопределенным.

В других структурах окраинных частей Колымского массива выходы докембрия не установлено, хотя не исключено, что отдельные блоки докембрия имеются в Тасхаяхтахском и Улахан-Тасском горст-антиклинориях.

Алазейское поднятие

В центральной части Колымского массива докембрий впервые был описан Б. В. Пепеляевым и М. И. Тереховым (1963) в четырех незначительных по площади выходах на междуречье Кыллаха и Седедемы. В настоящее время работами сотрудников Института геологии ЯФ СО АН СССР выходы метаморфических пород, кроме того, установлены в Бадярихинском выступе. Всего сейчас известно 7 выходов метаморфических пород на Алазейском поднятии и Бадярихинском выступе (Усть-Кенкельдинский, Средне-Кенкельдинский, Таяхтахский, Собзарский, Орто-Тирехтяхский и Камчатский). Площадь каждого из выходов не превышает 1 кв. км.

Метаморфические породы представлены зелеными метаморфическими сланцами, метапелитами, серыми кварцитами и кварцито-сланцами с линзами мраморов. В метапелитах, кварцито-сланцах и зеленых сланцах довольно часто присутствуют щелочные амфиболы, которые соответствуют рибекиту, кросситу, натровому винчиту и барруазиту. Минеральные парагенезисы метаморфических пород Алазейского поднятия и Бадярихинского выступа показывают, что эти образования, относимые нами к фундаменту центральной части массива, метаморфизованы в условиях глаукофан-зеленосланцевой фации. Породы метаморфического комплекса на Алазейском поднятии и Бадярихинском выступе интенсивно дислоцированы вплоть

до плейстогена, наблюдается их расчленение и разлинование, углы падения крутые, преобладают субмеридиональные простирания, тогда как структуры чехла ориентированы в северо-восточном направлении. В разморозованных известняках Средне-Кенкельдинского выступа содержатся водоросли, которые, по заключению А. Г. Вологодина и Ю. М. Фомина, имеют раннерифейский возраст (Иванов, 1975). Обломки метаморфических пород, в том числе с щелочными амфиболами, присутствуют в базальных горизонтах среднепалеозойской кенкельдинской свиты.

Ляховский антиклинорий

К заведомо докембрийским образованиям на о. Бол. Ляховском относится метаморфический комплекс, обнажающийся на востоке острова в районе мыса Шалаурова, на площади около 150 кв. км. Ранее к верхнему докембрию относились также углисто-глинистые и песчаниковые толщи центральной части острова и района мыса Кигилях, в которых в последнее время обнаружены органические остатки верхнего палеозоя — раннего мезозоя (Тектоника Вост.-Арк. шельфа СССР, 1974).

Метаморфический комплекс острова, по данным П. А. Копылова и Л. П. Пирожникова, составляют амфиболиты и эпидотовые амфиболиты, тонко чередующиеся с пироксен-амфиболовыми, эпидот-амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, встречаются отдельные мелкие тела гипербазитов, метаморфизованные совместно с вмещающими породами. Изучение минеральных парагенезисов пород показало, что они метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Вместе с тем в метаморфическом комплексе обнаружен гранат-амфибол-омфацитовый эклогит, что может свидетельствовать о значительной глубинности метаморфизма. Однако эти образования геологически изучены плохо, и их возраст обосновывается только сравнением с другими метаморфическими комплексами Северо-Восточной Азии (Геология СССР, т. XXVI, 1970).

Приохотско-Чукотский регион

Приохотско-Чукотская группа выступов докембрия пространственно совпадает с главной областью гранитизации «гранитно-метаморфического» слоя земной коры Верхояно-Чукотской складчатой области (Филимонов, 1975). Эта область протягивается параллельно Охотско-Чукотскому вулканическому поясу, территориально смещаясь к северу от его осевой зоны (см. рис. 19). Кроме строения земной коры общим для этого региона является принадлежность выходов докембрия к структурным элементам типа срединных массивов: Охотскому, Омолонскому, Чукотскому и др.

Охотский массив

В пределах Охотского массива докембрийские образования в разоб- щенных относительно небольших выходах представлены метаморфическими толщами архейского возраста, слагающими его фундамент, и относительно слабо метаморфизованными рифейскими отложениями чехла. Наиболее крупные выходы пород метаморфического докола расположены в среднем — верхнем течении р. Кухтуй (Кухтуйский выступ), менее значительные по размерам выступы известны в верховьях р. Май (Майский выступ), в среднем течении р. Урак (Юровский блок), верховьях Иникана и некоторых других районах. В целом площадь выходов докембрия не превышает 4000 кв. км, и лишь общие соображения с привлечением геофизических данных позволяют предполагать, что основание Охотского массива целиком представлено докембрийскими метаморфическими комп-

лексами, часто сопоставляемыми с гнейсами фундамента Сибирской платформы (Спрингис, 1958; Гринберг, 1968; и др.).

При геологическом картировании Кухтуйского выступа установлено, что в составе метаморфического комплекса преобладают биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые, гранат-биотитовые, гиперстен-биотитовые, кордиерит-гранат-гиперстеновые гнейсы и кристаллические сланцы, а также плагиогнейсы, гранито-гнейсы и амфиболиты; в верхних частях разреза метаморфической толщи относительно широко развиты кварциты, мраморы и кальцифиры. Собственно магматические образования (интрузии) играют подчиненную роль — это доорогенные гипербазиты и габбро, позднеорогенные гранитоиды и посторогенные габбро и диориты (Вельдяков, Песков, 1973).

Представление о составе и последовательности напластования пород охотского метаморфического комплекса, а также их мощности дает табл. 9.

Вопрос о расчленении и стратиграфической последовательности метаморфических пород Кухтуйского выступа еще не решен окончательно. В связи с этим необходимо упомянуть схему В. Г. Королькова (1974), расчленившего охотский комплекс на три свиты, состав которых в общих чертах соответствует составу свит Г. А. Гринберга (см. табл. 9), но их последовательность в разрезе — обратная.

Многочисленные радиометрические определения возраста пород охотского метаморфического комплекса представляют широкий диапазон: от десятков миллионов до миллиардов лет. Первая сводка изотопных определений возраста пород Кухтуйского выступа была опубликована Г. А. Гринбергом (1968), который показал, что К-Аг метод по биотиту дает пределы 1,24—1,88 млрд. лет, по роговой обманке — 1,42—1,64, а по валовым пробам — 0,92—1,80 млрд. лет; позднее были получены значения 2,64 млрд. лет (лаборатория геохронологии СВКНИИ). В последнее время рубидий-стронциевым методом возраст гнейсов Кухтуйского выступа определен в интервале 1,49—1,84 млрд. лет (Загрузина, Пепеляев, 1974), а свинцовым методом — до 3,7 млрд. лет (Корольков и др., 1974). Эти данные подтверждают правильность отнесения пород метаморфического комплекса фундамента Охотского массива к архею.

В пределах Кухтуйского выступа в соответствии с представлениями Ф. Ф. Вельдякова, Г. А. Гринберга, Е. Г. Пескова и других геологов обычно отмечается сравнительно спокойный характер залегания метаморфических толщ, смятых в симметричные и асимметричные складки субмеридионального и северо-восточного простирания с падением крыльев до

Т а б л и ц а 9

Метаморфические образования фундамента Охотского массива

По Г. А. Гринбергу (1968)	По Ф. Ф. Вельдякову и Е. Г. Пескову (1973)
<p>Нядбакпнская свита — двушпроксен-амфиболовые и диопсид-амфиболовые основные кристаллические сланцы, амфиболовые гнейсы и амфиболиты (не менее 1500 м)</p> <p>Дальсичанская свита — чередующиеся гранатовые, гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы с редкими линзами кварцитов. В верхней части разреза пачка гиперстен-биотитовых, гиперстен-гранатовых и кордиерит-гиперстен-гранатовых гнейсов (около 2500 м)</p> <p>Няннагнская свита — плагиоамфиболиты, диопсидсодержащие амфиболиты с прослоями двушпроксен-амфиболовых, диопсид-амфиболовых ортосланцев (не менее 2500—3000 м)</p>	<p>Хоронджинская серия — преимущественно биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты; менее развиты амфиболовые, гранат-биотитовые, силлиманитовые гнейсы, плагиогнейсы, кристаллические сланцы, а также кварциты, мраморы и кальцифиры, (не менее 2500 м). Возраст амфиболита 1820 млн. лет</p> <p>Маймачанская серия — амфиболовые гнейсы, чередующиеся с биотит-амфиболовыми, биотит-гранатовыми, кордиерит-гранат-гиперстеновыми, гиперстен-биотитовыми гнейсами, гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами (не менее 5000 м). Возраст биотитового гнейса 2640 млн. лет</p>

40—50°. Нередки блоки с моноклиналим залеганием пород, а также участки, где складки имеют сложную конфигурацию (Чиков, 1970); общее представление о форме и ориентировке структурных элементов выступа отражает рис. 26. Отдельные наблюдения на левобережье р. Кухтуй, где маркирующие горизонты мраморов и кварцитов облегчают выявление разноориентированных структур сложной конфигурации, позволяют предполагать, что истинная картина строения метаморфического цоколя Охотского массива отличается сложностью и требует специальной расшифровки.

Строение других выступов кристаллического основания массива менее изучено. Например, Майский выступ, площадь которого не превышает 300 кв. км, по данным Е. Г. Пескова (1959 г.), И. М. Фердмана (1959 — 1963 гг.) и других геологов, сложен амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и биотит-плаггиоклазовыми гнейсами, плаггиогнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами, инъецированными аляскиотовыми гранитами. Состав и степень метаморфизма пород Майского выступа аналогичны таковым в бассейне р. Кухтуй, но для них характерна более высокая степень дислоцированности (крутые складки, плейчатость и пр.). Гнейсы, кристаллические сланцы и мраморы слагают метаморфический комплекс Юровского и Иниканского блоков.

Верхнедокембрийские (средне-верхнерифейские) отложения залегают на метаморфических образованиях с резким угловым несогласием, достигающим 30—40° и более. В центральной части Охотского массива верхний докембрий впервые был установлен И. А. Резановым (1959), который на основании находок строматолитов отнес к синию 900-метровую толщу терригенно-карбонатных пород. Позднее верхнедокембрийские отложения в Кухтуй-Ульбейском междуречье были выделены и изучены Ф. Ф. Вельдяксовым, Г. А. Гринбергом, Е. Г. Песковым и др. В составе отложений преобладают кварцитовидные песчаники, кварциты, алевролиты, слюдисто-глинистые сланцы и мраморизованные известняки, содержащие органические остатки средне-позднерифейского возраста. Предположенное нами в 1967 г. на основе сопоставления частных разрезов трехчленное деление этих отложений позволяет подчеркнуть преимущественное положение мраморизованных известняков в средней части разреза верхнего докембрия Охотского массива и очень близко к более поздней схеме В. Т. Работнова (1975) для Омолонно-Авековского региона (табл. 10).

Средний — верхний рифей входит в состав нижнего яруса слабодислоцированного чехла Охотского массива. В районе Кухтуйского выступа намечается прямая связь структур осадочного чехла с блоковым строением и рельефом поверхности кристаллического фундамента (Чиков, 1970). В результате геологического картирования установлено, что поле развития рифей распадается на участки (блоки) с горизонтальным или моноклиналим (до 15—20°) залеганием осадочных пород. Так, на левобережье р. Кухтуй преобладают моноклинали с наклоном в восточных румбах, а в бассейне р. Охоты — в западных. В зонах соприкосновения двух относительно перемещенных блоков фундамента наблюдается резко аномальный наклон слоев, зачастую поставленных «на голову».

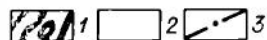


Рис. 26. Структурная схема кристаллического комплекса Кухтуйского выступа (по материалам Ф. Ф. Вельдяксова и Е. Г. Пескова, 1973).

1 — простирания слоев, сланцеватости и кляважа; 2 — осадочно-вулканогенные образования чехла Охотского массива; 3 — разломы.

Схема сопоставления рифейских отложений Охотского и Омолонского массивов

Свита	Кухтуйский выступ Охотского массива (Чиков, 1967, 1970)	Свита	Омолон-Авековский регион (Работнов, 1975)
Нюльчанская	Размыв Кварциты и кварцитовидные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, горизонт водородоселевых известняков (около 600 м)	Ольдинская	Кварцитовидные песчаники, алевролиты, едвичный горизонт (20 м) известняков (около 300 м)
Гудокчанская	Мраморизованные известняки и известняки органогенные со строматолитами, катаграфиями и онколитами, известковистые песчаники, кварциты, известково-глинистые и карбонатные хлорит-серцит-кварцевые сланцы и алевролиты с прослоями известняков (до 460 м)	Зарослишская	Переслаивающиеся пачки светлых и пестроокрашенных тонкослоистых и массивных известняков со строматолитами в нижней части разреза и в верхней (около 300 м)
Улотанская	Кварциты, кварцитовидные песчаники, глинистые сланцы, алевролиты (около 500 м) Несогласие 1200—1500 м	Нюльчанская	Кварцевые песчаники, глинистые алевролиты и аргиллиты, пачка (20 м) тонкослоистых известняков (до 200 м) Разнозернистые кварцевые песчаники с прослоями гравелитов (около 100 м) Несогласие 900—1000 м

Омолонский массив

В пределах Омолонского срединного массива разобщенные выходы архейско-протерозойских пород, слагающих его кристаллический фундамент, установлены в бассейнах рек Омолон, Коркодон, Аулапджа, Коаргычан, Булун и др.; их общая площадь около 1500 кв. км. К этим выступам тяготеют и слабометаморфизованные толщи верхнего докембрия, слагающие нижний ярус относительно слабо дислоцированного чехла.

Среди кристаллических пород фундамента Омолонского массива преобладают архейские гнейсы (Геология СССР, т. ХХХ, 1970), древний возраст которых подтверждается радиометрическими определениями — 3,74 и 4,77 млрд. лет (Загрузина, Пепеляев, 1974). Гнейсовый комплекс объединяет биотитовые, биотит-амфиболовые, реже пироксеновые и пироксен-гранатовые гнейсы, двупироксеновые кристаллические сланцы, гранито-гнейсы и амфиболиты, еще реже встречаются гиперстенсодержащие гнейсы, прослои гранулитов, кальцифиры и кварциты. Породы метаморфизованы преимущественно в условиях гранулитовой фации метаморфизма. В целом комплекс подвергся интенсивной гранитизации и мигматизации; с гнейсами тесно связаны граниты, преимущественно микроклиновые, а также плагиоклазовые и аляскитовые.

Полагая, что плоскости кристаллизационной сланцеватости гнейсов и кристаллических сланцев совпадают со слоистостью, М. Л. Гельман и М. И. Терехов (1973) предложили разделить метаморфический комплекс юго-западной части массива на три толщи (снизу): кристаллических сланцев основного состава с подчиненными гнейсами (500—700 м); преимущественно тонкополосчатых биотитовых гнейсов (1000—1200 м) и амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов с гранатовыми кварцитами и кальцифирами (более 2000 м).

На метаморфическом доколе с резким угловым и азимутальным несогласием залегают верхнедокембрийские отложения, изученные в различных выходах; по структурным соображениям можно полагать их широкое распространение в пределах Омолонского массива под чехлом фанерозоя. Относительно полный разрез верхнего докембрия известен на водоразделе Кедона и Мунгуджака, где на гранито-гнейсах с азимутальным (до 30°) и угловым (25°) несогласием и корой выветривания (около 1 м) в основании залегают толща пород, содержащая строматолиты рифея (Фурдуй, 1969). Около половины мощности этой толщи (до 500 м) составляют кварцито-песчаники, кварцевые песчаники с глауконитом и гематитом. В средней и верхней частях разреза большую роль играют известняки (суммарная мощность 270 м), а также филлитовидные песчано-глинистые и углисто-глинистые сланцы (до 150 м) и кварцевые алевролиты (около 100 м); в нижней части разреза — прослой гравелитов. Выходы подобных отложений известны вблизи выступов метаморфического фундамента в различных частях массива, что позволяет предполагать широкое развитие докембрия в составе чехла.

По мнению Б. В. Пепеляева (1974), сопоставившего верхнедокембрийские отложения Приколымского поднятия и прилегающих структур, самые нижние горизонты верхнего докембрия Омолонского массива, наряду с изученными Р. С. Фурдуйем, известны также и в других частях массива. В верховьях р. Омолон они представлены толщей кварцитовидных песчаников с прослоями алевролитов и глинистых сланцев (более 500 м); в самых низах разреза — песчаники с гравелитами, конгломератами и корами выветривания. Близкие по составу отложения установлены также в бассейнах рек Коркодон и Булун. Более высокие горизонты верхнего докембрия Омолонского массива слагают существенно карбонатные породы: строматолитовые известняки и доломиты, глинистые и филлитовидные сланцы, прослой кварцитовидных и, выше по разрезу, кварц-полевошпатовых песчаников. Общая мощность верхнего докембрия на территории западной части массива около 1500 м. Также двучленный разрез, но меньшей мощности, отмечается М. И. Тереховым (1971) и для поднятий юго-восточной части массива, где нижняя толща представлена кварцевыми и кварцитовидными песчаниками с пластами кварцитов (160 м), а верхняя — доломитами с прослоями кремнистых пород (до 200 м).

В. Т. Работнов (1975), сопоставляя отложения верхнего докембрия Омолонского и Тайгоносского массивов, расчленил их на три свиты (снизу): нючалинскую, заросшинскую и ольдянскую. Нижняя из них сложена преимущественно кварцевыми песчаниками, более грубообломочными в нижней части разреза, переслаивающимися с глинистыми алевролитами и аргиллитами; в средней части разреза установлена пачка тонкослоистых песчанистых известняков. Существенно известняковая толща заросшинской свиты включает тонкослоистые и массивные, пестроокрашенные и светлые разновидности, а также подчиненные по мощности горизонты кварцитовидных песчаников. Ольдянская свита представлена (снизу): кварцитовидными песчаниками (140—150 м), алевролитами с прослоями песчаников (50—60 м), известняками (20 м) и мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов (70 м). Мощности и последовательность выделяемых групп пород очень напоминают характер разреза верхнедокембрийской толщи Охотского массива (см. табл. 10).

Тайгоносский массив

На Тайгоносском массиве архейские и верхнедокембрийские образования выходят на поверхность в бассейнах рек Авекова, Колымак, Парень, Бол. и Мал. Чайбуха (Геология СССР, т. XXX, 1970). Древнейшие образования выделяются в авековский метаморфический комплекс, гнейсы

которого имеют возраст по рубидий-стронциевому методу 0,85—1,72 млрд. лет и по калий-аргоновому до 2,9 млрд. лет (Загрузина, Пепеляев, 1974). Архейские породы образуют небольшой горстообразный выступ, ориентированный в северо-восточном направлении. В современной структуре метаморфические образования архея, как и отложения верхнего докембрия, отделены от Омолонского массива Гижигинской складчатой зоной, но в геологическом прошлом входили в состав единого Омолонско-Авековского блока. На это указывают небольшие промежуточные выступы пород метаморфического комплекса в бассейне среднего течения р. Парень и большое сходство верхнедокембрийских отложений Омолонского и Тайгоносского массивов (см. выше).

В. Н. Липатовым метаморфический комплекс расчленен на две серии (снизу): пургоносскую и коссовскую. Позднее предлагались иные варианты (Мишкин и др., 1969, 1970), но предшествующая схема до сих пор не утратила значения. В последнее время она положена в основу более детальных построений И. Л. Жулановой (1974), которая выделяет в составе пургоносской серии три, а в коссовской — две самостоятельные толщи.

В пургоносскую серию объединяются биотитовые и пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, содержащие гранат, силлиманит и дистен. Ее нижняя и верхняя толщи сложены преимущественно гранат-биотитовыми гнейсами с силлиманитом и графитом. В составе средней толщи — диопсид-биотитовые, гранат-биотит-диопсидовые, биотит-двупироксеновые и гранат-биотит-гиперстеновые гнейсы, амфиболиты, основные гранулиты. Мощность серии более 3000 м.

Коссовская серия представлена амфиболитами и разнообразными амфиболовыми гнейсами, а также гранатовыми гнейсами, плагиогнейсами, карбонатными и известково-силикатными породами, рассеянными по разрезу в виде линз, прослоев и слоистых пачек. Нижняя толща серии сложена преимущественно амфиболитами, переслаивающимися с амфиболовыми гнейсами; в составе верхней толщи преобладают лейкократовые плагиогнейсы с прослоями гранатовых разновидностей и линзами амфиболитов. Мощность серии не менее 6000 м (Жуланова, 1974).

В целом для пород авековского комплекса характерен метаморфизм в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации, причем «ассоциации амфиболитовой фации имеют регрессивную природу, связанную с наложением процессов гранитизации на первоначально однородно метаморфизованный гранулитовый комплекс» (Жуланова, 1974, с. 13).

Отложения верхнего докембрия по составу, метаморфизму и внутренней структуре резко отличаются от архейских. Они установлены в среднем течении р. Парень (З. А. Абдрахимов, 1956 г.) и предположительно с несогласием перекрывают кристаллический фундамент. Верхнедокембрийская толща представлена песчаниками, в том числе кварцитовидными, кварцитами, филитовидными сланцами и строматолитовыми известняками общей мощностью 800—950 м. В. Т. Работнов (1975) в составе этой толщи выделяет три подразделения, отождествляя их со свитами Омолонского массива (см. выше).

Чукотский массив и складчатая зона о. Врангеля

Чукотский массив входит в состав более крупной Чукотско-Юконской (Эскимосской) жесткой структуры с докембрийским фундаментом, большей частью скрытой водами Берингова пролива, Чукотского и Берингова морей. Он окружен складчатыми системами мезозойд, из которых северная включает антиклинорные зоны, представленные верхнедокембрийскими отложениями (о. Врангеля).

Докембрийские образования Чукотского массива распространены в центральной части одноименного полуострова (хр. Эттельхвылеут, верховья рек Утваам, Чегитунь, район оз. Коолень), а также в районе побережья Чукотского моря и Берингова пролива. При геологическом картировании полуострова геологи расчленили докембрийские образования на две пространственно разобщенные серии: эттельхвылеутскую, преимущественно гнейсовую, и пенкигнейскую, в разрезе которой наряду с гнейсами большую роль играют зеленосланцевые породы, мраморы и кварциты. Характеристика этих серий известна по различным публикациям (Геология СССР, т. XXX, 1970; и др.). Позднее О. Н. Иванов и Ю. В. Крюков (1973) предложили более подробную схему расчленения докембрия Чукотского массива, в разрезе которого выделили восточночукотский (архейский) и врангелевский (верхнедокембрийский) комплексы; их схема принимается за основу характеристики докембрийских образований.

В состав архейского комплекса входят (снизу): окатынская свита (до 200 м) — пироксеновые кристаллические сланцы с амфиболом и плагиоклазом, плагиогнейсы; литкинская свита (300 м) — кристаллические сланцы основного состава, чередующиеся с гранито-гнейсами; эттельхвылеутская свита (от 650 до 2500 м) — гранито-гнейсы с прослоями и линзами кварцитов, параамфиболитов и горизонтами чарнокитоподобных пород; пуотенская свита (700—1300 м) — фациально изменчивая толща амфиболовых, пироксеновых и биотитовых сланцев, включающая гранито-гнейсы, высокоглиноземистые кристаллические сланцы с силлиманитом, дистеном, гранатом и кордиеритом, а также кварциты и линзы графита; каатапская свита (2500 м) — кристаллические сланцы основного состава с кальцифирами и мраморами и 30-метровым горизонтом кварцитов в основании, вверх по разрезу они сменяются слюдяными сланцами, содержащими прослой и пачки карбонатных пород и высокоглиноземистых сланцев с грапатом, дистеном и силлиманитом; рунливеемская свита (500 м) — ритмично чередующиеся карбонаты, слюдяные и амфиболовые сланцы.

По данным О. Н. Иванова (1974), восточно-чукотский комплекс характеризуется высокой степенью регионального метаморфизма — амфиболитовая фация с реликтами гранулитовой, полсеместно проявленной гранитизацией с возрастом 1,57—1,68 млрд. лет и положением в основании изученного разреза более молодых отложений. Этот комплекс объединяет большую часть метаморфических пород ранее выделявшихся эттельхвылеутской и пенкигнейской серий, а также включает разнообразные по составу интрузии. Среди последних О. Н. Иванов и Ю. В. Крюков (1976) выделили ряд интрузивных ассоциаций (комплексов): гипербазит-метабазитовую (габбровую), гнейсо-гранитовую, мигматитов и анатектитовых гранитов, а также комплекс двуслюдяных гранитов. Специальных структурных исследований метаморфического комплекса не проводилось, поэтому обычно указывают на относительно простые складки с углами падения крыльев до 40—60°.

Верхнедокембрийские толщи широко распространены в пределах Чукотского массива (мыс Сешан, бассейн р. Чегитунь и др.), но наиболее полно представлены в складчатой зоне о. Врангеля (Иванов, Крюков, 1973). На Чукотском полуострове это мощный (более 1000 м) комплекс зеленых сланцев: эпидотовых, хлорит-эпидотовых, амфибол-хлоритовых, серицит-кварц-хлоритовых и филлитовидных, а также мраморизованных известняков и порфириодов; в основании верхнедокембрийской толщи установлены базальные конгломераты. Как отмечает О. Н. Иванов (1974), в центральной части полуострова преобладают метаосадочные, а на юге (бассейн р. Канчалап) — метавулканические отложения, измененные в условиях фации зеленых сланцев. Залегают они обычно спокойно и обособляются в виде пологих моноклиналией. К верхнедокембрийскому комплексу Чукотского массива относят также тела габбро и плагиогранитов (Иванов, Крюков, 1976).

В составе верхнедокембрийского комплекса о. Врангеля выделяются громовская и инкалинская свиты; более высокое положение в разрезе занимает насхокская свита раннекембрийского возраста (Каменева, Ильченко, 1974; Иванов, 1974). Эти отложения слагают полого наклоненную тектоническую пластину в центральной части острова (см. рис. 19).

Громовскую свиту слагают преимущественно амфиболовые, амфибол-биотит-хлоритовые, эпидот-амфиболовые и кварц-биотит-хлоритовые сланцы, образовавшиеся в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций регионального метаморфизма преимущественно по эффузивам различного состава; подчиненное положение занимают песчаники и туфопесчаники аркозового состава, линзы и пласты мраморов. Мощность громовской свиты около 2000 м. В верхних частях разреза собран богатый комплекс акритарх и микрофитолитов, указывающий на средне-позднерифейский возраст вмещающих пород (Каменева, Ильченко, 1974).

Инкалинская свита представлена метаморфизованными конгломератами, аркозовыми, кварц-полевошпатовыми и туфогенными песчаниками, актинолит-эпидот-хлоритовыми, кварц-альбит-хлоритовыми и кварц-альбит-серицитовыми сланцами; в разрезах преобладают терригенные породы, содержащие акритархи вендского облика; мощность 800 м.

ТАЙМЫРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Докембрийские образования слагают более 70 000 кв. км поверхности побережья Таймыра в пределах полосы шириной 50—150 км и протяженностью 750 км — от Пясинского залива на западе до залива Фаддея на востоке. К северу они уходят под поверхность Карского моря, слагая его дно и многочисленные острова на расстоянии 50—100 км и более от берега. С юга и запада докембрий перекрывает палеозойскими породами и прослеживается под ними, по данным геофизики, до гор Бырранга и правобережья Енисея.

Таким образом, на современной поверхности виден лишь фрагмент крупной структуры, протягивающейся более чем на 1000 км (от устья Енисея до архипелага Северная Земля) при ширине не менее 300 км и именуемой Таймырской или Таймырско-Североземельской складчатой областью. Одни исследователи рассматривают эту область как структуру обрамления гипотетической Карской платформы (Погребицкий, 1971; Забияка, 1974), другие относят ее к обрамлению Сибирской платформы (Муратов, 1967).

Различия в вещественном составе, степени дислоцированности, типе и характере метаморфизма позволяют разделить докембрийские отложения Таймыра на два комплекса: интенсивно дислоцированный гнейсово-сланцевый геосинклинальный и залегающий на нем с резко выраженным структурным несогласием умеренно дислоцированный слабо метаморфизованный орогенный (рис. 27).

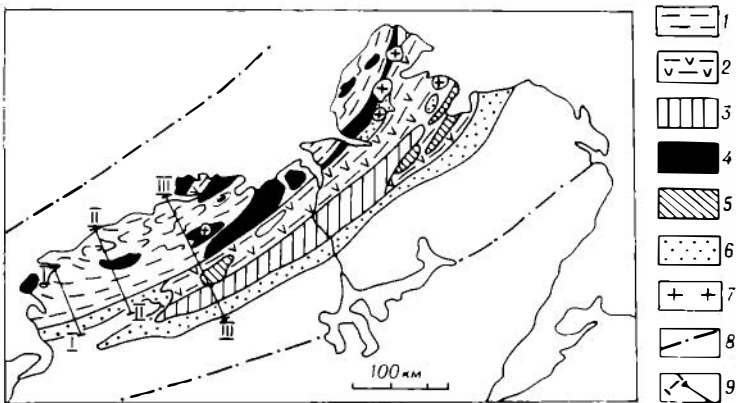


Рис. 27. Схема геологического строения докембрийского складчатого пояса Таймыра.

1 — отложения Мининско-Вальтеровской структурно-фациальной зоны геосинклинального комплекса; 2 — отложения Чукчииско-Челюскинской структурно-фациальной зоны геосинклинального комплекса; 3 — отложения орогенного комплекса; 4 — докембрийские гранитоиды; 5 — надвиговые чешуи; 6 — нижнепалеозойские отложения; 7 — позднеспалозойские гранитоиды; 8 — предполагаемые границы докембрийской Таймырской складчатой области; 9 — разрезы и их номера (см. рис. 30).

Вопрос, является ли гнейсово-сланцевый комплекс единым или же подразделяется в свою очередь на два самостоятельных комплекса, служит предметом давних дискуссий. Первоначально его подразделение обосновывалось различиями в степени метаморфизма. Предполагалось, что гнейсы формировались в нижнем протерозое или даже в архее, а филлиты и зеленые сланцы — в верхнем протерозое (Равич, Погребницкий, 1965). Однако еще Н. Н. Урванцев, а позже А. М. Даминова указывали на постепенные переходы гнейсов в сланцы и филлиты (Даминова, 1958), что подтверждено детальными исследованиями последних лет (Махлаев, Коробова, 1972; Забияка, 1974). Сторонникам двучленного деления пришлось предположить, что часть гнейсов и филлитов принадлежит нижнему протерозою, а часть аналогичных пород — среднему (Шулятин, Захаров, 1974). На иной основе двучленное деление метаморфической толщи проводится в последних работах А. И. Забияки (1974). Исходя из анализов купольных структур, он полагает, что гнейсы, слагающие ядра куполов, более древние, чем гнейсы межкупольных пространств, и принадлежат нижнему структурному ярусу. Не отрицая такой возможности, отметим, что на современном эрозионном срезе в центральных частях куполов встречены породы, которые известны и за их пределами. К тому же нигде не удалось наблюдать явного несогласия предполагаемых «гнейсов оснований» с перекрывающими их отложениями.

Таким образом, стратиграфия таймырского докембрия находится в стадии разработки. В основе большинства изданных карт лежит схема, предложенная М. Г. Равичем и частично модифицированная Ю. Е. Погребницким (табл. 11). Гнейсовый и сланцевый комплексы рассматриваются здесь обособленно; главным критерием расчленения первого является уровень метаморфизма. Свиты верхнего комплекса различаются по их литологии. Однако ни для одной из них (как и для свит гнейсового комплекса) нет стратотипа. Нет даже частных конкретных разрезов, которые могли бы проиллюстрировать типичную последовательность пород, характер их переслаивания и т. д. Так, для нижней карской свиты отмечается переслаивание силлиманитовых и ставролитовых гнейсов. В действительности же они пространственно разобщены. Для рыбнинской свиты в качестве ведущих пород были ошибочно указаны оттрелитовые сланцы, не встречающиеся на Таймыре, а саму свиту помещают то в самые верхи разреза протерозоя (схема 2а), то в его основание (схема 3а).

В конце 60-х годов была предпринята попытка создания принципиальной схемы, базирующейся на изучении и сопоставлении конкретных опорных разрезов (Забияка, 1974). При этом во всех случаях за основу принимался первичный состав пород, их реликтовые литологические особенности (соотношение псаммитового, пелитового и карбонатного материала в исходном осадке, характер слоистости, наличие или отсутствие конкреций и т. п.), а не их современный облик.

Установлено, что разрезы таймырского докембрия представлены двумя формационными типами — для первого характерно резкое преобладание терригенных пород, а в сложении второго существенную роль играют также вулканиты и карбонатные породы, присутствуют прослой кварцитов и яшмовидных кремнистых сланцев. Территориальное разграничение этих типов разрезов позволило А. И. Забияке выделить две структурно-фациальные зоны: Мининско-Вальтеровскую и Чукчинско-Челюскинскую (рис. 28).

Для Мининско-Вальтеровской зоны хорошо приложима уже упомянутая стратиграфическая схема (см. рис. 28). Поскольку она базируется на литологической основе, главные ее подразделения (свиты) соответствуют определенным формациям или субформациям. Залегающая в основании разреза тревожнинская серия отвечает метабазитовой формации. Она

представлена биотит-амфиболовыми и амфиболовыми плагиогнейсами, амфиболитами, эпидот-амфиболовыми сланцами, с редкими прослоями гранат-биотитовых плагиогнейсов, известковистых кристаллосланцев (иногда скаполитсодержащих) и силикатных мраморов.

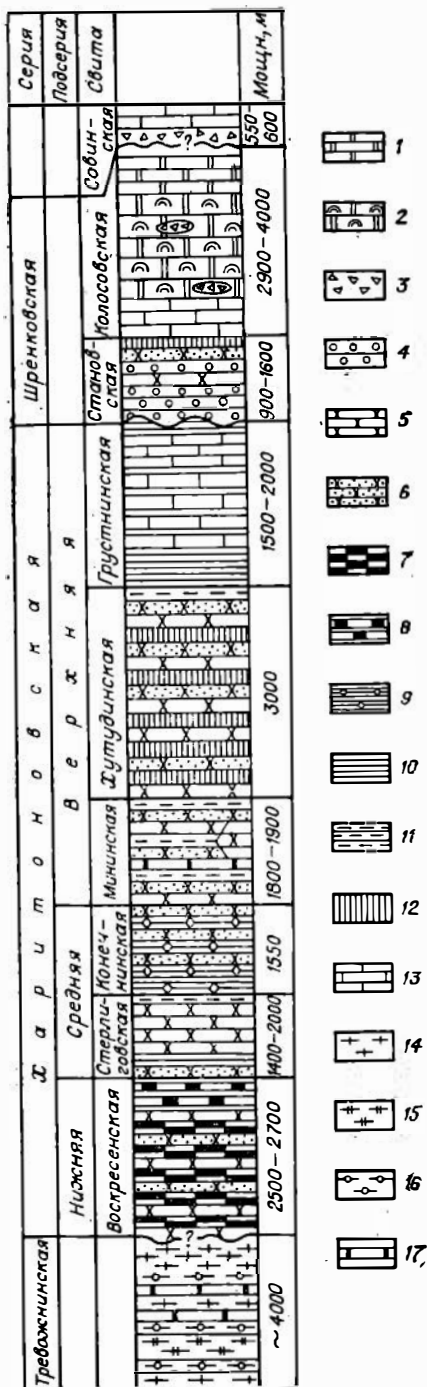
Тревожнинская серия представляет собой то единственное подразделение таймырского докембрия, для которого палеолитологические реконструкции остаются довольно приближенными. Это обусловлено высокой степенью метаморфизма, которая не выходит за пределы эпидот-амфиболитовой фации, а во многих местах отвечает амфиболитовой. Нередко эти породы оказываются мигматизированными и гранитизированными. К тому же метаморфизм их был, как правило, синкинематическим—это типичные тектониты, в которых почти отсутствуют реликты первичных структур и текстур.

Лишь изредка в массивных, нерассланцованных разностях наблюдаются участки с бластоофитовой структурой. По химизму такие породы отвечают базальтам, реже — андезитам. Это позволяет рассматривать их как продукт метаморфизма соответствующих эффузивов либо пластовых интрузий. Поскольку большинство сланцевых пород этой серии имеет такой же химический состав, можно полагать, что и происхождение их такое же, хотя не исключено, что часть их может быть продуктом метаморфизма андезито-базальтовых туфов, туффитов и туфогенных песчаников.

А. И. Забияка [полагает, что тревожнинская метабазитовая формация с несогласием перекрывается воскресенской аспидной. Однако он же отмечает, что непосредственные их отношения не наблюдались. Добавим, что ориентировка структурных элементов в близко расположенных выходах этих формаций, как правило, практически одинакова: вариации положения слоистости, сланцеватости, линейности подчинены общим закономерностям. Обе формации входят в состав единых тек-

Рис. 28. Сводная стратиграфическая колонка Мпшинско-Вальтеровской структурно-фацальной зоны (по данным А. И. Забияки).

1 — доломиты; 2 — водорослевые доломиты; 3 — карбонатные конгломерато-брекчии; 4 — конгломераты; 5 — метапесчаники; 6 — металевролиты; 7 — черные филлиты с ильменитом; 8 — черные филлиты и металевролиты с пиритом; 9 — филлиты с магнезиально-железистым карбонатом; 10 — черные филлиты; 11 — зеленые филлиты; 12 — пестроцветные филлиты; 13 — известняки; 14 — амфиболовые плагиогнейсы; 15 — амфиболиты; 16 — биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы; 17 — мраморы.



Сопоставление главнейших опубликованных

	1	2a	2б
1	2	3	4
Палеозой	Нижний кембрий	Алданский ярус Известняки и доломиты с фауной; в основании	
		Резкое структурное несогласие,	
Верхний протерозой	Лаптевская свита Метапесчаники и филлиты, в верхней части — кислые эффузивы Более 1000 м	Рыбинская свита Оттрелитовые сланцы с прослоями полупиктовых песчаников Около 1000 м	Лаптевская свита Песчаники, филлиты, в верхних частях — фельзиты, альбитофиры и их туфы 1000—2000 м
	Ждановская свита Филлиты с горизонтами мраморизованных доломитов Более 1000 м	Мишинская свита Метапесчаники и филлиты с прослоями мраморов и изв. сланцев 2000—2500 м	Ждановская свита Серицитовые и хлоритовые филлиты, в верхних частях — графитизированные мраморы 2000 м
	Октябрьская свита Слюдистые кварциты, филлиты 1200—1500 м.		Октябрьская свита Аркозовые песчаники и филлиты 2000—2500 м
	Прончищевская свита Метабазальты, туфы, песчаники Более 2000 м	Прончищевская свита Песчаники, местами аперкитовые 1000—2000 м	Прончищевская свита Песчаники, туффиты, ед. покровы порфиритов 1000—2000 м
Предполагается структурное несогласие			

схем стратиграфии докембрия Таймыра

3а		3б	3в
5		6	7
(нижний кембрий)			
маломощный (до 3 м) горизонт мелкогалечных конгломератов и гравелитов			
трансгрессивное налегание			
Рифей	Совицкая свита		Отложения отсутствуют
	Отложения отсутствуют	Битуминозные известняки с валунами и галькой колосовских пород 500 м	
	Разрыв, скрытое угловое несогласие		
	Колосовская свита		
Водорослевые известняки и доломиты с прослоями пестроцветных сланцев 600 м		1700 м	
Становская свита		Становская свита Пестроцветные песчаники, конгломераты Около 2000 м	
Пестроцветные сланцы и метапесчаники, в основании — гравелиты 1000—1500 м	Пестроцветные песчаники, покровы порфиритов, конгломераты 2000 м		
несогласие			
Протерозой	Хутудинская и мининская свиты Метаморфизованные песчано-глинистые породы с горизонтами основных и кислых эффузивов До 2000 м	Чукчинская серия Метаморфизованные альбитофиры, фельзиты, их туфы, с прослоями карбонатных пород, филлитов, кварцито-песчаников около 2500 м	Лаптевская свита Яшмы, фельзиты, альбитофиры, кварцевые песчаники, конгломераты — Перерыв — Спилиты, порфириты, песчаники, конгломераты 1800 м
			Октябрьская и ждановская свиты объединенные Филлиты, кварцевые песчаники Более 1000 м
	Предполагаются складчатость и несогласие ? ~~~~~ ?		
Ленивенская серия (в том числе рыбнинская свита) Амфиболиты, филлиты, метапесчаники, оттрелитовые сланцы 1500 м	Толща флишоподных пород, филлиты, мраморы, празиниты, метапесчаники 5000—7000 м	Прончищевская свита Празиниты Около 3000 м	
Предполагается структурное несогласие ? ~~~~~ ?			

1	2	3	4
Нижний протерозой	<p>Фаддеевская свита</p> <p>Гранат-биотитовые и роговообманковые сланцы, мелкозернистые плаггиогнейсы, метапесчаники</p> <p>2000 м</p>	Нижний протерозой — архей	<p>Фаддеевская свита</p> <p>Гранат-биотит-кварцевые, биотит-амфиболовые, биотитовые, гранат-амфиболовые сланцы и мелкозернистые плаггиогнейсы</p> <p>1800—2000 м</p>
	<p>Верхняя карская свита</p> <p>Мелко- и среднезернистые гранат-биотитовые, биотитовые, роговообманковые и двуслюдяные плаггиогнейсы</p> <p>2500 м</p>		<p>Верхняя карская свита</p> <p>Мелко- и среднезернистые гранат-биотитовые, биотитовые и роговообманковые плаггиогнейсы</p> <p>2500 м</p>
	<p>Нижняя карская свита</p> <p>Крупнозернистые гранат-биотитовые, роговообманковые, кордьеритовые фибролитовые плаггиогнейсы</p> <p>3000 м</p>		<p>Нижняя карская свита</p> <p>Крупнозернистые гранат-биотитовые, кордьеритовые, силлиманитовые, ставролитовые и амфиболовые плаггиогнейсы и их мигматиты</p> <p>3000 м</p>

Примечание. 1 — схема М. Г. Равича (1954 г.), утвержденная Межведомственным докомбрием, принятая при составлении мелкомасштабных карт Таймырской серии (1958—1962 гг.); 2б — для Восточного). 3 — схема стратиграфии протерозоя Таймыра по Ю. Е. Погребницкому (Восточного).

онических структур, одинаков и характер их метаморфизма — те и другие вписываются в общую картину единой метаморфической зональности.

Воскресенская аспидная формация отвечает по объему воскресенской свите. Разрез формации сложен ритмически переслаивающимися металевролитами (обычно с некоторой примесью псаммитового материала) и алевролитистыми метапелитами. Мощность ритмов варьирует от долей метра до 10—15 м; слоистость отчетливо градационна.

Характерна (особенно для метапелитов) примесь мельчайших пылеватых углисто-графитовых частиц, придающих соответствующим прослоям темный (до черного) цвет. Наблюдаются горизонты, обогащенные карбонатными конкрециями, а в верхах разреза встречаются простои глинисто-карбонатного и чисто карбонатного состава — черные известковистые сланцы (хлорит-серицит-сидероплезитовые) и черные мраморы. В целом доля пелитового компонента и мощность соответствующих элементов ритмов вверх по разрезу увеличивается, а псаммитовый материал исчезает. Ритмичность в верхней части формации выражена хуже, что позволяет разделить ее на две субформации — флишвидную (нижнюю) и сланцевую (верхнюю).

Приведенная характеристика пород отвечает начальному уровню метаморфизма. По мере перехода к последующим прогрессивно сменяющим друг друга метаморфическим зонам минеральный состав и облик пород меняются. Вначале появляется биотит, затем гранат, ставролит (в пелитовых прослоях). Метапелиты и металевролиты переходят через филлиты в кристаллические сланцы. За счет микрокристаллов аутигенного рутила формируются пластинчатые порфиробласты ильменита (от 2—3 мм до 4 см в поперечнике), содержание которых достигает 3—4%. Такие сланцы являются отличными маркерами, поскольку легко узнаются в поле, и представляют интерес как важный источник ильменита при формировании

	5	6	7
Архей	Суперкрустальные породы	Породы неизвестны	Суперкрустальные породы

совещанием по стратиграфии Сибири в 1956 г. в качестве рабочей схемы. 2 — схема стратиграфии составлена на основе предыдущей схемы Ю. Е. Погребницким (2а — вариант для Западного Таймыра, и М. Г. Равичу (1965 г.) (3а — вариант для Западного Таймыра, 3б — для Центрального, 3в — для

богатых прибрежно-морских россыпей. Аспидные сланцы преобразуются в графит-силлиманит-кордиеритовые сланцы и гнейсы, содержащие до 17—19% графита.

Ритмичный характер слоистости сохраняется, но приобретает «негативный» характер: метapelиты преобразуются в грубозернистые сланцы и гнейсы с порфиробластами ставролита, кордиерита, граната, а на месте алевролитовых и псаммит-алевролитовых прослоев образуются сравнительно мелкозернистые кварц-биотитовые сланцы и гранат-биотитовые гнейсы.

По набору исходных пород флишеидная субформация близка бобровской свите Тимана, ильменитовым сланцам п-ова Канина и Патомского нагорья, глиноземистым сланцам свиты кейв Кольского полуострова, а сланцевая субформация близка черным сланцам Финляндия (Оутокумпу), Енисейского кряжа, Северного Прибайкалья (Сухой лог).

Выше по разрезу аспидная формация сменяется флишевой, в составе которой преобладают плохо отсортированные и плохо окатанные пелито-алевропсаммитовые осадки типа граувакк и известковистых граувакк с отчетливо ритмичной градационной слоистостью. Ритмы в большинстве трехчленны (псаммитовый, алевролитовый и глинистый либо глинисто-карбонатный элементы); иногда появляется четвертый элемент — чисто карбонатный. Однако чаще с появлением карбонатного элемента исчезает псаммитовый. Вариации соотношения мощностей отдельных элементов ритмов позволяют выделить ряд субформаций.

В основании залегает субформация грубого флиша, в составе которой пелитовые прослои либо отсутствуют, либо играют подчиненную роль (стерлиговская свита). Выше идет толща, характеризующаяся несколько повышенной карбонатностью — кошечнинская свита. Главные элементы ритма здесь — известковистые граувакки и хлорит-серицитовые сланцы

с бурошпатовыми (сидероплезитовыми, анкеритовыми) порфиробластами. Выше идет субформация типичного флиша, подразделяющаяся по окраске пелитовых и алевропелитовых прослоев на две свиты — зеленоцветную мининскую и пестроцветную хутудинскую. Для последней также характерно присутствие туфогенного материала в составе псаммитовых отложений.

В зоне эпидот-амфиболитовой фации граувакки переходят в хлорит-биотитовые сланцы и мелкозернистые плаггиогнейсы с эпидотом, а в зоне амфиболитовой фации — в однообразные биотитовые плаггиогнейсы, содержащие иногда 1—2% граната. Известковистые граувакки через эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы переходят в биотит-роговообманковые плаггиогнейсы.

Разрез венчает субформация карбонатного флиша (грустнинская свита), в составе которой ритмически чередуются известняки, глинистые известняки и черные филлиты. Доля карбонатных пород возрастает вверх по разрезу. Уровень метаморфизма нигде не выходит за пределы зеленосланцевой фации.

В составе гнейсово-сланцевого комплекса присутствуют и вулканогенные породы. Помимо тревожнинской серии они представлены приметнинской толщей и чукчинской свитой. Первая развита в западной части берега Харитона Лаптева и сложена метаморфизованными туфогенными породами преимущественно андезитового, реже базальтового, состава с отдельными горизонтами соответствующих лав (плаггиоклазовые метапорфиры и порфиroidы). Эта толща литологически близка тревожнинской серии, но отличается большей долей пород среднего состава и явным преобладанием пирокластов над эффузивами. Ее положение в разрезе устанавливается довольно определенно, так как в районе п-ова Соревнования наблюдается фациальный переход (переслаивание с вытеснением) приметнинских метавулканитов в терригенные осадки конечнинской свиты. Тем не менее в литературе можно встретить высказывания о пермотриасовом возрасте приметнинской толщи (Равич, Погребицкий, 1965).

Чукчинская свита развита в восточной части берега Харитона Лаптева, выступая фациальным аналогом терригенно-карбонатной грустнинской свиты. Она сложена метаморфизованными кислыми эффузивами (фельзиты, кварцевые порфиры), переслаивающимися с доломитами, известняками, зеленоцветными мергелями. Подчиненную роль играют терригенные породы, однако к западу, в зоне перехода в грустнинскую свиту, их доля, как и доля карбонатных пород, постепенно возрастает до полного вытеснения эффузивов.

Таким образом, весь гнейсово-сланцевый комплекс предстает в виде единой направленной серии, в которой осадочные формации сменяют друг друга постепенно, без выраженных перерывов и несогласий. Набор формаций, субформаций и их последовательность типичны для собственно геосинклинального этапа и принципиально не отличаются от соответствующих геосинклинальных формаций фанерозоя. Единство всей последовательности подчеркивается и многопорядковой ритмичностью (циклическостью) отложений, на фоне которой тем не менее четко выражена тенденция к возрастанию вверх по разрезу карбонатности и уменьшению содержания псаммитового материала в осадках.

Столь же закономерна эволюция вулканитов: metabазиты тревожнинской серии сменяются приметнинскими метаандезитами и далее чукчинскими кислыми эффузивами. Поэтому отделение тревожнинской серии от вышележащих отложений и обособление ее в самостоятельный комплекс, порожденный иным тектоно-магматическим циклом, искусственны. Не свидетельствует о перерывах в формировании серии и наличие локальных несогласий, нередко наблюдаемых внутри вулканогенных толщ, так как подошва и кровля любого лавового потока всегда фиксируют локальные несогласия.

Литология и стратиграфия Чукчинско-Челюскинской структурно-фациальной зоны менее изучены. Большинство исследователей в качестве основы принимают схему Равича—Погребницкого (см. табл. 11). Однако в работах последних лет, как правило, исключаются фаддеевская и обе карские свиты. Их место в основании разреза занимает в современных схемах городковская свита (4000—6000 м), выделенная Г. И. Степановым. Она сложена гранатовыми амфиболитами, переслаивающимися с мраморами, кальцифирами и кварцитами, т. е. до метаморфизма это была вулканогенно-карбонатная толща с подчиненным количеством терригенных пород. Далее следует прончищевская свита (1500—3000 м), сложенная пазинитами, т. е. своего рода базитовая формация, затем отложения существенно терригенной октябрьской свиты (1000—1500 м) и терригенно-карбонатной ждановской (2000—2700 м). В составе последних двух присутствуют пласты и пачки туфосланцев, туфобрекчий и метаэффузивов основного состава. Завершается комплекс лаптевской свитой (1500—3500 м), сложенной фельзитами, альбитофирами, кератофирами и их туфами, переслаивающимися с кварцитами, кварцито-песчаниками, яшмоидами и мраморами (спилит-кератофировая формация).

Приведенная последовательность принимается не всеми. Особенно спорно положение прончищевской свиты. Многие считают ее фациальным аналогом октябрьской и ждановской, некоторые рассматривают ее как слабо метаморфизованный аналог городковской. А. И. Забияка полагает, что прончищевская свита залегает на лаптевской. Следует отметить, что только он приводит в обоснование своей схемы анализ взаимоотношений свит в естественных разрезах. Таким образом, не исключено, что прончищевская свита завершает геосинклинальный комплекс либо даже принадлежит уже к орогенному комплексу.

Сопоставление подразделений обеих зон может быть лишь весьма приблизительным, поскольку непосредственный контакт их не наблюдался. Судя по взаимоотношениям с отложениями перекрывающего их единого орогенного комплекса, образование формаций, завершающих геосинклинальные комплексы обеих зон, происходило если и не одновременно, то в близком возрастном интервале, а сами комплексы сформировались при одном и том же тектогенезе.

Тектоника гнейсово-сланцевого комплекса

Отложения гнейсово-сланцевого комплекса интенсивно дислоцированы. Антиклинали и синклинали первого порядка протяженностью сотни километров (Приморская, Коломейцевская, Усть-Таймырская и др.) осложнены складками второго и третьего порядков протяженностью 20—150 км при ширине 1—20 км, располагающимися цепочно или кулисообразно, и складками более высоких порядков вплоть до микроплойчатости. Осевые поверхности складок первого — третьего порядков опрокинуты к юго-востоку: северо-западные крылья антиклиналей более пологие (40—60°), тогда как в юго-восточных залегание близко к вертикальному либо даже опрокинутое. Местами складчатость становится изоклипальной. Складки высших порядков в филлитах и немигматизированных гнейсах подобны по отношению к главным; в мигматитах они, напротив, дисгармоничны и являются типичными складками течения и волочения, свидетельствующими о высокой, но не однородной пластичности.

Особо следует остановиться на купольных структурах, впервые отмеченных Ю. Е. Погребницким в 1963 г. и детально изученных А. И. Забиякой (1974). Наиболее крупный купол расположен в низовьях р. Ленивой. Он слегка вытянут в северо-восточном направлении согласно общему простиранию складчатого пояса (70×35 км). В ядре его выходят тревожнинские метабазиты и сланцы воскресенской свиты. Купол окружен

волнообразно чередующимися синклинальными прогибами и антиклинальными валами. Несколько более мелких куполов известно к северо-востоку от Ленинского, описаны они и на Восточном Таймыре. А. И. Забияка и Ю. Е. Погребницкий относят эти структуры к окаймленным гнейсовым куполам и считают, что в ядрах их вскрыты гнейсы основания, ремобилизованные при складчатости и метаморфизме перекрывающего их геосинклинального комплекса. Однако таймырские купола во многом отличны от описанных в работах П. Эскола и Л. И. Салопа. Во-первых, в их ядрах наряду с породами, которые и можно бы считать древнейшими, выходят отложения, широко представленные в межкупольных структурах (воскресенская свита). Во-вторых, ядро классического «окаймленного купола» всегда слагается более метаморфизованными породами — обычно даже мигматитами или гнейсо-гранитами. К межкупольным пространствам метаморфизм падает, и изограды окаймляют купола. Ленинский же купол сечется изографами, а это значит, что гнейсы в его ядре стали гнейсами тогда, когда купол уже был сформирован. Образование северного («Аттовского») купола и ряда других, более мелких, куполов связано, возможно, с пластическим течением мигматизированных гнейсов; однако породы, слагающие их ядра, также не принадлежат к «комплексу основания» — они те же, что и породы за пределами куполов.

Еще в 30-х годах П. В. Виттенбургом было установлено, что помпо основной системы складок северо-восточного простирания на Таймыре местами развиты складки северо-западного простирания, образующие как бы «поперечную гофрировку» главных структур: их оси ориентированы по падению крыльев последних, амплитуда измеряется сотнями метров, ширина достигает нескольких километров, складки открытые. Многие геологи рассматривают их как реликты более древнего тектогенеза (Даминова, 1958; Погребницкий, 1971; Шулятин, Захаров, 1974). Однако в сложении северо-восточных и северо-западных складок участвуют одни и те же породы, одни и те же формации. В складках северо-западного простирания отсутствуют признаки двукратного метаморфизма. Одновозрастные мигматиты оказываются синкинематическими по отношению как к той, так и к другой системе складчатости. К тому же трудно представить, каким образом древняя складчатость могла обусловить поперечную гофрировку молодых структур. Не исключено, что складки обеих систем образованы одновременно. Экспериментально доказано, что в толще чередующихся слоев разной пластичности при одновременном воздействии двустороннего сжатия и высокой гидростатической нагрузки развиваются одновременно две системы складок — крутые изоклиналильные складки в направлении, перпендикулярном сжатию, и осложняющая их пологая поперечная гофрировка крыльев (Rast, Platt, 1957). На Таймыре поперечные складки хорошо развиты в зоне мигматитов, т. е. как раз там, где имеют место и чередование слоев разной пластичности, и высокая гидростатическая нагрузка.

Разрывные нарушения более обильны в филлитах, но нередки и в гнейсах и даже в мигматитах. Преобладают взбросы северо-восточного простирания, приуроченные к сочленениям смежных антиклиналей и синклиналей и, видимо, одновозрастные со складчатостью. Перпендикулярно ориентированы нормальные сбросы. Они тоже докембрийские, поскольку к ним приурочены жилы пегматитов и позднекинематических гранитов, но сформировались они на завершающих этапах складчатости, так как секут складчатые структуры. В поле филлитов нередки субширотные разломы, продолжающиеся в породы верхнего докембрийского яруса и даже в палеозойские отложения. Формирование их, видимо, связано с развитием палеозойского прогиба в зоне Бырранга.

Крупнейшим нарушением является Большой Таймырский разлом, прослеженный более чем на 500 км. На всем протяжении он служит своеобразным «петрографическим барьером», вдоль которого происходит рез-

кая смена характера магматизма — к югу от него исчезают граниты. В обнажениях это нарушение проявляется как серия зеркал скольжения, падающих к северо-северо-западу под углом 30—50°, фиксирующих зону, вдоль которой интенсивно дислоцированный и метаморфизованный северный блок надвинут на менее преобразованный южный. В подошве надвинутого блока развиты бластомилониты.

Разлом сопровождается серией оперяющих трещин, среди которых есть крупные крутопадающие сбросы протяженностью десятки и сотни километров и не менее протяженные надвиги. К фронтальной зоне Большого разлома в средней его части приурочен гигантский надвиг — Мамонто-Шренковский шарьяж с максимальной амплитудой горизонтального перемещения 60 км при ширине перемещенной чешуи по фронту (судя по протяженности ее уцелевшего реликта) не менее 50 км (см. рис. 27). Этот надвиг расположен на водоразделе рек Мамонта и Шренк и на всех прежних картах изображен как интрузивный гранитный массив. Однако, как установлено нами, в сложении этого «массива» участвуют гранитоиды различных генетических типов, амфиболиты и даже несомненные парапороды (графит-кордиеритовые, гранат-биотитовые, силлиманитовые гнейсы и сланцы и их мигматиты), а все границы его — тектонические. Это не позволяет более рассматривать его как интрузию, а заставляет считать дизъюнктивной структурой, сложенной мигматизированными гнейсами и прорывающими их гранитами, т. е. либо горстом, в котором эти породы выведены из-под перекрывающих их филлитов, либо аллохтоном шарьяжа.

В пользу надвиговой природы этой структуры свидетельствует присутствие останцов покрова катаклазированных гнейсов и гранитоидов на вершинах окружающих высот, основание которых сложено филлитами (рис. 29) и наличие внутри нее «эрозионных окон» — выходов филлитов в понижениях рельефа. Косвенным подтверждением служит также очень большая (многокилометровая) ширина зоны милонитизации, окаймляющей структуру, что можно рассматривать как результат пологого залегания плоскости смещения.

О широко развитии на Таймыре шарьяжей писал в свое время один из пионеров изучения этого региона Н. Н. Урванцев. Впоследствии эта идея была отвергнута и забыта, но, видимо, Н. Н. Урванцев был прав, и при изучении тектоники Таймыра надвиговым структурам следует уделять особое внимание. В частности, целая серия чешуй, сложенных катаклазированными гранитами и диафторированными кристаллическими сланцами, представлена на Восточном Таймыре в районе залива Фаддея. Здесь развиты катаклазированные и диафторированные кристаллические сланцы, а также интенсивно катаклазированные и диафторированные граниты, сопровождающиеся широкими приконтактовыми поясами бластомилонитов. Катаклазиты этой части Таймыра петрографически идентичны аналогичным породам Мамонто-Шренковского шарьяжа, и местами (бассейн р. Фаддея) они налегают на породы менее метаморфизован-

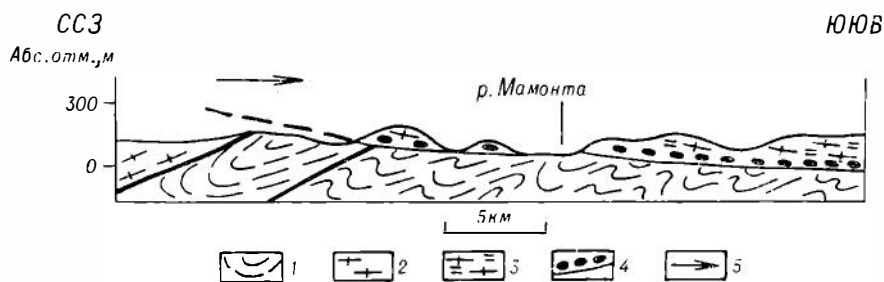


Рис. 29. Северный край Мамонто-Шренковского шарьяжа.

1 — филлиты и метапесчаники; 2 — гнейсо-граниты; 3 — гнейсо-граниты катаклазированные; 4 — бластомилониты в подошве надвига; 5 — направление движения аллохтона.

ные. Судя по материалам М. Н. Злобина, частично эродированные реликты типичных клипшен, сложенные катаклазированными и милонитизированными гранитоидами и гнейсами, надвинутые на хлоритовые сланцы и доломиты, развиты в верховьях р. Ленинградской. Несомненно, вопрос о роли шарьяжей в тектонике Таймыра нуждается в специальном рассмотрении. Его решение важно и для разработки стратиграфии, ибо некоторые породы, описываемые как метаморфизованные конгломераты и гравелиты, являются, по-видимому, бластомилонитами из подошвы надвигов. А это значит, что некоторые несогласия, принимаемые за стратиграфические, могут оказаться в действительности тектоническими.

Метаморфизм гнейсово-сланцевого комплекса

Парагенетические минеральные ассоциации докембрийских пород Таймыра отвечают фациям зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой в серии фаций среднего давления (группа «В» по схеме Добрецова — Соболева, зональность типа Барроу) с локальными отклонениями к серии высоких давлений (Махлаев, Коробова, 1972). Породы амфиболитовой фации слагают ядра антиклиналей первого порядка. Они окаймлены зонами сланцев эпидот-амфиболитовой фации, далее следуют зеленые сланцы и филлиты, т. е. существует полная и непрерывная метаморфическая зональность с концентрическим расположением полей, что свидетельствует об одноактности метаморфизма, ибо наличие двух циклов нарушает правильную последовательность.

Сопряженность контуров зон и главных пликтивных структур говорит о синкинематичности метаморфизма. Подчеркнем, что в пределах полей амфиболитовой фации гранитные тела малы и их суммарный объем много меньше объема мигматитов и гнейсов. Самые крупные гранитные массивы расположены в поле зеленосланцевой фации, там, где уровень метаморфизма всего меньше. Они сопровождаются ореолами контактовых роговиков, зональность которых концентрична по отношению к массиву и не согласуется с региональной. В то же время контакты их нередко секут границы зон регионального метаморфизма: часть интрузии располагается в поле одной фации, часть в другой. Все это опровергает мнение Ю. Е. Погребницкого (1971) и А. М. Даминовой (1958) о контактовой природе таймырских гнейсов. Многочисленными анализами установлено, что региональный метаморфизм на Таймыре был, по существу, изохимическим. Заметно менялось лишь содержание легколетучих компонентов — воды, углекислоты и т. д.

Детальное изучение взаимопереходов между породами разных уровней метаморфизма и прослеживание пачек пород из зоны в зону позволили разделить серию регионально-метаморфических пород на параллельные ряды, названные изолитогенными, поскольку каждый из них объединяет продукты последовательных стадий преобразования литологически однотипных осадков и вулканитов (Махлаев, Коробова, 1972).

Несколько отличен характер метаморфизма в восточной части докембрийского пояса (район залива Фаддея), где зональность улавливается с большим трудом. Метаморфизм здесь отвечает эпидот-амфиболитовой фации и нигде не поднимается выше, но зато часто проявлено наложение повторного метаморфизма. Породы рассланцованы, раздроблены, превращены в милолиты. В одних случаях эта перекристаллизация носит черты явного диафореза, поскольку новообразованные минеральные ассоциации отвечают более низкотемпературной фации — зеленосланцевой. В других — повторный метаморфизм достигал того же уровня, что и первичный. Нет данных, позволяющих оценить временной интервал между этими двумя проявлениями метаморфизма. Но весьма существенно, что повторный метаморфизм проявлен только в катаклазитах. По текстурам и

структурам это типичный динамометаморфизм. Вероятно, он происходил во время формирования надвигов, о которых говорилось в предыдущем разделе.

Работами последних лет (А. И. Забияка и др.) установлено, что ди-афториты приразломных зон северо-восточного простирания нередко интенсивно окварцованы и сульфидизированы. К таким же разломам приурочены линейные зоны метасоматоза (эпидотизации, карбонатизации, альбитизации, микроклинизации). Возможно, эти процессы происходили непосредственно за милонитизацией и катаклазом и являются одной из форм проявления позднедокембрийского дислокационного метаморфизма, но не исключено, что они обусловлены тектоно-магматической активизацией региона на рубеже перми и триаса.

ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЙ (ОРОГЕННЫЙ) КОМПЛЕКС

Отложения гнейсово-сланцевого комплекса с резко выраженным структурным несогласием перекрыты терригенно-карбонатными осадками шренковской серии. В основании ее залегают становская свита (800—1600 м), сложенная конгломератами и полимиктовыми пестроцветными песчаниками с единичными маломощными покровами порфириров.

Мощность конгломератов в бассейне р. Шренк более 600 м, на правом берегу р. Нижней Таймыры она падает до 20 м, а далее на восток вновь увеличивается. В западной части пояса конгломераты образуют лишь отдельные линзы. Галька всегда представлена местными породами. Так, гальку гранитов можно встретить только вблизи гранитного массива, причем это будет обязательно именно та разновидность гранитов, которая слагает данный массив.

Становская свита согласно перекрывается колосовской (1500—4000 м), в составе которой преобладают водорослевые известняки, доломиты, пе-

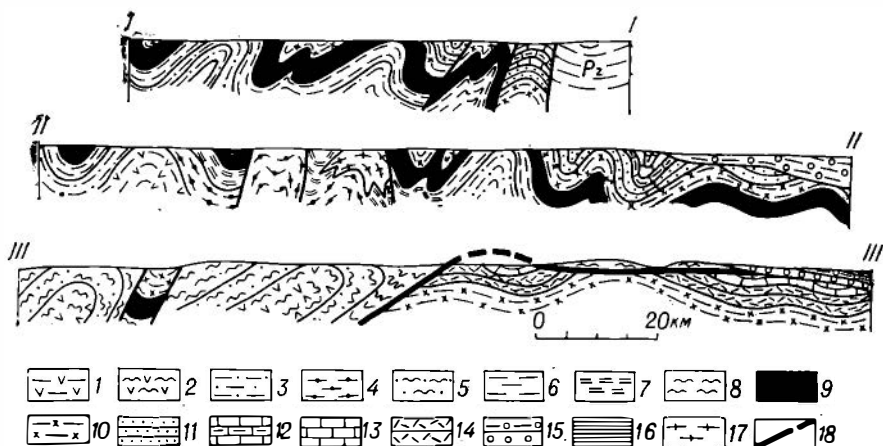


Рис. 30. Разрезы докембрийского складчатого пояса Таймыра (географическое положение разрезов см. на рис. 27).

1 — амфиболиты и амфиболовые гнейсы тревожнинской серии; 2 — те же породы, мигматизированные; 3 — черные сланцы и филлиты воскресенской свиты; 4 — ставролитовые гнейсы с ильменитом (воскресенская свита в зоне эпидот-амфиболитовой фации); 5 — мигматизированные силлиманит-кордиеритовые сланцы с графитом (ультраметаморфиты воскресенской свиты); 6 — зеленоцветные песчаники и хлоритовые сланцы (метаграуваки стерлиговской свиты); 7 — биотитовые кристаллические сланцы и плагийнейсы) метаграуваки в зоне ашидот-амфиболитовой фации); 8 — мигматизированные биотитовые гнейсы (ультраметаморфиты стерлиговской свиты); 9 — известковистые грауваки конечинской свиты; 10 — грауваки мининской свиты; 11 — пестроцветы хутудинской свиты; 12 — карбонатно-сланцевые отложения грустининской свиты; 13 — карбонатные отложения грустининской свиты; 14 — метавулканы чукчинской серии; 15 — базальные конгломераты и гравелиты орогенного комплекса (нижняя подсвита становской свиты); 16 — песчаники и алевролиты орогенного комплекса (верхняя подсвита становской свиты); 17 — параавтохтонные гранитоиды; 18 — Большой Таймырский разлом и приуроченный к нему Мамонто-Шренковский шарьяж.

счанисто-алевритистые известняки. Лишь в верхней части появляются пестроцветные терригенные породы — алевролиты, глинистые сланцы.

Далее следует совинская свита (500—600 м). Структурно она согласна с колосовской, но в ее основании залегают крупноглыбовые конгломератобрекчи (50—60 м): окатанные и угловатые обломки водорослевых известняков, доломитов, глинистых сланцев сцементированы известняками. Обломки явно сложены породами колосовской свиты. Выше конгломератов идут черные и серые известняки.

Уровень метаморфизма отложений орогенного комплекса отвечает самым начальным ступеням зеленосланцевой фации, но нередко и того меньше — зачастую в породах сохраняются не только гидрослюда, но даже каолинит. Слаба и дислоцированность этих отложений: складки обычно открытые, падение крыльев складок первого порядка составляет 15—30°. Однако у осложняющих их мелких складок с амплитудой первые километры — сотни метров наклон крыльев может достигать 50—60°. Простираение их северо-восточное (как и у структур гнейсового комплекса), но более близкое к широтному (СВ 60—70°).

Характер изменчивости пород, слагающих перечисленные стратиграфические подразделения, в зависимости от степени метаморфизма хорошо виден при сопоставлении частных разрезов комплекса. Наименьший уровень преобразований, не выходящий за пределы зеленосланцевой фации, наблюдается в разрезе I—I (рис. 30).

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Метаморфизованные габбро-нориты

Древнейшие интрузии региона сложены метаморфизованными габброидами. Н. П. Анিকেев выделил их в друзитовую формацию (Апикеев и др., 1941). Однако друзитовые структуры развиты в них лишь местами, поэтому в работах последних лет чаще используется более нейтральное название «формация метаморфизованных базитов» или «метагаббровая формация» (Шулятин, Захаров, 1971).

Метагабброиды слагают дайки, небольшие факолиты и единичные силлы, размещающиеся в пределах полей развития тревожнинской серии и приметнишской толщи либо вблизи их. Мощность силлов 1—12 м, мощность даек достигает 30—50 м, площадь самого крупного массива (мыс Тилло) чуть более 10 кв. км. Они прорывают отложения тревожнинской серии, воскресенской, стерлиговской, конечлинской и мининской свит, являясь доскладчатыми или раннескладчатыми: силлы участвуют в складчатости вместе с вмещающими породами, дайки будинированы, контуры факолитов подчинены пликативным структурам гнейсов и сланцев.

Внутри крупных секущих тел и даже в центральных частях крупных будин метаморфизм проявлен относительно слабо. По минеральному составу слагающая их порода отвечает амфиболлизированному габбро-нориту (лабрадор 50—60%, гиперстен 10—15, авгит 10—15, оливин 0—5, роговая обманка до 25, биотит до 2, кварц до 2, гранат до 2, сфен 1—2, титаномагнетит 1—2%). Структура бластоофитовая (в дайках) либо бластогаббровая (в массивах) с переходами к грапобластовой, венцовой, друзитовой. Силлы, как правило, полностью перекристаллизованы, и уровень их метаморфизма отвечает таковому во вмещающих породах. То же можно сказать и о внешних зонах будин.

В зоне ультраметаморфизма габбро-пориты могут служить субстратом мигматитов. Нередко в них (особенно в рассланцованных разностях) хорошо выражен полевошпатовый порфиробластез, вплоть до перехода в порфиробластические гнейсо-граниты.

Возрастное положение метагабброидов определяется тем, что они прорывают отложения гнейсово-сланцевого комплекса и в то же время претерпели складчатость и метаморфизм вместе с последними. Пространственная связь с вулканитами и гипабиссальный характер (широкое развитие офитовой структуры в исходных породах) позволяют предположить комагматичность габброидных интрузий с тревожинскими и приметнинскими эффузивами основного состава.

Докембрийские гранитоиды

Докембрийские гранитоиды Таймыра принадлежат (по классификации Ю. А. Кузнецова) формации мигматитов и анатектитов амфиболитовой фации и формации гранитных батолитов. Однако те и другие связаны взаимопереходами и закономерно эволюционируют от мигматитов и автохтонных гранитов через параавтохтонные к отчетливо интрузивным (аллохтонным), т. е. образуют единую «гранитную серию» в том смысле, который вкладывал в это понятие Г. Г. Рид (1957).

Мигматиты слагают два больших поля (150×35 и 100×25 км), охватывающие центральные части соответствующих зон амфиболитовой фации. В пределах этих полей сколько-нибудь крупные массивы гранитов отсутствуют. Преобладают послойные мигматиты, агматиты, птигматиты. При пропитывании субстрата метатектом все эти мигматиты переходят в темевые. Устанавливается явное родство жильного материала и субстрата: в гранатовых гнейсах метатект содержит гранат, в амфиболовых — амфибол и т. д.; однако отношения главных компонентов в нем всегда анхиэвтектические, что наряду с наличием бескорневых обособлений метатекта и исключительной выдержанностью его тончайших послойных прожилков свидетельствует об анатектическом генезисе.

За пределами полей встречаются мигматиты другого рода — тонкая послойная инъекция двуслюдяных гранитов и аплитов во вмещающие гнейсы и сланцы в узкой зоне экзоконтакта интрузий. Метатект инъекционных мигматитов чужд составу субстрата, но обнаруживает четкую связь с веществом гранитной интрузии, а мощность зоны мигматизации зависит от размеров последней, но никогда не превышает 20—25 м.

Автохтонные гранитоиды тесно ассоциируются с мигматитами и гнейсами амфиболитовой фации и связаны с ними постепенными переходами. Среди них выделяются порфиробластические гнейсо-граниты и равномернозернистые темевые граниты.

Порфиробластические гнейсо-граниты слагают пластовые тела и линзы мощностью от долей метра до сотен метров, а также небольшие массивы в пределах мигматитовых полей. Контакты их диффузны, гранитоиды гнейсовидны. Слоистость гнейсов прослеживается внутри гранитов чередованием полос различного состава. Крупные массивы подразделяются на отдельные пластообразные тела мощностью не более 250 м каждое, а последние состоят, в свою очередь, из чередующихся «пластов» гнейсовидных гранитов, гранитизированных гнейсов и гнейсов. Переходы между гранитами и гнейсами (как вкрест простирания, так и по простиранию) постепенные. Такая картина характерна для всех тел автохтонных гранитоидов.

В гнейсо-гранитах с содержанием порфиробластов более 35% нередко появляются текстуры течения. При будинировании меланократовых прослоев такие породы выполняют межбудинные промежутки. Но в целом гранитоидам этого типа перемещение не свойственно.

Минеральный состав определяется как составом исходных гнейсов, так и достигнутым уровнем преобразования, а потому весьма непостоянен: порфиробласты 30—60% (плагноклаз 5—20%, микроклин 5—50, кварц 0—10%), основная ткань 70—40% (плагноклаз 5—20%, микроклин 0—

15, кварц 10—25, биотит 5—15, роговая обманка 0—12, мусковит 0—3, гранат 0—2, сфен 0—5, прочие акцессории до 2%). Состав гнейсового субстрата сказывается прежде всего на присутствии тех или иных цветных минералов и их особенностях. В гранитоидах, развивающихся по биотит-амфиболовым гнейсам, сохраняется некоторое количество роговой обманки, биотит в них всегда плеохроирует в буро-зеленых тонах. Они содержат много сфена, в них нередок ортит, но гранат не встречается. Гнейсо-граниты, формирующиеся за счет биотитовых гнейсов, не содержат роговой обманки, биотит в них коричневый, весьма обычны гранат и мусковит, но редок сфен.

Равномернозернистые тeneвые граниты подразделяются на двуслюдяные и гастингситовые. Первые формируются за счет гнейсов метапелитового ряда (силлиманитовых, кордиеритовых, гранат-биотитовых), а вторые за счет гастингсит-лепидомелановых гнейсов, которыми представлены породы тревожнинской серии и приметнинской толщи в зоне амфиболитовой фации.

Взаимоотношения этих пород с вмещающими гнейсами такие же, как и порфиробластических гнейсо-гранитов: в них тоже прослеживается реликтовая слоистость гнейсов, обильны скиалиты, типичны постепенные взаимопереходы, характерны текстуры и структуры замещения, но местами наблюдаются текстуры течения и рвущие контакты, свидетельствующие о переходе наиболее преобразованных разностей в мобильное состояние.

Минеральный состав определяется сочетанием тех же факторов — составом исходных гнейсов и достигнутым уровнем преобразования. В двуслюдяных гранитах единственным темноцветным минералом является биотит, плеохроирующий в сочных красно-бурых тонах. Встречаются гранат, силлиманит, кордиерит. Из акцессориев обычны турмалин, циркон, апатит, монацит.

Направленность химических изменений, происходящих при преобразовании разных гнейсов в автохтонные гранитоиды, во всех случаях, в общих чертах, одинакова: привносятся калий и кремний, а выносятся магний, кальций, железо при неизменном содержании глинозема и натрия.

Характер взаимоотношений с вмещающими породами, особенности текстуры и структуры, направленность изменения минерального состава свидетельствуют о метасоматическом генезисе, однако параллельно с метасоматозом происходило и частичное плавление преобразуемых гнейсов, обусловившее пластичность лейкократовых гнейсо-гранитов, запечатленную в текстурах течения.

Параавтохтонные (частично интрузивные) граниты образуют массивы, расположенные у границы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, т. е. в непосредственной близости от зоны ультраметаморфизма. Наиболее крупные из них достигают в кровле зоны зеленосланцевой фации. В таком случае в контакте развиваются роговики, но мощность ореолов измеряется метрами (для роговиков с фибролитом, андалузитом) и даже для биотитовых роговиков не превышает 100 м.

Как правило, массивы приурочены к сводам антиклиналей и по соотношениям с рамой больше всего отвечают понятию «диапир-плутоны». Их сводовая часть отчетливо дискордантна, тогда как корневая зона автохтонна и имеет диффузный характер. Двойственность контактов хорошо видна и при картировании плутонов, приуроченных к периклинальным замыканиям.

По химизму и минеральному составу параавтохтонные граниты не отличимы от автохтонных. Среди них представлены те же главные группы — порфировидные биотитовые и биотит-амфиболовые гранодиориты и адаметиты и равномернозернистые двуслюдяные и гастингситовые граниты. В корневых частях массивов эти породы через зону автохтонных гранитоидов переходят в соответствующие гнейсы.

По мере удаления от подошвы реликтовая слоистость и гнейсоватость становятся менее четкими, порода гомогенизируется. Вблизи кровли директивные тектуры развиваются вновь, но это уже типичные тектуры течения. Гнейсоватость, согласная с таковой во вмещающих породах, сменяется трахитоидностью, параллельной контактам.

Для зоны интрузивного контакта параавтохтонных гранитов характерны также протоклаз и протобластез, свидетельствующие о том, что внедрявшаяся масса была смесью жидкой и твердой фаз, причем содержание жидкости (расплава) было невелико — расплав играл роль своего рода смазки (Махлаев, Коробова, 1972).

Особенности параавтохтонных гранитов хорошо согласуются с гипотезой об их реоморфическом происхождении. Интродуцированная масса представляла собой мигму (смесь анатектондного расплава с педоплавленными реликтами при преобладании последних).

Аллохтонные (интрузивные) граниты завершают серию. Их массивы отчетливо дискордантны и обладают внутренней структурой, автономной по отношению к структурам рамы. Они нередко прорывают породы зеленосланцевой фации, что наряду с присутствием в них ксенолитов пород, залегающих на глубине несколько километров, свидетельствует о значительном перемещении интрузирующего материала. Крупные интрузии могут сочетать в себе признаки аллохтонных и параавтохтонных образований. Так, массив на водоразделе рек Мамонта и Коломейцева в западной части представлен типичными параавтохтонными гранитами, а по мере продвижения к востоку в его сложении участвуют все более и более гомогенные массы. Западная часть массива конкордантна, а восточная резко дисгармонична. Некоторые признаки параавтохтонности несет и юго-западная часть другого крупного аллохтонного массива — Бирулинского.

Состав аллохтонных гранитов в разных массивах различен. Аллохтонные амфибол-биотитовые и биотитовые граниты и гранодиориты слагают ряд крупных штоков (до 25 км в поперечнике), прорывающих филлиты и содержащих ороговикованные ксенолиты последних, а также полуассимилированные ксенолиты гнейсов амфиболитовой фации. Мощность ореола высокотемпературных роговиков экзоконтакта (апдалузит-кордиеритовых, амфибол-диопсидовых) достигает сотен метров. Вариации состава и структуры позволяют выделить несколько разновидностей. Наиболее распространены амфибол-биотитовые порфировидные граниты (калишпат 33—45%, плагиоклаз 30—45, кварц 23—28, биотит 7—12, роговая обманка 3—7%). Несколько более редки биотитовые порфировидные граниты (калишпат 35—45%, плагиоклаз 30—40, кварц 23—33, биотит 5—7, мусковит 2—5%).

Аллохтонные альбит-микроклиновые мусковитизированные граниты (или двуслюдяные граниты) слагают множество жильных и пластообразных тел мощностью от долей до десятков метров, секущих немигматизированные гнейсы амфиболитовой и кристаллические сланцы эпидот-амфиболитовой фаций, а также ряд массивов, крупнейший из которых — Бирулинский (50×25 км). Контакты с вмещающими породами резкие, в гранитах нередко ксенолиты гнейсов и сланцев, ориентировка которых подчинена контурам массивов. Минеральный состав выдержанный: плагиоклаз 25—40%, микроклин 16—21, кварц 25—30, мусковит 9—15, биотит 3—7%. Мусковит развивается по плагиоклазу. Из аксессуаров обычны апатит, турмалин, циркон; в протоочках обнаруживаются гранат, силлиманит, кордиерит, молибденит, касситерит, берилл. Граниты сопровождаются жилами мусковитовых пегматитов с аксессуарным бериллом и турмалином.

Эти породы исключительно близки так называемым «идеальным гранитам» в классификации Эскола — Мармо (позднекинематическим гранитам Финляндии и ряда других регионов).

Аллохтонные гастингситовые граниты представлены двумя малыми штоками (р. Ленивая, о. Длинный). Поперечник каждого около 1 км. Они рвут породы тревожинской серии в зоне эпидот-амфиболитовой фации. Контакты интрузивные, резкие; минеральный состав постояен: микроклин 35—40%, кислый олигоклаз 17—22, кварц 35—40, биотит 2—3, амфибол 3—5%, из аксессуаров обычны сфен, циркон, ортит, торит.

Дискордантность аллохтонных гранитов, четкие контакты, зоны роговиков, присутствие ксенолитов свидетельствуют об их интрузивном происхождении. Интрузирующий материал был магмой, т. е. относительно гомогенным расплавом, что подтверждается наличием зон закалки, а также выдержанностью минерального и (особенно) химического состава. Наконец, аллохтонные граниты всех групп характеризуются анхизетктическими соотношениями кварца и полевых шпатов.

В то же время аллохтонные граниты по некоторым особенностям состава близки тем или иным параавтохтонным и даже автохтонным гранитоидам, а порой участвуют в сложении единых массивов с параавтохтонными гранитами и в таком случае связаны с ними теснейшими взаимопереходами. Не всегда можно сказать с уверенностью, является тот или иной конкретный массив параавтохтонным или аллохтонным. Очевидно, магма была анатектической, образовавшейся при прогрессивном развитии ультраметаморфизма за счет дальнейшего переплавления реоморфных масс. В зависимости от состава переплавляемых пород эта магма имела состав биотитового гранита, биотит-амфиболового адамелита, двуслюдяного гранита, гастингситового гранита. Не случайно всегда, когда те или иные аллохтонные граниты сопряжены с параавтохтонными, оказывается, что последние имеют сходный химический и минеральный состав. Далее через соответствующие автохтонные граниты такую связь (родство) можно проследить до тех или иных исходных гнейсов.

Таким образом, единая гранитная серия отчетливо подразделяется на Таймыре на четыре параллельных ряда, каждый из которых как бы продолжает один из вышеописанных изолитогенных метаморфических рядов. Эти гранитные ряды охватывают продукты гранитизации, реоморфизма и анатексиса литологические однотипных, близкородственных исходных пород, поэтому их также можно называть *изолитогенными*.

Указанные изолитогенные ряды были впервые выделены и описаны на Таймыре (Махлаев, Коробова, 1972). По всей видимости, они могут быть выделены и в составе докембрийских гранитных серий других регионов.

Серпентиниты

В восточной части докембрийского пояса известны выходы серпентинитов и серпентинизированных габброидов. Их тела имеют форму крутопадающих уплощенных линз протяженностью до нескольких километров и группируются в пояса, прослеженные на 50—75 км. Впервые они были выявлены в 50-х годах геологами НИИГА (Ф. И. Иванов, Г. И. Степанов) в районе залива Фаддея; в 1973—1974 гг. был открыт еще один серпентинитовый пояс на п-ове Челюскин (Залялеев, Беззубцев, 1975). Пояса приурочены к наиболее крупным дизъюнктивным нарушениям и простираются, как и последние, в северо-восточном направлении.

Динамометаморфизм и низкотемпературная перекристаллизация полностью уничтожили все первичные структуры, а низкотемпературный метасоматоз, видимо, существенно изменил химический состав серпентинитов. В настоящее время основой пород является агрегат серпентина и тремолит-актинолита; встречаются разности чисто серпентиновые, серпентин-карбонатные, тальк-серпентин-карбонатные, а также полосчатые серпентин-хромитовые руды. Тесная ассоциация с последними и постояен-

ное присутствие аксессуарного хромита, видимо, могут рассматриваться как надежный критерий первично-магматической природы серпентинитов и принадлежности их к гипербазитам.

Не вполне ясно их возрастное положение. Обычно гипербазиты рассматривают как продукт инициального магматизма и относят к ранним этапам развития геосинклинали. Поэтому и на Таймыре их считают древнейшими магматическими породами. Однако зачастую вмещающие породы метаморфизованы сильнее серпентинитов и испытывают в контакте с ними диафторез, что возможно лишь в том случае, если гипербазиты внедрились в уже метаморфизованную толщу. Поскольку региональный метаморфизм завершал собственно геосинклинальное развитие, внедрение гипербазитов должно было происходить либо перед самой орогенной стадией, либо даже в орогенную. Об этом же свидетельствует и приуроченность гипербазитов к зонам надвигов раннеорогенного этапа.

Все описанные проявления интрузивного магматизма расположены в поле геосинклинального комплекса. В орогенном комплексе интрузии представлены лишь малочисленными силлами и дайками диабазов.

ВОЗРАСТ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Принадлежность описанных формаций к докембрию устанавливается отчетливо несогласным налеганием отложений с фауной хиолитов, брахиопод, гастропод и трилобитов, отвечающей низам кембрия (алданский ярус), на различные свиты как орогенного, так и геосинклинального комплексов.

Вторым репером может служить возраст детритовых цирконов из псаммитовой фракции отложений аспидной формации, определенный урано-свинцовым методом в 2200 млн. лет (Бибикова и др., 1968). Очевидно, что возраст самих пород должен быть менее 2200 млн. лет. Крупное региональное несогласие, разделяющее геосинклинальный и орогенный комплексы, обособляет два основных подразделения — харитоновскую и шренковскую серии. Строматолиты, онколиты, катаграфии в известняках и доломитах последней близки по набору форм второму и третьему палеогеологическим комплексам (средний и верхний рифей), поэтому и возраст ее следует оценить как средне-верхнерифейский. Соответственно толщи, лежащие ниже (геосинклинальный комплекс), должны быть отнесены к нижнему либо среднему рифею. Перерыв между этими сериями вряд ли был значительным, поскольку обе представляют звенья единого геосинклинального цикла.

Второе несогласие отделяет шренковскую серию от совинской свиты, которая начинается с конгломератов с галькой подстилающих доломитов колосовской свиты, но нигде не налегает на отложения более древние. Видимо, перерыв, предшествующий ее формированию, был очень кратким. Возраст ее постверхнерифейский — предкембрийский, т. е. вендский.

Тревожнинская серия относится А. И. Забиякой к самостоятельному более древнему ($PR_1?$ А?) тектоно-магматическому циклу. Мы полагаем, что ее следует все же включить в единую рифейскую последовательность и поместить в основание собственно геосинклинального комплекса (харитоновской серии) непосредственно под отложениями воскресенской свиты.

Возраст метагабброидов («друзитовая формация») определяется по их положению в структурах региона как «раннехаритоновский» (т. е. раннерифейский). Гранитоиды развиваются за счет пород харитоновской серии, но галька наиболее поздних из них (аллохтонных гранитов) содержится в шренковских базальных конгломератах, т. е. породы эти «предшренковские» (среднерифейские либо предсреднерифейские).

Региональный метаморфизм начался до гранитообразования и продолжался параллельно с ним. В это же время формировались пликативные

структуры, возраст которых определяется тем, что начальные члены гранитной серии — соскладчатые, а конечные (аллохтонные граниты) — послескладчатые.

Формирование шарьяжей происходило после регионального метаморфизма и гранитообразования (поскольку надвигавшиеся чешуи сложены гнейсами, мигматитами, гранитами), но до отложения шренковской серии, ибо породы аллохтона (интенсивно катаклазированные граниты из его подошвы) присутствуют в гальке шренковских конгломератов.

Однако такая последовательность признается не всеми. Не оспаривается лишь докембрийский возраст исходных осадочных и вулканогенных отложений, поскольку они перекрыты несомненным нижним кембрием. Иначе обстоит дело с оценкой времени проявления метаморфизма и возраста гранитоидов. Многие геологи, в том числе Н. Н. Урванцев и А. М. Даминова, считают, что метаморфизм на Таймыре происходил дважды — в конце протерозоя породы были метаморфизованы на уровне зеленосланцевой фации, а много позже, в период герцинской активизации, имел место повторный метаморфизм. По мнению Н. Н. Урванцева, этот повторный метаморфизм был региональным, достигал уровня амфиболитовой фации и перерастал в ультраметаморфизм, в результате чего были сформированы гранитоиды, которые он все считает герцинскими. А. М. Даминова полагаала, что герцинский метаморфизм был «регионально-контактовым», что гнейсы образовались из протерозойских филлитов в результате воздействия двуслюдяных гранитов, которые она относила к нижнему карбону. Наряду с герцинскими она выделяла каледонские и докембрийские гранитоиды. Близких взглядов придерживается в последних работах Ю. Е. Погребницкий (1971). Часть гнейсов он считает регионально-метаморфическими. Но точно также же гнейсы он рассматривает как продукт контактового метаморфизма протерозойских филлитов под воздействием «герцинских двуслюдяных гранитов».

Однако этим представлениям противоречат следующие факты. Выше отмечалось, что в зонах с максимальным уровнем метаморфизма практически отсутствуют интрузии не только двуслюдяных, но и любых других гранитов. В поле же эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации интрузии обильны. По-видимому, не могут двуслюдяные граниты быть главным метаморфизующим агентом — их воздействие на вмещающие породы значительно слабее, чем воздействие больших по объему биотитовых и биотит-амфиболовых гранодиорит-гранитов. Остается неясным, почему предполагаемый метаморфизм этапа активизации оказался значительно более интенсивным, чем метаморфизм собственно геосинклинального этапа.

Представлениям о герцинском возрасте противоречит тот факт, что он проявился только в докембрийских отложениях геосинклинального комплекса, не затронув даже докембрийские орогенные формации, не говоря уже о палеозойских. Палеозойские осадки не преобразуются в гнейсы даже там, где их прорывают крупные интрузии гранитов (п-ов Челюскин). Очень показателен разрез на р. Пека на Восточном Таймыре. Геосинклинальный комплекс докембрия, метаморфизованный здесь в условиях эпидот-амфиболитовой фации, несогласно перекрыт неметаморфизованными осадками, в которых прекрасно сохранились хорошо определимые хиолиты и даже граптолиты. К тому же залегающие в основании палеозоя маломощные конгломераты содержат гальку подстилающих их метаморфитов (Забияка, 1974).

Что же касается возраста гранитоидов, то следует напомнить, что галька двуслюдяных и биотит-амфиболовых гранитов встречается в базальных конгломератах становской свиты (орогенный комплекс докембрия). Ранее отмечалось, что галька эта всегда местная и легко может быть сопоставлена с определенными гранитоидами близлежащих массивов. Представления о герцинском метаморфизме и о палеозойском возрасте

большинства таймырских гранитоидов основаны главным образом на изотопных определениях возраста. До настоящего времени выполнено более 75 определений радиологического возраста метаморфических пород и гранитоидов Таймыра калий-аргоновым методом (по полевым шпатам, слюдам, амфиболу и валовому аргону). Около половины полученных дат укладывается в пределы 226—290 млн. лет, значительное количество — 180—225 млн. лет и лишь треть — 290—660 млн. лет, причем даты более 500 млн. лет единичны.

Очевидно, в данном случае, как и во многих других регионах, мы сталкиваемся с омоложением возрастных датировок, обусловленным потерей аргона. Наиболее интенсивное «омоложение» докембрийских образований происходило на рубеже перми и триаса в связи с формированием складчатой системы Бырранга. Но оно отнюдь не было повторным метаморфизмом, поскольку ни минеральный состав, ни структура пород при этом не менялась. Происходила лишь утечка аргона. Видимо, потеря его не всегда была полной, поэтому, наряду с датами, отвечающими времени омоложения, каковых большинство, должны встречаться и даты промежуточные. Чем древнее дата, тем ближе она должна быть к истинному возрасту, но такие значения будут и самыми редкими, ибо нужны были особые обстоятельства, препятствовавшие потере аргона при общем прогревании. По-видимому, истинный возраст пород должен быть большим, чем значения отмеченных выше наиболее древних истинных дат. Метаморфизм и гранитообразование должны были происходить несколько ранее 660 млн. лет и много позже 2200 млн. лет, что хорошо согласуется с последовательностью событий, приведенной в начале настоящей главы.

Как видно из приведенной характеристики, аспидная и флишеидная осадочные формации и сопутствующие им метабазитовая и метаандезитовая формации являются типичными образованиями собственно геосинклинального этапа. Увеличение количества карбонатных пород вверх по разрезу и параллельная эволюция вулканитов от основных через средние и кислые также типичны для геосинклинальных серий. Геосинклинальная природа нижнего комплекса подтверждается его мощностью (более 16 км) и характером тектонических деформаций — напряженная линейная складчатость (многопорядковая, опрокинутая, местами изоклиальная) с системой протяженных разломов, переходящих в надвиги и шарьяжи.

Соответственны и проявления метаморфизма — региональный метаморфизм с хорошо выраженной зональностью от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, включающей зону ультраметаморфизма. Типично геосинклинален и интрузивный магматизм — габброиды в начальной стадии формирования комплекса и гранитоиды на завершающей. Гранитоиды образуют типичную геосинклинальную серию, включающую автохтонные мигматиты и анатектиты, параавтохтонные реоморфные мигматит-плутонные и аллохтонные интрузии анатектоидной магмы.

Геосинклинальный комплекс несогласно перекрывается столь же типичным орогенным — терригенная и карбонатная моласса, почти не метаморфизованная, значительно слабее дислоцированная (открытые складки с переходом к брахискладкам). Магматизм преимущественно эффузивный, на ранних стадиях кислый и средний, но быстро сменяющийся основным.

Сопоставление двух отчетливо выраженных структурно-формационных зон — Мининско-Вальтеровской и Челюскинской (см. рис. 27, 31), позволило отнести первую из них к миеосинклинальному типу, а вторую к эвгеосинклинальному (Забяка, 1974). Основанием для этого служит широкое развитие в пределах первой зоны терригенных пород (аспидная и флишевая формации), тогда как во второй на первый план выступают вулканиты. Однако отложения Мининско-Вальтеровского пояса обладают большей мощностью (15—18 км), интенсивнее дислоцированы, сильнее метаморфизованы (до ультраметаморфизмов); лишь в пределах этого пояса

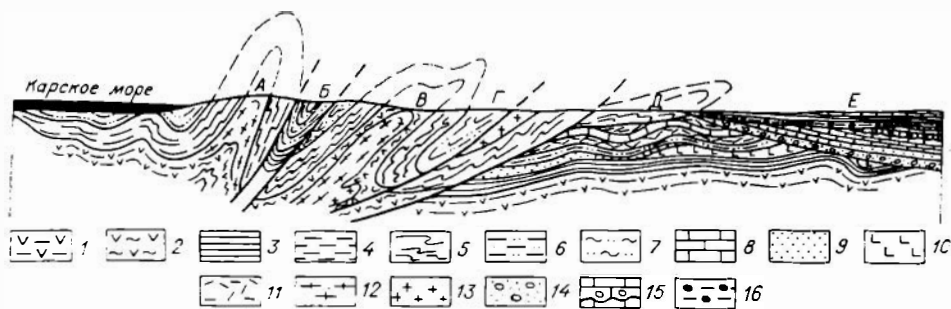


Рис. 31. Генерализованный разрез докембрия Таймырской складчатой области.

А — Приморская антиклиналь; Б — Толевская грабен-синклиналь; В — Центральная антиклиналь; Г — Коломейцевская синклиналь; Д — зона шарьяжа; Е — верхнепротерозойские вендские и палеозойские образования.

1 — метабазиты немигматизированные; 2 — мигматизированные амфиболовые плагиогнейсы и амфиболиты (ультраметаморфиты метабазитовой формации); 3 — черные сланцы, аргиллиты, алевролиты (аспидная формация); 4 — кристаллические сланцы и филлиты воскресенской свиты (аспидная формация немигматизированная, но метаморфизованная); 5 — мигматизированные глиноземистые гнейсы с графитом (ультраметаморфиты аспидной формации); 6 — граувакки и известнистые граувакки (флишевая формация); 7 — мигматизированные биотитовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы (ультраметаморфиты флишевой формации); 8 — известняки и доломиты; 9 — кварцевые пески и песчаники, аркозы; 10 — андезиты и их туфы; 11 — кислые эффузивы и их туфы; 12 — параавтохтонные граниты; 13 — аллохтонные граниты; 14 — базальные конгломераты орогенного комплекса; 15 — карбонатные конгломерато-брекчии совинской свиты; 16 — базальные конгломераты палеозоя.

проявлен гранитный магматизм. Мощность отложений Челюскинского пояса меньше (10—13 км, а без городковской свиты всего 5—8 км), метаморфизм не превышает уровня эпидот-амфиболитовой фации, гранитоиды отсутствуют. Хотя в его пределах есть гипербазиты, но они не могут рассматриваться как проявление инициального магматизма и, вероятно, представляют собой приразломные внедрения, образовавшиеся в предорогенной или раннеорогенной стадии. В составе осадочных формаций Челюскинского пояса широко развиты (начиная с самых низов разреза) карбонатные породы и кварциты. Наконец, даже вулканиты этой зоны не вполне обычные для эвгеосинклинали — кислые эффузивы широко развиты и встречаются от самого основания разреза.

С учетом изложенного есть больше оснований считать эвгеосинклинальной северную зону. Тем более, что ни аспидная, ни флишевая формации эвгеосинклинали не противопоказаны. Что касается Челюскинской зоны, то для нее в начале развития был характерен миогеосинклинальный режим, сменившийся на завершающих этапах эвгеосинклинальным. Такому соотношению зон отвечает и направление вергентных складчатых структур и направление движения — от эвгеосинклинали в сторону миогеосинклинали.

Вопрос этот важен для оценки положения Таймырской складчатой области в общей системе докембрийских структур Евразии.

ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ
СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

СРЕДНЯЯ АЗИЯ И ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН

В последнее десятилетие широко развернувшиеся исследования в центральных районах Казахстана и советской Средней Азии изменили представления о том, что в областях каледонской и герцинской складчатости докембрийские образования имеют локальное развитие и что в их пределах отсутствуют отложения древнее рифея. Данные последних лет опровергли и мнение о едином для всего региона эвгеосинклиналином типе докембрийского разреза. Успехи в изучении докембрия Тянь-Шаня, Улутау и ряда других районов Казахстана, связанные с разработкой и применением биостратиграфических и радиогеохронологических методов в комплексе с историко-геологическими, привели к выявлению опорных разрезов (Королев, 1963—1966; Келлер и др., 1965; Киселев, Королев, 1964—1970; Зайцев и др., 1965—1974), корреляции с разрезами смежных регионов и к полученным на этой основе тектоническим обобщениям (Белькова, Огнев, 1964, 1969; Королев, 1966, 1970; Киселев, Королев, 1970, 1972; Ахмеджанов и др., 1975).

На описываемой территории выделяются пять типов верхнедокембрийских разрезов (Киселев, Королев, 1972). Каждый характеризуется своеобразным формационным рядом и лишь ему присущими особенностями деформаций. Будучи оконтуренными на площади, они представляют основные типы структурных элементов, существовавших в позднем докембрии.

Основной каркас байкальской структуры региона составляют крупные жесткие массы с обширными площадями выступов кристаллических толщ нижнедокембрийского фундамента. Единой Южно-Тяньшаньской платформенной областью выступают слившиеся Таримский, Южно-Памирский, Кызылкумо-Тургайский массивы. Зоной Улутауского, Южно-Тяньшаньского, Атбаши-Иныльчекского и Куруктагского разломов эта область отделяется от располагающейся к северу и востоку от нее байкальской подвижной области Тянь-Шаня и Казахстана. В пределах последней выделяются срединные массивы, мио- и эвгеосинклинали и орогены. Последние наиболее мощно выражены в зонах сочленения подвижной области с платформой, образуя почти непрерывную полосу Улутау-Чаткало-Нарынского пояса (рис. 32).

В пределах палеозойских складчатых сооружений Центрального Казахстана и Средней Азии общим является подразделение докембрийских образований на два резко обособленных структурных надэтажа. Нижний из них сформирован глубококоматаморфизованными и пока не везде расчлененными образованиями, рассматривающимися по совокупности данных в качестве нижнедокембрийского основания. Верхний надэтаж, толщи которого палеонтологическими и радиологическими данными охарактеризованы как позднедокембрийские, подразделяются на отчетливо выдержанные структурные этажи и ярусы. Объемам структурных ярусов верхнего докембрия обычно соответствуют выделяемые ниже структурно-вещественные комплексы.

В нижнем структурном надэтаже, представляющем нижнедокембрийское основание, в настоящее время с известной долей условности возможно

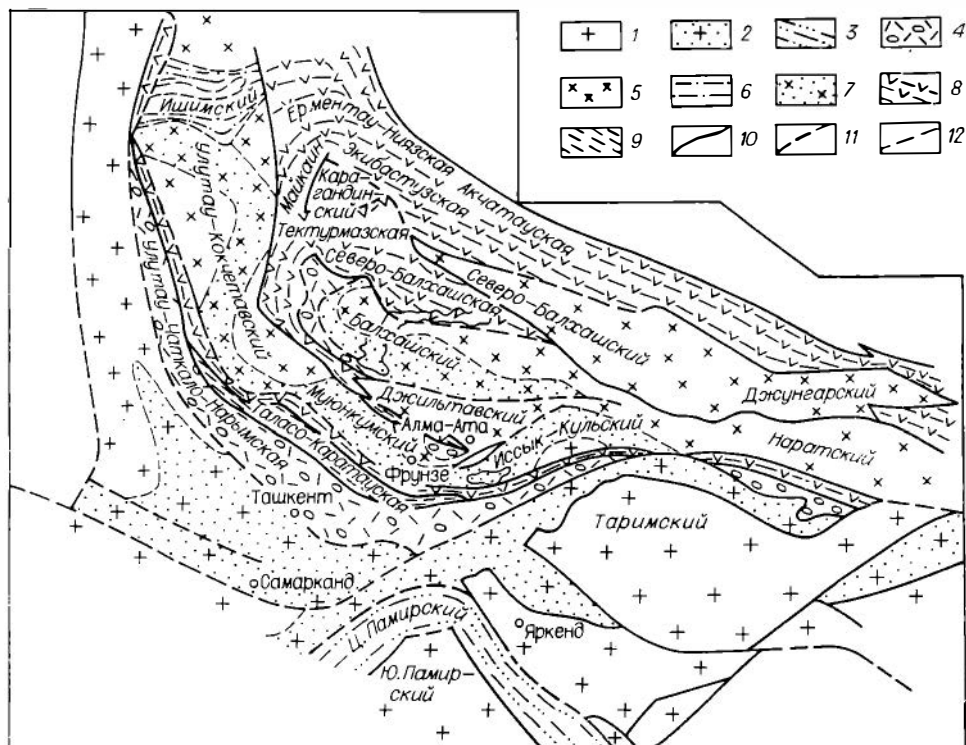


Рис. 32. Схема тектонического районирования позднего докембрия Средней Азии, Центрального Казахстана и сопредельных регионов.

Южно-Тяньшаньская платформа: 1 — область устойчивых поднятий, массивы; 2 — плиты; 3 — внутрикратонные прогибы. Подвижная область Тянь-Шаня и Центрального Казахстана: 4 — орогенные зоны; 5—7 — срединные массивы с областями устойчивых поднятий (5), умеренного осадконакопления (7), наложенными прогибами (6); 8, 9 — ортогеосинклинали с эвгеосинклиналильными (8) и миогеосинклиналильными (9) зонами; 10, 11 — зоны крупнейших разломов: 10 — достоверные, 11 — предполагаемые; 12 — предполагаемые контуры структур.

выделение лишь допозднекарельского и позднекарельского метаморфических комплексов.

Верхний надэтаж расчленяется на ниже-среднерифейский (исседонский), верхнерифейский (байкальский) и каледонский структурные этажи. В исседонском структурном этапе обособляются эпикарельский покровный комплекс и комплексы геосинклиналильных и орогенных структур. Байкальский структурный этап включает эпиисседонский покровный комплекс, ранне- и позднегеосинклиналильные и орогенные комплексы, а также комплекс чехлов срединных массивов. Верхние члены докембрийских разрезов региона входят в каледонский структурный этап. Среди них выделяются эпикарельский покровный комплекс и вендский орогенный.

Нижнедокембрийское основание

Нижнедокембрийское основание вскрывается во всех типах структур байкалид. В современных выходах на дневную поверхность площадь развития докарельского и карельского комплексов невелика: суммарно около 150 тыс. кв. км, или 2,4% общей площади региона. Площадь их распространения на поверхность, срезанную подошвой фанерозоя, значительно больше. Предположительно она достигает 50% всей территории. Основная часть выходов приходится на обширные пространства Кызылкум-Тургайского, значительной части Таримского, Северо-Балхашского, Джун-

гарского, Наратского массивов. Внутри байкальских геосинклинальных и орогенных зон комплексы основания вскрываются в ядрах положительных структур.

Допозднекареельский метаморфический комплекс

К этому комплексу отнесены: киргизская серия Киргизского хребта; свита куйлю хр. Джетымтау; касанская серия Чаткальского хребта; бессазская серия Бол. Каратау; гнейсовая серия и свиты каракошун, тунурбулак, сынарская Курук-Тага; тарасуйская и сарыторская свиты Терсей-Алатау; гнейсовые толщи юго-запада Джунгарского Алатау, кшиурюктинская и урюктинская свиты Кунгей-Алатау; зарендинская серия Кокчетавы; гнейсовая серия Кельпинского кряжа; бектурганская серия Улутау; каракамысская, анрахайская свиты и тасжорганская свита Бетпак-Далы; ошагандинская, осакаровская, шингаревская свиты Ерменьтау и Ишкеольмеса; толщи гнейсов и амфиболитов Кендык-Таса; актюзская серия восточной части Киргизского хребта и Кемипа.

Разрезы комплекса, характеризующие фундамент Муюнкумского массива, обнажаются в Заилийском Алатау, Кендык-Тасе и на северном склоне восточной части Киргизского хребта. В него входят актюзская серия и гнейсы Бурулдайского плато и Кендык-Таса. Актюзская серия сложена гранат-калишпатовыми, гранат-биотит-калишпат-плагноклазовыми гнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами, амфиболитами. Гнейсовые комплексы Заилийского Алатау и Кендык-Таса представлены главным образом мигматитами и очковыми гранито-гнейсами с подчиненными амфиболитами и мраморами. Суммарная мощность разреза достигает 12 000 м.

Особенности метаморфизма пород свидетельствуют (Бакиров, 1964, 1971; Бакиров, Добрецов, 1972) о том, что они претерпели несколько этапов диафореза. Предполагается, что самый ранний из них, наиболее высокотемпературный, изофациален прогрессивному метаморфизму вышележащей кеминской серии. Большая мощность разреза, предполагаемые значительные перерывы в процессе его формирования, а также перед образованием вышележащего верхнедокембрийского структурного этажа подтверждают представление об архейском возрасте актюзской серии (Белькова, Огнев, 1964; Королев, 1963, 1966, 1970; Бакиров, 1964; и др.). Радиологический возраст метаморфогенного циркона, выделенного из гнейсов актюзской свиты, 2780 ± 300 и 1820 ± 180 млн. лет (определения А. А. Краснобаева, альфа-свинцовый метод).

В северных частях Муюнкумского массива к комплексу основания отнесена тасжорганская свита (Недовизин, 1963). Она представлена альмандинсодержащими кварц-хлоритовыми сланцами (1500 м), вскрывающимися в ядрах обширных брахиантиклинальных структур, на которые резко несогласно накладываются линейные структуры байкалид. По степени метаморфических преобразований и, видимо, по первичному составу этим реликтам близки кшиурюктинская и урюктинская свиты Кунгей-Алатау, тарасуйская, кочкорская и атджейляуская свиты Терсей. Они представляют фундамент Иссык-Кульского массива. Небольшие выходы этих свит располагаются среди полей развития докембрийских и каледонских интрузий. По реликтам первичных ассоциаций восстанавливается эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма, который претерпели толщи. В их составе биотит и биотит-порфириновые сланцы, гнейсы, мраморы и кварциты с реликтами граната, мигматиты. Раннедокембрийский возраст этих толщ определяется рвущими контактами с докембрийскими гранито-гнейсами, которые, входя в состав фундамента массива, перекрываются чехлом слабометаморфизованных верхнедокембрийских образований. По магматогенным цирконам, выделенным из гранито-гнейсов,

были получены следующие датировки (определения А. А. Краснобаева альфа-свинцовым методом): 1730 ± 170 , 1630 ± 150 и 930 ± 100 млн. лет.

Сравнительно крупные выходы докарельского комплекса имеются в пределах Джильтавской глыбы и Балхашского массива. Они слагают сводообразные выступы, облекающиеся рифейскими образованиями, которые залегают на них с большим несогласием и крупным стратиграфическим перерывом. Последний фиксируется по резкому скачку в степени метаморфизма пород. В юго-восточной части Чу-Илийских гор комплекс представлен жингильдинской свитой (Недовизин, 1963), сложенной биотит-амфиболитовыми гнейсами с гранатом, амфиболитами, слюдяно-гранатовыми сланцами, содержащими прослой форстеритовых мраморов (2000—2500 м). Западнее оз. Балхаш, в районе Мын-Арала близкая по составу и степени метаморфизма толща выделена под названием каракамысской свиты.

Мощные разрезы докарельского комплекса, представленные зарендинской и бектурганской сериями, известны в восточном крыле Улутауского антиклинория и в центральной части Кокчетавского массива (Филатова, 1970, 1972; Розен, 1974). В составе зарендинской серии присутствуют силлиманит-гранат-биотитовые, мусковит-гранатовые, андалузит-гранат-биотитовые, дистен-гранат-двуслюдяные сланцы, кварциты, амфиболиты, блоки и «прослой» амфиболитизированных эклогитов. Бектурганская серия (900 м) сложена порфиробластовыми альбитовыми гнейсами, мусковит-альбитовыми, хлорит-альбитовыми, эпидот-хлорит-альбитовыми, эпидот-амфиболит-альбитовыми сланцами, порфиритоидами, амфиболитами, кварцитами и мраморами. В пределах обрамления они перекрываются мощными толщами, охарактеризованными органическими остатками рифея. Для пород зарендинской серии имеются радиологические датировки. Возраст цирконов из гнейсов, определенный уран-свинцовым методом, оказался 1—1,2 млрд. лет (Тугаринов и др., 1970). Близкие значения были получены Э. К. Герлингом стронциевым методом — 1,0 и 1,3 млрд. лет. Изучение слюд с помощью аргонового метода показало огромный разброс значений возраста — от 283 до 719 млн. лет. Определения возраста рудных жил, секущих ефимовскую свиту, которая заведомо моложе зарендинской серии и не испытала серьезных метаморфических преобразований (низкотемпературная фация зеленых сланцев), дали значения в 1,4 млрд лет (Розен, 1974). Цирконы из кислых лав той же свиты датируются 1,2—1,3 млрд. лет, а определения радиологического возраста пироповых оливинитов (Абдулкабирова, 1971) дали значения в интервале от 2 до 2,5 млрд. лет. Таким образом, позднеархейский или раннепротерозойский возраст зарендинской серии можно считать достаточно обоснованным.

Бектурганская серия считается более молодой, чем зарендинская. Вместе с тем она охарактеризована радиологическими датами — 2 млрд. лет (по циркону, альфа-свинцовый метод, определение А. А. Краснобаева) и 1700—1800 млн. лет (свинцово-изотопный метод).

Комплекс основания в районах Таримского и юго-восточной части Кызылкумского массивов представлен метаморфическими толщами Биттема-Тау, Азган-Булак-Тага, Куруктага, Юго-Западного Гиссара, Каратегина, Сулу-Терека.

Метаморфический комплекс Юго-Западного Гиссара подразделяется на байсунтаускую и сурхантаускую серии (Хохлов, Головин, 1972). Первая из них (> 6000 м) сложена биотитовыми, кордиерит-силлиманит-биотитовыми гнейсами, кварцитами, пара- и ортоамфиболитами, биотитовыми кристаллическими сланцами, хлорит-мусковитовыми диафоритами. Толщи серии слагают изолированные блоки, почти в каждом из которых оказывается возможным картирование фрагментов брахиантиклинальных структур с отчетливым зональным строением, связанным с развитием процессов гранитизации (Мирходжаев и др., 1972).

Сурхантауская серия объединяет толщи крупных ксенолитов, приконтактных зон и останцов кровли Обинавруз-Вахшиварского и Сининского интрузивных массивов, а также выходы северного окончания гор Сурхантау. В ее составе присутствуют биотит-силлиманитовые, кордиерит-биотитовые, силлиманит-биотитовые гнейсы, биотитовые кристаллические сланцы; отмечаются гранито-гнейсы, амфиболитовые гнейсы, прослойки амфиболитов, зеленосланцевые диафториты. К-Аг датировки минералов из пород комплекса доказывают докембрийский возраст метаморфизма. Наиболее поздние из них близки 700 млн. лет (Хохлов, 1970). Одновременно получены и более древние даты: по биотиту (К-Аг, В. Л. Хохлов) — 1239 млн. лет; по циркону (К-Аг, В. Л. Хохлов) — 1350 ± 60 млн. лет; по циркону (α -Pb, А. А. Краснобаев) — 1350 ± 60 . Не исключено, что часть метаморфических толщ Юго-Западного Гиссара может представлять собой зонально метаморфизованные осадки верхнего докембрия (Бакиров, Добрецов, 1972), однако выделяющиеся здесь же фации биотит-силлиманитовых гнейсов с гранатовыми амфиболитами известны лишь в глубоком докембрии.

Породы этой же фации метаморфизма описаны в Каратегине. По данным Л. Н. Бельковой и В. Н. Огнева (1972), Р. Б. Баратова и др. (1973), в строении каратегинских метаморфических толщ Гармского выступа различают центральную и приразломную зоны. Центральная зона сложена мигматитами, с которыми связаны анатектиты, а также плаггиогнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, мраморами, кварцитами; в периферической зоне развиты различные диафториты. Большинство исследователей принимают докембрийский возраст кристаллической толщи, однако существует мнение (Шадчиев и др., 1970), основывающееся на находках фаунистических остатков в пакетах и метаморфизованных известняков, что это верхнесилурийско-нижпеденонские образования. Раннедокембрийский возраст метаморфического комплекса сейчас подтвержден свинцово-изохронными датировками биотитовых гнейсов из различных участков центральной зоны: 2980 ± 620 , 2590 ± 900 , 3000 ± 510 , 2800 ± 600 млн. лет (Шнип и др., 1973).

Метаморфические образования Биттема-Тау и Азган-Булак-Тага (Спицын, 1957; Макурин, 1960) представлены гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами, амфиболитовыми и биотитовыми сланцами. На них с резким несогласием и очень крупным перерывом в осадконакоплении лежит чехол слабометаморфизованных отложений верхнего докембрия, что и определяет раннедокембрийский возраст кристаллического фундамента.

Лучшие разрезы докарельского метаморфического комплекса из областей позднекембрийских подвижных зон известны в западной части Киргизского хребта, в Терскей-Алатау, Атбашинском хребте.

В Киргизском хребте комплекс фундамента представляет киргизская серия, слагающая ядро Макбальского брахиантиклинория. В ее составе ведущую роль играют мусковит-кварцевые, гранат-мусковит-кварцевые, слюдисто-кварцевые сланцы, кварциты, мраморы с подчиненными линзообразными телами амфиболитов и эклогитов. Общая мощность серии, подразделяющаяся на ряд хорошо картируемых свит, достигает 800 м. Метаморфизм толщ неоднороден. Породы верхней части разреза метаморфизованы в высокотемпературной фации зеленых сланцев, а нижние — в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях. На этом основании высказывается предположение о том, что разрез образован не одной, а двумя разновозрастными, но нижнедокембрийскими сериями. Породы киргизской серии претерпели ряд этапов метаморфических преобразований, нашедших прямое отношение в «пиках» полученных К-Аг методом цифр радиологического возраста. Наиболее ранний из них примерно соответствует 1700 млн. лет, затем следуют 1300—1400, 1000 и 600—750 млн. лет. Дорифейский возраст ранних метаморфических преобразований толщ подтверждается и возрастом обломочного регенерированного циркона

из кварцитов — 1840 ± 170 ; 2270 ± 250 млн. лет (определения А. А. Краснобаева, α -Pb метод), а также К-Аг датировками в 1700 млн. лет, характеризующими более молодые преобразования. Следует полагать, что возраст серии древнее 2,2 млрд. лет.

В пределах позднекембрийской геосинклиналиной зоны находятся нижнедокембрийские образования восточной части Терской-Алатау. Они выделяются в качестве «сарыторской свиты», сложенной гнейсами, мигматитами, биотит-мусковитовыми, биотит-мусковит-кварцевыми, мусковит-гранатовыми и гранат-амфиболитовыми сланцами, кварцитами, слюдистыми и силикатными мраморами и силикатными роговиками. Обособляется верхняя часть «свиты», представленная преимущественно гнейсами по кислотам эффузивам, субвулканические представители которых прорывают метаморфические толщи нижних частей разреза. Двухчленность метаморфических толщ сарыторской свиты и залегание ее под неметаморфизованными рифейскими образованиями дают основание относить нижние члены разреза к докарельским.

Нижнедокембрийский фундамент байкальских и каледонских геосинклиналей северо-востока Центрального Казахстана вскрыт в ядрах Ерментау-Ниязского, Ишкеольмеского, Чингиз-Тарбагатайского каледонских антиклинорий. Здесь выделяются осакаровская, ошагандинская и шингаревская свиты, сложенные амфиболитами, биотит-альбитовыми, биотит-мусковит-кварцевыми сланцами, плагигнейсами, амфиболитами и мраморами (Филатова, 1970). Толщи претерпели несколько этапов метаморфических преобразований. Время позднейшего из докембрийских метаморфических изменений отражено в полученных К-Аг методом цифр возраст актинолита — $764-710 \pm 70$ млн. лет (Аптонюк, 1968, 1974). В связи с этим представляется обоснованной параллелизация рассматриваемых метаморфических толщ с зарендинской и бектурганской сериями Кокчетау и Восточного Улугтау.

Нижнедокембрийское основание в байкальских орогенных зонах представлено свитами куйлю в Акшийрак-Сарыджазском районе, атбашинской в одноименном хребте, метаморфическими толщами восточной части хр. Нарынтау и касанским комплексом Чаткальского хребта.

Свита куйлю сложена биотитовыми, амфиболитовыми и гранат-слюдяными гнейсами, гранито-гнейсами, мигматитами, амфиболитами и мраморами. По степени метаморфизма она близка к древнейшим из образований региона и так же, как и они, не избежала диафторических изменений, отражающихся в цифрах радиологического возраста 886 ± 20 млн. лет (по биотиту К-Аг методом). Гнейсы свиты куйлю с резким несогласием перекрываются серией Бол. Нарына, нижние члены которой древнее среднего рифея. Близкие по составу толщи известны в восточной части хр. Нарынтау (Бакиров и др., 1961).

Атбашинская свита является примером древних толщ, которые в результате диафтореза оказываются по степени метаморфизма почти неотличимыми от прогрессивно метаморфизованных палеозойских образований. Первоначальный состав метаморфических пород восстанавливается лишь по реликтам. Он включает гнейсы, кристаллические сланцы, гранатовые амфиболиты, эклогиты, мраморы. Зеленосланцевый диафторез создает впечатление постепенных переходов к прогрессивно метаморфизованным в той же фации толщам силура, что дает основание ряду исследователей высказаться за силурийский возраст свиты. Исследования особенностей метаморфизма (Бакиров, 1964), а также данные (Добрецов, 1970) радиологического возраста (вал, К-Аг метод, 600 млн. лет) не позволяют согласиться с этой точкой зрения. По-видимому, более правы исследователи, сопоставляющие атбашинскую свиту с киргизской серией.

Предполагаемыми аналогами рассматриваемых толщ являются касанская серия Чаткала и бессазская — Бол. Каратау. В строении касанской серии преобладают биотитовые, амфибол-полевошпатовые и гранато-

вые сланцы, амфиболиты, микрокварциты (3000—5000 м). Метаморфические толщи серии несогласно перекрываются порфиритами, кварцитовыми песчаниками, сланцами и конгломератами, лежащими в основании разреза верхнего докембрия. Г. И. Макарычев и Т. Г. Павлова (1967), опираясь на имеющуюся радиологическую датировку одного из этапов метаморфизма (~500 млн. лет) и кажущееся структурное согласие между метаморфическим и вышележащим этажами, относят касанскую серию к рифею, не отрицая, однако, ее корреляции с киргизской.

На сочленении древнего Муюнкумского массива и Чаткало-Нарынского байкальского орогена располагается Бессазский блок. По В. И. Пазиловой (1968), он сложен амфиболитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами с гранатом, мигматитами, разнообразными гнейсами, актинолит-дистеновыми породами. Сопоставление бессазской серии с другими затруднительно. Она имеет определенные черты сходства с бектурганской и киргизской, но в отличие от них интенсивней мигматизирована и гнейсифицирована. Г. И. Макарычевым (1975) по мусковиту из испытанных ретроградные изменения сланцев получен возраст 934 млн. лет (по К-Аг методу). Но истинный возраст серии заведомо раннедокембрийский, поскольку она с крупным структурным несогласием перекрывается слабо метаморфизованными толщами низов верхнего докембрия. Судя по степени метаморфических преобразований, породы бессазской серии представляют нижние члены метаморфического комплекса фундамента. Его более высокая часть вскрыта скважинами на Таласском подняттии в низовьях р. Талас. Развитые здесь кварц-мусковитовые сланцы и кварциты (Авров и др., 1966) близки породам верхних свит киргизской серии. Так же, как и в последних, радиологический К-Аг возраст слюд (680 ± 20 млн. лет, по А. И. Иванову) отражает время байкальского мипералообразования.

В целом нижнедокембрийские породы разнообразны по своему первичному составу и едва ли одновозрастны. Общим для них является высокая степень метаморфизма, положение в самых низах вскрытых разрезов докембрия и предположительный верхний возрастной предел — древнее 2 млрд. лет. Этот вывод определяется тем, что в составе дорифейского метаморфического фундамента выделяется еще один комплекс, по-видимому, отвечающий позднекарельскому тектоническому циклу, — от 2 до 1,7 млрд. лет (Богданов, 1967).

Вероятно, при дальнейшем изучении удастся региоально разделить комплекс основания на два самостоятельных: докарельский с возрастом древнее 2,5—2,8 млрд. лет (актюзская, зерендинская серии, толщи Каратегина, Юго-Западного Памира) и нижнекарельский с возрастом древнее 2,0—2,2 млрд. лет (киргизская, бектурганская серии и их аналоги).

Позднекарельский метаморфический комплекс

Сюда отнесены образования Карсақпайского синклинория (Марков, 1962; Штрейс, 1960; Половинкина, 1952; Зайцев и др., 1965), а также их вероятные возрастные аналоги в Купгей- и Терскей-Алатау, на Кокчетаве, в Джалаир-Наймакской зоне, Кызылкумах, в Кельпинском кряже, и, предположительно, зеленосланцевые толщи в пределах герцинид Южного Тянь-Шаня.

В Улуту рассматриваемый комплекс представлен аралбайской, жийдинской и карсақпайской сериями. Аралбайская серия (5000—7000 м) имеет различное строение в западном и восточном крыльях синклинория. На востоке она сложена серицит-альбитовыми, серицит-кварцевыми, альбит-кварцевыми, серицит-хлорит-альбитовыми сланцами, порфиритоидами и железистыми кварцитами, которые с заметным несогласием лежат на бектурганской серии (Л. И. Филатова, Ю. А. Зайцев и др., 1961—1969 гг.). В разрезах западного крыла большую роль играют вул-

каногенные породы дацитового, липарит-дацитового и порфирового составов. В подчиненном количестве присутствуют базальтоиды. Карсакапайская серия (4000 м) лежит на аралбайской с видимым согласием. Она сложена порфиритоидами, зелеными хлоритовыми, кварц-серицитовыми и графитистыми сланцами, порфироидами, мраморами, железистыми кварцитами и содержит горизонты полимиктовых конгломератов. Жийдинская серия (~5600 м) развита в Майтубинском антиклинории, отделенном от Карсакапайского синклинория разрывом. Серия сложена бластосаммитовыми кварц-серицитовыми сланцами, порфиритами, сменяющимися сверху порфироидами. Характерная ее особенность — сочетание видоизмененных до зеленых сланцев основных и кислых вулканитов с осадочными филлитно-сланцевыми породами, заключающими первично-осадочные железистые кварциты. Этими особенностями серия чрезвычайно напоминает протерозойские (карельские) железорудные (джеспилитовые) вулканогенные толщи (Половинкина, 1952; Марков, 1962). Принадлежность комплекса к карельскому циклу подтверждается как геологической позицией, так и радиологическими датировками. Метаморфогенный циркон, выделенный из сланцев и кварцитов аралбайской серии альфа-свинцовым методом, дает определения (А. А. Краснобаев), достигающие 1,6 млрд. лет. Жийдинская серия прорывается жаункарским комплексом гранитоидов, возрастные датировки которых альфа-свинцовым методом по циркону имеют значения в 1100—1160 млн. лет, по монациту — 1160—1350 млн. лет (Краснобаев, Сплошнова, 1971). В то же время порфириоиды майтубинской серии, лежащие с разрывом на жаункарских гранитах и покрывающие породы жийдинской серии, датируются альфа-свинцовыми определениями в 1,5—1,6 млрд. лет (Япаскурт, 1971).

В западной части Кокчетавского массива к карельскому комплексу может быть отнесена ефимовская серия (Шлыгин, 1960), заполняющая древний субмеридиональный прогиб. Она сложена порфиритоидами, бластосаммитовыми, бластоалевритовыми, ленточно-слоистыми и графитистыми сланцами, мраморами, силикатными роговиками и ассоциирующими с вулканитами полимиктовыми конгломератами (~2700 м). Древний возраст серии подтверждается радиологической датировкой галенитов из секущих жил — 1,4 млрд. лет.

Специфичность состава описываемого комплекса выдвинула его в качестве стратиграфического репера, использующегося для сравнительно далеких корреляций. Комплекс, представленный всеми характерными для него чертами, развит в районах Акбастау (поле развития тасжарганской свиты), в сопках Жуантюбе, в Джалаир-Наймане (жуантубинская свита) (Зайцев, 1974).

В Тянь-Шане к позднекарельскому комплексу принадлежит куперлисайская свита Заилийского Алатау (3000 м), сложенная альбит-актинолитовыми, карбонатно-хлоритовыми, эпидот-хлорит-актинолитовыми сланцами, порфиритоидами с прослоями магнетитовых кварцитов. По тектонически осложненным несогласным контактам она налегает на актюзские гнейсы, но вместе с ними слагает основание, на которое наложены рифейские структуры. В Кунгей-Алатау этот комплекс, по-видимому, представляет толща сланцевых порфиритов (~500 м), располагающаяся между урюктинской свитой и толщами верхнего докембрия. В Терскей-Алатау ему, вероятно, отвечают верхи описанной выше «сарыторской свиты» (~1000 м). В составе последних в районах рек Кызылбел, Каракуджур описываются силикатные роговики, хлорит-актинолитовые, хлорит-кварцевые и графитистые сланцы, мраморы, кварциты, порфириоиды, сильно отличающиеся по составу и степени метаморфизма от низов разреза, но входящие в состав комплекса основания, на который с глубоким разрывом и крупным несогласием налегают толщи доказанного рифея. Верхняя часть «семизсайской свиты», включающая порфириоиды, может тоже представлять позднекарельский комплекс.

К позднекарельскому комплексу также отнесены наиболее древние из докембрийских образований герципид Южного Тянь-Шаня. В Южном Тамдытау это ауминзинская свита (~ 500 м), сложенная чередованием амфибол-альбит-кварц-хлоритовых, мусковит-кварц-альбитовых, кальцит-кварц-альбитовых сланцев с линзами углеродистых кварцитов и доломитов; в Ауминзатау — вероятно, карабулакская свита; в Букаштау и Северном Тамдытау — кумбулакская и карабулакская свиты (Ахмеджанов и др., 1975). В Северо-Восточной Фергане, на Кампыр-Равате западных отрогов Ферганского хребта, в Карабатыре, Алдыяр-Намаздеке, в Северном Пуратау, в Зарафшанском и на северном склоне Алайского хребта в блоках среди среднепалеозойских отложений вскрываются своеобразные, близкие по составу и степени метаморфизма образования, относимые многими исследователями к фундаменту среднепалеозойских геосинклиналей (майлисуйская, канская, качикалайская, нуратинская, маджерумская, иттынсуйская свиты). В их составе обычны кварц-серицитовые, кварц-эпидот-хлоритовые, альбит-хлоритовые, актиполитовые сланцы, чередующиеся с метавулканитами, полосчатыми мраморами, кварцитами, нередко содержащими гематит-магнетитовые разности. Представления о возрасте этих образований противоречивы, однако в последние годы после обнаружения здесь же неметаморфизованных толщ с кембрийскими фаунистическими остатками большинство исследователей склоняются к мнению о докембрийском возрасте толщ. Специфический состав и степень метаморфических преобразований позволяют считать наиболее приемлемым сравнение этих толщ с позднекарельским комплексом.

Сравнительно небольшие размеры выходов нижнедокембрийского фундамента на дневную поверхность не позволяют с достаточной полнотой оценить характер дислоцированности слагающих его комплексов. Вместе с тем совершенно очевидны различия в особенностях дислокаций докарельского и карельского (?) метаморфических комплексов. Первый поражает простотой крупных деформаций, сочетающихся с интенсивной мелкой плейчатостью, гофрировкой, течением вещества и будинированием. Среди крупных структур преобладают брахиформные купола, примерами которых могут служить Актюзская, Макбальская, Зарецдинская брахиантиклинали. В последующих докембрийских и палеозойских дислокациях метаморфический комплекс основания, по-видимому, играл пассивную роль, реагируя расколами.

Позднекарельский комплекс формирует резко наложенные линейные структуры. Слагающие его толщи обычно интенсивно смяты и образуют совокупность изоклинальных, однотипно ориентированных складок. По всей вероятности, это образования, очень близкие к позднедокембрийским и фанерозойским ортогеосинклиналям. После их замыкания сформированный комплекс вошел в состав нижнедокембрийского основания, общего для верхнедокембрийских и фанерозойских структур. Однако разновременность «консолидации» этого основания и сложность его внутреннего строения несомненны. Радиологические датировки и многоэтапность процессов метаморфизма, которые испытали толщи нижнедокембрийского основания, позволяют предполагать в регионе наличие следующих возрастных рубежей: до 2,5 млрд. лет, 2,5—2,0 и 2,0—1,7 млрд. лет.

Формирование допозднекарельского и позднекарельского(?) комплексов сопровождалось интенсивным магматизмом. Об этом свидетельствует наличие мигматитов, гранито-гнейсов, гнейсированных кислых эффузивов, амфиболитизированных основных пород. Проявления интрузивного магматизма в раннем докембрии были неоднократными и носили преимущественно гранитоидный характер. Расшифровывая особенности первичного состава пород метаморфических комплексов, большинство исследователей придерживаются мнения, что они сформированы за счет терригенных, терригенно-карбонатных и вулканогенных пород большой мощности. Очень большую роль при этом играли кислые вулканы, что поз-

воляет сомневаться в существенной роли нижнеархейских и катархейских образований в докарельском комплексе основания в Средней Азии и Центральном Казахстане.

Нижне-среднерифейские комплексы

Нижне-среднерифейские комплексы формируют самостоятельный структурный этаж. От подстилающих толщ нижнедокембрийского основания он отделяется поверхностью крупнейшего несогласия и очень значительным перерывом в осадконакоплении, в результате которого по межэтажному разделу наблюдается резкий перепад степени метаморфизма толщ. Кровля этажа отбивается предпозднерифейским несогласием. Особое значение этому рубежу придает Ю. А. Зайцев, обосновывающий широкое распространение и активное проявление в этот период складчатых движений, которые он предложил называть исседонскими.

Нижне-среднерифейский (исседонский) структурный этаж кроме образований собственно исседонского цикла включает также чехол, который был сформирован после позднекарельских движений.

Эпикарельский покровный комплекс

Площадь современных выходов комплекса в пределах региона достигает 80 тыс. кв. км, что составляет около 10—12% площади его предполагаемого развития под осадками фанерозоя. Выходы комплекса известны во всех байкальских структурах. В каледонских и герцинских складчатых зонах они так же, как и другие докембрийские образования, вскрываются в областях антиклинорий и длительно развивавшихся поднятий. Плитный по своей структурной и формационной характеристике эпикарельский комплекс отличается чрезвычайно устойчивым составом и выдержанностью. Можно полагать, что за исключением областей позднекарельских зон, выступавших как поднятия после завершения складчатости, и отдельных поднятых блоков Южно-Тяньшаньской платформы он покрывал всю территорию региона.

Наиболее полные и палеонтологически обоснованные разрезы комплекса описаны в Киргизско-Терской зоне Тянь-Шаня. В западной оконечности Киргизского хребта к нему принадлежат две серии: караджилгинская и ортотауская. Караджилгинская серия (1500 м) с резким структурным несогласием (Медведев, 1960; Белькова и др., 1961, 1972) перекрывает нижнедокембрийский фундамент. В ее составе установлены два крупных осадочных ритма. Каждый из них начинается кварцитами по кварцевым песчаникам, которые сверху сменяются серицит-кварцевыми, нередко графитистыми, сланцами, и венчается карбонатной пачкой. Кварциты обычно ассоциируют с бурыми окварцованными доломитами. С размывом и конгломератами в основании верхний горизонт доломитов перекрывается ортотауской серией (3500 м). В ее составе намечаются три крупных ритма. Нижний (1000—1200 м) сложен внизу сланцеватыми гравийными кварцевыми конгломератами и кварцитами по олигомиктовым кварцевым песчаникам, которые сверху сменяются хлорит-глинистыми blastопелитовыми и blastоалевролитовыми сланцами шиферного облика. Венчается ритм толщей массивных водорослевых доломитов и плитчатых доломитистых известняков. Второй ритм (1500—1800 м) начинается с горизонта кварцитовидных песчаников, которые затем уступают место алевролитам, глинистым сланцам, и венчается глинисто-карбонатными сланцами и доломитистыми известняками, содержащими строматолитовые биогермы. В основании верхнего ритма (500—700 м) лежат бурые кварцевые песчаники с кварц-доломитовым цементом. Вышележащие части разреза сложены

плитчатыми глишисто-алевритовыми сланцами, алевролитами и завершаются толщей массивных доломитов. Суммарная мощность комплекса достигает 5000 м. Около 35% его объема принадлежит мелководным водорослевым доломитам, не менее 20% составляют хорошо отсортированные существенно кварцевые песчаники и почти половина объема приходится на глинистые и глинисто-алевритистые сланцы. Отличительной чертой последних является широко распространенная графитизация и сульфидизация. При четко выраженной крупной ритмичности мелкая ритмичность практически отсутствует, хотя в песчано-сланцевых пачках можно наблюдать некоторую двучленную перемежаемость. Отмеченные черты сохраняются во всех известных разрезах комплекса.

Примером этого комплекса в пределах байкальских миогеосинклипальных зон может служить ичкелетауская серия Таласского хребта и Ичкелетау Тянь-Шаня. В ее составе выделяются две свиты. Нижняя, бакаирская, не имеет видимого основания. Она сложена внизу массивными и грубоплитчатыми доломитами, а в верхней части — плитчатыми доломитами, хлорит-серицит-кварцевыми, серицит-кварцевыми и графитистыми сланцами. Вышележащая карабурипская свита связана с бакаирской постепенными переходами. В ее составе различаются серицит-кварцевые, нередко карбонатные сланцы, рассланцованные кварцевые песчаники, кварциты, доломиты. Мощность серии достигает 1600 м.

Возраст ичкелетауской серии принимается раннерифейским на основании корреляции ее с нижними членами верхнедокембрийского разреза Киргизского хребта. Возраст караджилгинской и ортотауской серий определенной. Ортотауская серия располагается ниже поверхности крупнейшего несогласия в основании кепкольской серии, которая по комплексам строматолитов коррелируется с авзянской свитой юрматинской серии Южного Урала и имеет, таким образом, среднерифейский возраст. Учитывая значительность отмеченного несогласия (разрыв достигает нижнедокембрийского фундамента), можно полагать, что караджилгинская и ортотауская серии, занимающие промежуточное положение между нижнедокембрийским фундаментом и заведомым средним рифеем, отвечают нижнему рифею. Необходимо заметить, что ортотауская серия охарактеризована строматолитами типа *Stratifera*, *Baicalia baicalica* (Masl.), *Collenia columnaris* Fenton a Fent., свойственными, по заключению И. Н. Крылова, низам среднего рифея Урала. В связи с этим возможно, что комплекс захватывает часть среднего рифея, хотя не исключено, что *Baicalia baicalica* (Masl.) опускается в верхние части нижнего рифея. Последнее может быть проверено цифрами радиологического возраста рапакивиподобных гранитов Караджилга-Кызылташской интрузии, которая прорывает толщи караджилгинской и ортотауской серий, но не оказывает контактового воздействия на развитую вблизи кепкольскую серию. Полученный ряд цифр радиологического возраста пород и рудной зоны Берегового массива и из разных массивов Караджилга-Кызылташской интрузии калий-аргоновым и альфа-свинцовым методами (800; 1070 ± 100 ; 1150 ± 100 ; 1275 ± 120 млн. лет) послужил основанием для вывода о добайкальском возрасте интрузии — древнее 1,3 млрд. лет (Киселев и др., 1974).

Эпикарельский покровный комплекс в пределах зон байкальских орогенов характеризует толщи типа урстатинской свиты Бол. Каратау и сышныртагской свиты Куруктага. Обе они представлены близкими по составу филлито-кварцитовыми толщами с горизонтами графитистых сланцев и доломитов (мощность до 2500 м) и занимают одинаковое структурное положение: непосредственно выше нижнедокембрийского метаморфического фундамента, но под среднерифейским комплексом существенно иного формационного типа.

В пределах байкальских жестких массивов к этому же комплексу могут быть отнесены сулуманакская и актауская свиты Атасу-Моинтинского

водораздела, акбастауская серия Бетпак-Далы, егинбулакская свита Бурунтау-Джильтауского района.

Сулуманакская песчано-аргиллитовая (~1500 м) и согласно лежащая на пей актауская кварцито-песчаниковая (1000 м) свиты выделяются в кликскую серию (Звонцов, 1971), занимающую «допорфиroidный» уровень, который датируется возрастом вулканитов боздакской серии (около 1450 млн. лет) и рвущих ее узенжалских гранитов (Вознесенский, 1965). Егинбулакская свита (2000 м) занимает аналогичное положение, перекрывающая толщи кристаллического фундамента и подстилая порфиroidы орумбайской свиты (Кичман, 1971). Она имеет кварцево-сланцевый состав.

К этому же комплексу возможно отнесение кварцитовых толщ сарычабынской свиты Джунгарского Алатау, начинающих надгнейсовый разрез докембрия, а также святогорской серии Ишкеольмеса (Филатова, 1972; Геология СССР, т. XX, 1972).

Рассматриваемый покровный комплекс входит в качестве формационно обособленного яруса в состав различных структурных этажей: исседонского, байкальского и даже каледонского в зависимости от характера последующего развития отдельных частей региона. Поэтому особенности дислокаций комплекса удобнее рассматривать при характеристике соответствующих структурных этажей.

Исседонский геосинклинальный комплекс

Раннегеосинклинальные исседонские образования выделяются с большей долей условности. Типичных эвгеосинклинальных структур этого времени в пределах Тянь-Шаня не обнаружено, в единственном примере может служить Ефимовский меридиональный прогиб в западном обрамлении Кокчетавского массива, унаследовавший позднекарельскую структуру. Выполняющие его толщи объединены в иман-бурлукскую серию (2500 м) и представляют собой образования, сходные с раннегеосинклинальными комплексами фанерозойских геосинклиналей (Зайцев, 1974). В составе серии преобладают зеленые бластопсаммитовые сланцы и порфиритоиды с реликтами структур основных эффузивов. В верхних частях разреза появляются пакки черных хлорит-серицитовых сланцев и редкие горизонты карбонатных пород. Возраст пород определяется положением в разрезе выше ефимовской серии, рвущейся рудными жилами с радиологическими датировками порядка 1,4 млрд. лет, и под кокчетавскими кварцитами с обломочными цирконами, имеющими (α -Pb метод) возраст 1300—1900 млн. лет. При этом следует иметь в виду «омоложение» указанных цифр. Осадочные члены комплекса, по-видимому, слагающие его верхнюю часть, распространены шире. Их наиболее изученные разрезы известны в пределах Киргизско-Терской зоны. В ее западной части, в Киргизском хребте, комплекс представлен кенкольской серией (до 2000—3000 м). Она имеет двучленное строение и сложена внизу толщей (до 1500 м) глинисто-алевритовых и хлорит-глинистых сланцев, а вверху — тонким миллиметровым ритмичным чередованием хлорит-карбонатных сланцев и известняков (до 1500 м). Кенкольская серия залегает на подстилающих образованиях с угловым и азимутальным несогласием и очень крупным размытием, достигающим верхних толщ нижнедокембрийской киргизской серии. В основании серии установлены полимиктовые конгломераты, фациально замещающиеся гравелитами и кварц-полевошпатовыми песчаниками. Карбонатные породы содержат множество строматолитовых биогермов. Комплекс слагающих их форм позволяет сопоставлять кенкольскую серию с авзянской свитой Южного Урала (Королев, Крылов, 1962) и относить ее к среднему рифею.

Присутствие в Киргизско-Терской зоне нижних членов исседонского геосинклинального комплекса сомнительно, хотя и не исключено их

залегание на глубине под эвгеосинклинальными образованиями верхнего рифея.

В восточных районах Киргизско-Терской зоны исседонский комплекс имеет промежуточный характер между собственно геосинклинальным и орогенным. Нижние его члены построены так же, как в смежной с юга орогенной зоне. Здесь непосредственно на гнейсовые толщи нижнедокембрийской сарыторской свиты с большим размывом и несогласием, с базальными конгломератами в основании налегает экургенкольская свита (800 м) (Киселев и др., 1965). Она представлена порфироидами по излившимся породам и туфам липаритового состава, а также тесно ассоциирующими с ними олигомиктовыми, существенно кварцево-кварцитовыми конгломератами. Выше с размывом залегает бельчийская свита мицдалекаменных диабазовых порфиритов траппового облика, перемежающихся с крупнообломочными полимиктовыми конгломератами. Мощность до 900 м.

Верхние члены комплекса здесь построены так же, как и нижние. Тарагайская свита (~1000 м), согласно лежащая на бельчийской, сложена глинисто-хлоритовыми, серицит-кварцевыми и глинисто-карбонатными сланцами; суекская свита (~900 м) — существенно карбонатная. Она перекрывается характерными кварцитовидными песчаниками (джилдусуйская свита), коррелирующимися с джельдусуйской свитой Киргизского хребта (см. далее). Корреляция кенкольской серии с тарагайской и суекской свитами подтверждается сходством построения всего верхнедокембрийского разреза, а также изученными И. Н. Крыловым формами строматолитов в суекской свите.

Замещение нижней вулканогенной части геосинклинального комплекса на орогенную в восточных районах Тянь-Шаня согласуется с быстрым выклиниванием всей зоны и фактическим смыканием Исык-Кульско-Паратского массива с Таримским.

Дислоцированность комплекса различная. В структуре западного обрамления Кокчетавского массива, где развит нижний структурный ярус, толщи характеризуются голоморфной складчатостью. В пределах Киргизско-Терской зоны типичны слабые деформации, в которых всюду отчетливо видно приспособление к блоковой структуре фундамента. В складчатости участвуют и толщи эпикарельского чехла. Наиболее распространены пологие, изометричные в плане синклинальные складки с небольшими (15—30°) углами падения крыльев, разделенные гребневидными антиклиналями.

По составу формации и характеру дислоцированности рассмотренный комплекс не является типично геосинклинальным, в нем много черт, свойственных подвижным платформам.

Исседонский орогенный комплекс

Распространен довольно широко, хотя площадь его выходов на дневную поверхность сравнительно невелика. Наиболее полные разрезы известны в пределах байкальских орогенных зон, в частности в Улугау-Чаткало-Нарынской зоне. Примером может служить разрез в хр. Джелтынтау. Его основание покоится на гнейсовых нижнедокембрийских толщах свиты куйлю и прорывающих их карельских (?) гранитоидах. В составе комплекса выделяются три резко разграниченные толщи: нижняя (1000 м) сложена порфироидами с фенокристаллами и осколками кварца и полевого шпата и отчетливо выраженными признаками флюидалной текстуры. Опознаются первично-кварцевые, кварц-полевошпатовые и полевошпатовые фельзит-порфиры, псаммитовые, псаммоалевритовые и пепловые туфы. Выше согласно лежит толща переслаивания (~800 м) алеврито-глинистых сланцев, песчаников с характерной пачкой сланце-

ватых порфиритоидов по миндалекаменным базальтам, очень тесно ассоциирующим с рассланцованными полимиктовыми конгломератами. Верхняя согласно залегающая толща (500 м) глинисто-карбонатных и графитистых сланцев венчается ленточно-слоистыми мраморизованными известняками и бурыми водорослевыми доломитами. Суммарная мощность комплекса достигает 2300 м. Верхняя толща содержит строматолитовые постройки, сходные со среднерифейскими формами из разрезов Южного Урала.

Очень близкий разрез комплекса наблюдается в Бол. Каратау. Он включает кайнарскую и бакырлинскую свиты. Первая представлена двумя толщами: 1) порфиридов по кварцевым, кварц-полевошпатовым порфиром до 1000 м; 2) миндалекаменных диабазов и порфиридов, ассоциирующих с липзовидными горизонтами вулканомиктовых и полимиктовых конгломератов и гравелитов (~700 м). Бакырлинская свита (до 500 м) лежит с разрывом и базальными конгломератами в основании на кайнарской. Она представлена массивными неяснослоистыми доломитами, содержащими водорослевые биогермы. Строматолиты из них, по заключению И. Н. Крылова, не обнаруживают четкой систематической принадлежности, но близки к формам, распространенным в среднем рифее. «Подошвой» комплекса служит уретатинская свита, описанная в эпикарельском комплексе чехла.

В Улутау исседонский орогенный комплекс, по-видимому, представляют кумолинская и боздакская серии, а также несогласно перекрывающая их толща надырбайской свиты. Кумолинская свита (около 500 м) с песчаником залегает на карсакпайской серии. Она сложена липаритовыми порфироидами и серицит-кварцевыми сланцами. Опираясь на литологический состав толщи, ее относили к майтюбинской серии, однако фиксирующийся в ее основании перерыв и несогласие выводят ее, по-видимому, на более высокий уровень, близкий уровню экургенкольской свиты Тянь-Шаня. Боздакская серия также резко структурно обособлена. Она выполняет длительно вытянутую — около $200 \times (5-10)$ км — полосу сочленения Майтюбинского антиклинария и Карсакпайского синклинария и перекрывает базальными конгломератами как карсакпайскую, так и майтюбинскую серию. В составе боздакской серии (до 3000 м) преобладают порфиритоиды, сочетающиеся в разрезе с полимиктовыми сланцами, конгломератами, серицит-кварцевыми и серицит-полевошпатовыми сланцами. В кровле серии обособливается надырбайская свита, сложенная пачками доломитовых мраморов, перемежающихся с blastopсаммитовыми и серицит-кварцевыми сланцами. Возраст серии определяется ее положением выше граптогнейсов с возрастом древнее 1730 млн. лет (Зайцев, Филатова, 1974) и ниже кокчетавских кварцитов. Для циркопов, выделенных из метатUFFитов, альфа-свинцовым методом определен возраст в 1475 млн. лет, по он, видимо, несколько завышен, поскольку к магматическому циркону пробы примешан (~30%) обломочный циркон (Зайцев, Филатова, 1974).

Таким образом, строение комплекса на огромном протяжении Улутау-Чаткало-Нарынского пояса сохраняется с большим постоянством. Необходимо отметить, что второй терригенно-карбонатный член комплекса очень близок по составу кенкольской и сарыбулакской сериям исседонского геосинклинального (?) комплекса, тогда как нижние его члены близки по составу нижним членам орогенного комплекса. Различия состоят лишь в мощности: редуцированной орогенной составляющей (порфириды) в геосинклинальном (?) и мощно развитой в орогенном комплексе соответствует мощная терригенно-карбонатная в геосинклинальном (?) и маломощная — в орогенном.

Исседонский орогенный комплекс выделяется также в пределах срединных массивов. В районах погружения древнего основания он слагает изометричные впадины, обычно имеющие разломные ограничения. Примером могут служить кууспекская и шарыкская свиты на Кокчетав-

ском массиве. Кууспекская свита представлена порфироидами, а перекрывающая ее шарыкская — blastосаммитовыми, нередко углеродистыми серицитовыми сланцами. Возрастное положение этих толщ фиксируется наложением на них кокчетавских кварцитов. Кроме того, определен альфа-свинцовый возраст аксессуарных цирконов из порфиридов. Он оказался явно омоложенным — 0,85 млрд. лет (Розен, 1974).

На Атасу-Моинтинском водоразделе рассматриваемый комплекс, вероятно, представлен алтынсыганской свитой. До недавнего времени предполагалось, что она залегает в основании всего докембрийского разреза. Однако А. В. Авдеев (1974) показал ее несогласное наложение на киикские кварциты и сланцы айкарлинской свиты. В основании комплекса выделяется горизонт базальных конгломератов с кварцевой галькой (50—250 м). Выше залегает мощная толща порфиридов с пачками темно-серых двуслюдяных микроклиновых порфиридов (~550 м); бурых двуслюдяных микроклиновых порфиридов — 1100—1200 м; светлых серицитовых и серицит-ортоклазовых порфиридов — 350—450 м; переслаивающихся светлых зеленых и розовых серицит-ортоклазовых порфиридов — 900 м; розоватых серицит-ортоклазовых порфиридов — 1100 м. Общая мощность алтынсыганской свиты оценивается от 2500 до 3800 м (Авдеев, 1974). Алтынсыганские порфириды рассматриваются как комагматичные узункальским гранитоидам, для которых по трем изотопным отношениям в цирконах из гранитов получена цифра 1,4 млрд. лет.

В Джилытау исседонский орогенный комплекс, по-видимому, представляет орумбаевская свита. Она перекрывает егинбулакскую свиту, а зачастую лежит с крупным несогласием непосредственно на каракамысских гнейсах. В составе свиты широко развиты порфириды и серицитовые сланцы (~1500 м).

Дислокации комплекса, судя по изолированным его выходам, довольно простые и, вероятно, носили преимущественно глыбовый характер. Магматические проявления исседонского этапа, как мы видели, довольно активно проявились в эффузивной форме. В областях развития вулканитов всюду фиксируются и их интрузивные гранитоидные комагматиты.

Верхнерифейские (байкальские) комплексы

Верхнерифейские комплексы формируют хорошо обособленный структурный этаж. Он включает широко распространенный эпиисседонский чехол, а также залегающие на нем образования как байкальских платформ, так и орогенных и геосинклинальных комплексов.

Эпиисседонский субплатформенный комплекс

Эпиисседонский комплекс сформировался в условиях пеплеенизации региона. Возникла азональная кварцито-песчаниковая формация, сохраняющая характерные особенности на обширных пространствах позднее дифференцированного региона. В пределах стабильных массивов комплекс сохраняет все признаки чехла. Примером могут служить подсугеттагская толща кварцевых и кварц-аркозовых песчаников (~1000 м) и кокчетавская серия Кокчетавского массива, хотя положение последней выше исседонских комплексов строго не доказано. В основании этих толщ повсеместно фиксируются крупные структурные несогласия. Наиболее характерной разновидностью пород являются blastосаммитовые кварциты и кварцито-песчаники с хорошо выраженной косою слоистостью и циркон-рутиловыми струйными горизонтами. Альфа-свинцовые определения обломочных цирконов указывают на то, что во время формирования

комплекса размывались породы с радиологическим возрастом в 1,75 до 1 млрд. лет.

В пределах байкальских орогенов образования эпипседонского чехла представлены той же формацией. В районах Улутау они включаются в кокчетавскую серию. Представляющая его уштобинская свита сложена кварцитами первично-обломочной природы (~1200 м). Возраст обломочных цирконов тот же, что и кокчетавских (Зайцев, Филатова, 1974).

В Бол. Каратау аналогичное стратиграфическое положение, по-видимому, занимает надбакырлинская толща кварцитовидных песчаников (до 20 м). Характерный горизонт кварцитовидных песчаников прослеживается и в восточных районах Улутау-Чаткало-Нарынской зоны (хр. Джелтынтау, до 50 м) и в Куруктаге, где ему соответствует свита байсия (до 1000 м). Однако отнесение их к эпипседонскому комплексу не достаточно доказано. Кварцито-песчанниковые толщи могут быть эпикарельскими, залегающими в основании пседонского чехла.

Той же кварцито-песчанниковой формацией подстилаются известные байкальские геосинклинальные образования. В Кыргызско-Терской зоне — это джелдысуйская свита Кыргызского хребта, вероятно джилуусуйская свита Терской-Алатау и их аналоги (до 300 м). В составе этих свит развиты преимущественно кварцитовидные косослоистые песчаники с нередко наблюдаемыми гиероглифами мелководья, волноприбойными знаками. Кверху песчаники сменяются глинистыми сланцами и горизонтами мелкообломочных водорослевых доломитов.

Возраст обломочных цирконов из кварцитовидных песчаников джелдысуйской свиты (А. А. Краспобаев, по альфа-свинцовому методу) дал значения: 1470 ± 150 , 1250 ± 100 , 1270 ± 120 млн. лет. Возраст комплекса определяется его положением выше толщ, охарактеризованных среднерифейскими строматолитами, структурной связью с перекрывающими заведомо верхперифейско-вендскими образованиями и имеющимися радиологическими датировками обломочных цирконов с низким пределом в 1 млрд. лет. Дислокации комплекса различны и находятся в связи с особенностями вышележащих верхперифейских толщ.

Байкальские геосинклинальные комплексы

Байкальские геосинклинальные образования подразделяются на два структурных яруса, соответствующих ранне- и позднегеосинклинальным этапам развития. Площадь современных выходов байкальских геосинклинальных комплексов достигает 82 тыс. кв. км, составляя около 10—12% площади их предполагаемого развития под осадками фанерозоя. Располагаясь в каледонских и герцинских складчатых зонах, байкальские комплексы вскрываются только в пределах длительно развивающихся поднятий. В предкаледонское время поля их развития, по-видимому, примерно совпадали с границами каледонских геосинклинальных прогибов, наследовавших предшествующий структурный план.

Наиболее изучены верхперифейские вулканогенные толщи Кыргызско-Терской зоны. Они известны как терской серия, выполняющая в пределах зоны узкие шовные прогибы, разделенные внутригеосинклинальными поднятиями. Характерный состав этой серии — спилиты, диабазы, яшмы, вариолиты, нормально осадочные глубоководные породы, а также химизм вулканических продуктов, позволяют однозначно решать вопрос о принадлежности серии к начальным или начальным формациям эвгеосинклинального ряда. Структурное единство вулканогенного комплекса с толщами эпипседонского чехла привело к включениям в состав серии джелдысуйской и джилуусуйской свит, представляющих собой по своей формационной сущности образования диаметрально противоположного — платформенного — класса. Джелдысуйская свита Тянь-

Шаня в формационном отношении тождественна зильмердакской свите Урала, относимой Б. М. Келлером к фаллаховой формации. Суммарная мощность раннегеосинклинальных образований колеблется в пределах 2500—3000 м. Позднерифейский возраст терской серии определяется ее положением между кепкольской серией, охарактеризованной среднерифейским комплексом строматолитов, и западнокиргизской, в которой содержатся строматолиты и микропроблематика верхов верхнего рифея — венда. Имеется также одно калий-аргоновое определение радиологического возраста вулканитов (по валовой пробе в лаборатории М. А. Гаррис), давшее цифру в 700 млн. лет.

Областью предполагаемого широкого развития байкальского нижнегеосинклинального комплекса является северо-восток Центрального Казахстана, где он представлен ерментауской серией (Борукаев, 1955), слагающей ядра Ерментау-Ниязского, Ишкеольмесского, Майкаин-Кызылтауского и, возможно, Тектурмасского и Северо-Балхашского каледонских антиклинорий. В составе серии преобладают вулканиты основного состава с горизонтами яшм и известняков (тнесская, ашисайская, вероятно, сарытумская, итмурундинская свиты) мощностью до 2500 м. Все они несогласно перекрываются яшмово-кремнистыми и вулканогенно-кремнистыми толщами (акдымская, бурубайтальская, казыкская свиты), раннепалеозойский возраст которых в настоящее время не вызывает сомнения (Назаров, 1969). Для ерментауской серии и ее аналогов получено большое количество цифр радиологического возраста, среди которых наряду с молодыми (порядка 500 млн. лет) имеются цифры порядка 1000 млн. лет. По данным Р. М. Антошюка, лавы тнесской свиты дали цифру 1270 ± 300 млн. лет (калий-аргоновый метод, по пироксенам); возраст рвущих диабазов тем же методом определен в 670 ± 70 млн. лет, а лавы гор Токай дают цифры, не выходящие за пределы $1030-910 \pm 100$ млн. лет. Вместе с тем отмечавшееся еще Р. А. Борукаевым формационное сходство раннепалеозойских и позднедокембрийских вулканогенных образований Казахстана очень усложняет задачу их разделения, в связи с чем возраст и корреляция многих из конкретно выделяющихся в регионе вулканогенных толщ условны.

Позднегеосинклинальный байкальский комплекс сохранился на меньших площадях байкальских геосинклинальных зон. Наиболее полные и достоверные его разрезы известны в Таласо-Каратауской зоне, а также в пределах локальных шовных прогибов на сочленении срединных массивов с геосинклинальными прогибами.

В Таласо-Каратауской зоне комплекс представлен карагоинской серией. Она сложена внизу полимиктовыми песчаниками, тонко чередующимися с глинистыми, глинисто-хлоритовыми и серицит-хлоритовыми сланцами (тагыртауская свита, до 1000 м). В средней части разреза появляются карбонатные породы, которые затем начинают преобладать (сарыджонская свита, до 600 м). Верхи разреза слагают плитчатые обломочные известняки, находящиеся в тонком флишеподобном переслаивании с глинисто-карбонатными сланцами (чаткарагайская свита, от 100 до 2000 м). Поступбулакская свита слагает мульдовые части карагоинских прогибов. В ее составе преобладают грубообломочные породы (полимиктовые гравелиты, конгломераты, гравийные песчаники), а весь разрез, начинающийся мелкообломочными породами и завершающийся валунными конгломератами, близок разрезам молассовых комплексов.

Карагоинская серия лежит с отчетливым размывом и несогласием на вероятных аналогах нижнего — среднего рифея, а слагающие ее песчаники и гравелиты в обилии содержат продукты размыва пород терской серии. Карбонатные породы сарыджонской и чаткарагайской свит содержат микрофитолиты и строматолиты верхнего рифея.

Примером толщ, выполняющих окраинные прогибы на жестких массах, может служить турасуйская (по В. Н. Огневу) или улахольская сви-

та (по Ю. В. Жукову). Она сложена ритмично чередующимися зелеными вулканомиктово-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Мощность ритмов до нескольких десятков сантиметров, характерна градационная слоистость, внутренние размыты. Мощность толщи не менее 2000 м. Ее основание неизвестно, а кровлю образуют кварцито-карбонатные толщи, переслаивающиеся с верхнерифейско-вендскими образованиями.

Анализируя формационный состав рассматриваемых комплексов, нетрудно заметить очевидные черты сходства восстаивающейся последовательности с формационными рядами фанерозойских геосинклиналей. Это сходство подчеркивается и особенностями дислокаций. Толщи верхнего рифея испытали интенсивную деформацию и образовали структурный этап с голоморфной складчатостью. Складчатые движения конца рифея сопровождались широко проявленным граптоидным интрузивным магматизмом. Основные массы интрузий локализируются вне пределов развития геосинклинальных комплексов, главным образом в жестких рамках ограничений прогибов и внутригеосинклинальных поднятиях. По своему составу и относительному возрасту они, по-видимому, могут разделяться на два комплекса: ранний (700—850 млн. лет), преимущественно плагиограбитный, и поздний (750—600 млн. лет) лейкократовых гранитов, граносенитов. Необходимо заметить, что большинство из выделяемых в настоящее время байкальских интрузий (число их непрерывно растет одновременно с получением новых радиологических датировок) в Тянь-Шане ранее считалось каледонскими.

Байкальский орогенный комплекс

Байкальский орогенный комплекс развит в пределах двух протяженных поясов, обрамляющих Мушкульский и Балхашский массивы и стабильную область Тургая — Кызылкумов и Тарима. Площади выходов комплекса на дневную поверхность сравнительно небольшие и суммарно составляют несколько больше 30 тыс. кв. км, хотя общая площадь развития комплекса может предполагаться в 4—5 раз большей. В Улутау-Чаткало-Нарынском поясе комплекс представлен очень близкими по составу и строению толщами верхов серии Бол. Нарына в хребте Джетымтау, свиты алтынгол в Куруктаге, белеутинской и коксуйской серий в Улутау, никольско-бурлукской свиты в обрамлении Кокчетавского массива, братолобовской свиты Джарканиагача, верхних членов разреза кайнарской свиты в Бол. Каратау, какпатавской свиты Кендык-Таса.

Верхняя толща серии Бол. Нарына (собственно свита Бол. Нарына) представлена порфироидами по кварцевым, кварц-полевошпатовым флюидальным порфирам липаритового состава и их туфам общей мощностью не менее 1500 м. Она с географическим несогласием и большим перерывом в осадконакоплении ложится на разные горизонты нижне(?)—среднерифейского разреза и перекрывается толщами сарыбельдын-чопторы и джетымской серией верхов рифея — венда. Коксуйская серия залегает над уштобинской свитой кварцитовидных песчаников. По Л. И. Филатовой (1970, 1972), в ней выделяются три свиты: актасская, акшокинская и лакбайская. Нижняя актасская свита (2500 м) сложена липаритовыми порфирами, спекшимися и кристаллокластическими туфами, брекчиями, туфоконгломератами. Акшокинская свита (до 1500 м) кроме кислых вулканогенных пород содержит зеленокаменно измененные породы основного состава: диабазы, миндалекаменные диабазовые порфириты, туфы смешанного состава. Лакбайская свита (500—600 м) представлена в основании туфоконгломератами, выше — туфами и лавами липаритового состава.

Белеутинская серия (до 3000 м) является предполагаемым аналогом коксуйской. Она несогласно лежит на боздакской серии и расчленяется

на три следующие свиты. Нижняя, аккиикская, свита (1000—1300 м) сложена главным образом порфиритоидами, порфироидами, туфокогломератами. В ее составе отмечаются также blastopсаммитовые сланцы, линзовидные горизонты мраморов. Вышележащая шолакская свита (1000 м) представлена порфиритоидами по лавам и туфам андезитовых и базальтовых порфиритов и мелкозернистыми, лучше сохраняющими структурные особенности кристаллокластическими туфами липарито-дацитового и липаритового состава. Верхняя, алтауйтнуринская свита (600 м) сложена порфиритоидами базальтового (внизу) и андезитового (вверху) состава. Кровлю свиты в видимых разрезах образуют пепловые туфы дацитов.

Возрастная корреляция коксуйской и белеутипской свит между собой и со свитой Бол. Нарына подтверждается радиологическими (альфа-свинцовый метод) возрастными магматогенного циркопа из кислых вулканитов: $750-870 \pm 90$ и $760-840 \pm 80$ млн. лет (Зайцев и др., 1971).

В Бол. Каратау рассматриваемый комплекс представляет надбакырлинская вулканогенная толща мощностью ~ 1500 м, сложенная преимущественно порфиритоидами по базальтовым порфиритам и порфироидами по кварцевым и кварц-полевошпатовым порфирам. Возраст толщи определяется ее залеганием выше поверхности несогласия в кровле бакырлинской свиты и под выдержанным горизонтом тиллитоподобных конгломератов венда.

Алтынгольская свита Куруктага рассматривается в качестве аналога свиты Бол. Нарына. Она залегает на брекчиях свиты бай-че (Байсы) и перекрыта характерной тэреженской свитой сланцев, мергелей и «тиллитов», параллелизирующихся с джетымской серией Тянь-Шаня.

Из толщ байкальского орогенного комплекса, развитых на средних массивах, можно назвать какпатасскую, никольско-бурлукскую, братолюбовскую свиты.

Какпатасская (копинская) свита представляет собой резко дифференцированную мощную (до 5000 м) толщу вулканитов, в составе которой описываются андезито-базальты, лавы и туфы кислого состава, порфиroidы, ассоциирующие с гравийными песчаниками, конгломератами, гравелитами. Какпатасская свита с большим размывом перекрывается жайсапской свитой, охарактеризованной фаунистическими остатками кембрия, на этом основании некоторые исследователи относят и ее к кембрию.

Никольско-бурлукская серия выполняет изолированные, резко наложенные впадины на Кокчетавском массиве. Она сложена конгломератами, базальтовыми порфиритами, липаритовыми порфирами общей мощностью около 2500 м. Нижняя свита серии (челкарская) ложится с размывом на кокчетавские кварциты. Перекрывается серия образованиями, коррелируемыми горизонтами тиллитоподобных конгломератов. По данным Михайлова (см. Розен, 1974), отложения челкарской свиты интродуцированы габброидами, имеющими возраст $0,53-0,54$ млрд. лет.

В пределах Шатской зоны челкарской свиты, по-видимому, соответствуют кварцевые порфиры, конгломераты и базальтовые порфириты шатской свиты (~ 1100 м), заключенные в интервале между даутской свитой и «тиллитовым» уровнем (карашатская свита). В Джаркаинпагачском антиклинории к тому же уровню может быть отнесена братолюбовская серия (~ 1800 м), коррелируемая большинством исследователей с никольско-бурлукской. Она представлена внизу диабазами, ассоциирующими с туфами и туффитами кислого состава. Верхняя часть серии, залегающая на нижней с размывом, представлена своеобразной толщей кремнистых пестрых алевролитов, тонких пепловых туфов и вулканомиктовых песчаников, которые в целом не характерны для комплекса и, по-видимому, должны рассматриваться особо. Соотношение братолюбовской серии с более древними толщами неизвестно; основание для проводимых сравнений — ее состав и перекрывающий комплекс вендских образований.

Байкальский орогенный комплекс представлен ограниченным, но весьма характерным набором формаций, отвечающим порфир-туфовой и молассовой группам. Время образования комплекса определяется возрастом обломочных цирконов (нижний предел) из песчаников уштобинской свиты и ее аналогов (~1 млрд. лет) и возрастом прорывающих комплексы гранитоидов (кумыстинские, актасские). Возраст кумыстинских гранитоидов 720 млн. лет (альфа-свинцовый метод, А. А. Краснобаев), актасского комплекса гранитов (свинцово-изотопный метод) — 610 ± 50 млн. лет и (альфа-свинцовый метод) — $580-620 \pm 60$ млн. лет. Из самих вулканогенных толщ комплекса имеется несколько цифр возраста, располагающихся в интервале 750—860 млн. лет.

Внедрению гранитоидных интрузий предшествовала складчатость, завершающаяся у рубежа позднего рифея — венда. Толщи комплекса дислоцированы различно, но в целом просто. По существу, они ограничиваются блоково-глыбовыми смещениями и лишь в областях герцинских синклипорных зон и особенно у зон межзональных разломов резко усиливаются. Создается впечатление наложенности более поздних (каледонских и герцинских) складчатых процессов.

Байкальский покровный комплекс

Выделение комплекса осадков, формировавшихся на срединных массивах и в областях палеоплатформы, синхронно образованиям геосинклинальных прогибов и орогенов — очень сложная задача. В настоящее время можно лишь привести отдельные примеры существования комплекса без четкого обоснования.

Представление о составе и особенностях строения комплекса дают разрезы верхнего докембрия Кельпинского кряжа на Таримском массиве. Выше толщи кварцевых и кварц-аркозовых песчаников, условно параллелизуемых с серией утай и эпипседонским сквозьзональным уровнем, с разрывом в основании располагается сугеттагская свита (600 м). Она представлена главным образом пестроцветными песчаниками, алевролитами и подчиненными горизонтами основных эффузивов и конгломератов полимиктового состава. Вышележащая «красноцветная» толща отделяет ее от перекрывающих толщ кембро-ордовика, до деталей сходных с синхронными разрезами раннего палеозоя докембрийских орогенных зон.

Опираясь на реперный уровень подошвы палеозоя и естественные границы разделов верхнедокембрийских образований чехла массива, можно прийти к заключению, что верхнерифейским образованиям соответствует сугеттагская свита, хотя не исключены и другие варианты.

На южной окраине Муонкумского массива верхнедокембрийские комплексы, по-видимому, представлены вскрывающимися в восточной части Киргизского хребта шокурторской и туюкской свитами. Они лежат на высокометаморфизованных породах нижнедокембрийского фундамента. Шокурторская свита (более 500 м) представлена чередованием темных полимиктовых песчаников и хлорит-кварцевых сланцев с горизонтами гравелитов, туфосланцев, мелкогалечных конгломератов.

Выше по разрезу располагается туюкская свита. Предполагается, что их разделяет значительный перерыв в осадконакоплении, поскольку рвущие шокурторскую свиту граниты не оказывают контактового воздействия на туюкскую. Возраст гранитов (калий-аргоновый метод по биотиту) 700 ± 20 млн. лет. Это верхнее возрастное ограничение, а также характерный состав шокурторской свиты дают основания для отнесения ее к рассматриваемому комплексу.

На Иссык-Кульском массиве верхнерифейский чехол, видимо, представляет урюктинская свита (около 1000 м). Она сложена кварцитами по кварцевым песчаникам и слюдисто-кварцевыми сланцами, содержащими

Прослой мраморизованных известняков и углистых сланцев. Перекрывающая ее кширюжтинская свита имеет характерные признаки вышележащего комплекса.

Ранее мы отмечали простоту дислокаций комплекса. Особенностью его выходов является расположение в обширных поясах развития каледонских интрузий, среди которых все чаще устанавливаются (в связи с массовыми радиологическими определениями) гранитоиды докембрийского возраста. Срединные массивы в подвижных областях как докембрия, так и палеозоя, по-видимому, играют роль главных вместилищ гранитоидных интрузий.

Докембрийские комплексы в каледонском структурном этаже

Докембрийские толщи, сформировавшиеся после проявления складчатых движений в конце рифея, деформированы совместно с палеозойскими образованиями и составляют нижние структурные ярусы каледонского структурного этажа. Возрастной рубеж, разделяющий эти этажи, фиксируется радиологическими датами интрузий, рвущих верхнерифейские комплексы и перекрывающихся с разрывом докембрийскими образованиями (актасская, кумыстинская интрузии). Имеющиеся цифры радиологического возраста интрузий группируются в интервале (680—720 млн. лет, что в общем виде отвечает рубежу между рифеем и вендом. Однако данные по органическим остаткам, собранным в толщах докембрия выше этого рубежа (микрофитолиты, строматолиты), плохо согласуются со структурной границей, поскольку определяются во многих случаях еще как позднерифейские.

Среди толщ рассматриваемого интервала верхнего докембрия по характерным формационным сообществам и структурным признакам выделяются энибайкальский комплекс чехла и вендский орогенный комплекс.

Энибайкальский комплекс чехла

Комплекс, сформированный после интенсивной складчатости, мощно проявленного гранитоидного магматизма позднего рифея и общего выравнивания рельефа, отличается исключительной выдержанностью на огромных пространствах. Он практически независим от предшествующей и последующей истории структурных элементов и может служить хорошим репером для межзональных и межрегиональных корреляций.

В пределах замкнувшихся позднерифейских геосинклиналей он представлен западнокиргизской серией западной части Киргизского хребта, джолколотской и ануайрынской свитами Терской-Алатау, учкошской серией Таласского хребта; торуйгырской, кольторской свитами Кемина, актугайской и чичканской свитами Таласа и Мал. Каратау.

Западнокиргизская серия (до 2000 м) отделяется от всех верхнедокембрийских образований поверхностью значительного несогласия и прерыва в осадконакоплении, к которому приурочено внедрение интрузии. В типовом разрезе Киргизского хребта серия состоит из трех крупных седиментационных ритмов, разграниченных поверхностями разрыва. Основание нижнего ритма (700 м) представлено толщей кварцитовидных песчаников. Выше лежат углистые и алевроито-глинистые сланцы, которые перекрываются обломочными, нередко углистыми известняками. Второй ритм (до 800 м) начинается базальными конгломератами, состоящими из валунов и гальки кварцитов и подстилающих известняков. Вверх по разрезу они сменяются гравелитами, кварцитовидными песчаниками, а затем

глинистыми сланцами и алевролитами, которые перекрыты пачкой известняков. Третий ритм (450 м) имеет двучленное строение. Нижняя его половина состоит из кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников, полимиктовых конгломератов. Верхняя характеризуется переслаиванием плитчатых известняков с песчаниками, известняковыми брекчиями и алевролитами. В карбонатных породах серии собраны микрофитолиты и строматолиты, свойственные, по заключениям изучавших их Б. Ш. Клингер и И. Н. Крылова, верхам рифея и венду. Она перекрывается вулканогенной какпатасской серией, которая в верхах разреза содержит среднекембрийскую фауну.

Тем же смешанным комплексом органических остатков охарактеризованы толщи учкошской серии. По составу и строению она мало отличается от западнокиргизской и большинством исследователей выделяется под тем же названием.

Джолколотская и ашуайрыкская свиты (до 2000 м) развиты в восточных районах Терскей-Алатау. По составу они очень близки с западнокиргизской серией, но образуют лишь один крупный ритм. В его основании (джолколотская свита) выделяется пачка аркозовых песчаников и гравелитов, залегающих с размывом на сарыджазских гранитоидах. Выше лежит толща алевритовых, глинистых и углисто-глинистых сланцев, содержащих струйчатые горизонты гравелитов и рассеянную гальку кварцитов и кварца. Карбонатная часть разреза выделяется в качестве ашуайрыкской свиты. Она сложена обломочными слоистыми известняками с характерными и широко распространенными внутрислойными сингенетичными брекчиями. В известняках собраны микрофитолиты, свойственные верхам рифея — венду. Идентичные по составу, мощности и строению толщи в Кемине выделяются под названием торуайгырской и кольторской свит.

Акугайская и чичканская свиты вместе также формируют законченный седиментационный ритм, начинающийся косослоистыми кварцевыми и кварц-аркозовыми гравелитами, конгломератами и песчаниками, сменяющимися сверху глинистыми, углисто-глинистыми сланцами и алевролитами, которые венчаются прерывистой пачкой мелкообломочных карбонатных пород, изобилующих строматолитовыми биогермами. Мощность этих свит сильно меняется в связи с перерывом, предшествующим накоплению вышележащей курганской свиты, и достигает 600 м. Комплекс строматолитов из чичканской свиты определяется И. Н. Крыловым в качестве типового для вендского времени.

Примером строения комплекса эпибайкальского чехла в областях байкальских орогенов могут служить желтауская свита Улутау; нижние члены разрезов толщ сарыбельный-чонторы в Джетымтау, чоп- и кичи-талдысу в Сарыджазе.

Желтауская свита (до 600 м) несогласно лежит на разных толщах рифейского разреза Улутау и объединяется в одну (улутаускую) серию с тесно связанными с ней структурно сатанской, бозингенской и байконурской свитами. Она сложена кварцевыми песчаниками, гравелитами, углисто-глинистыми и углисто-кремнистыми сланцами, заключающими прослойки алюмофосфатов внизу и пачку оолитовых известняков сверху. В известняках верхних частей разреза установлены микрофитолиты, свойственные юдомскому комплексу в Сибири.

Косослоистыми кварцевыми и аркозовыми песчаниками, углисто-глинистыми сланцами представлены низы разрезов толщ сарыбельный-чонторы и чоп-, кичи-талдысуйской свит в Сарыджазе и Джетымтау. Мощность их достигает 300 м. Они с крупным несогласием перекрывают кислые вулканы верхнего рифея, а структурно связаны с вышележащими толщами тилитоподобных конгломератов джетымской серии. Тот же уровень и аналогичную структурную позицию занимают кварцевые, кварц-аркозовые песчаники, гравелиты и глинистые сланцы толщи акбет в восточных отрогах Бол. Каратау.

Представление о строении рассматриваемого комплекса на территориях позднерифейских стабильных массивов дают разрезы Кызылкумов, Атасу-Моинтов, Бетпак-Далы, Юго-Западной Джунгарии, Кокчетавы.

В Кызылкумах, в районах Букантау, Северного и Южного Тамдытау в блоках докембрия выше толщ интенсивно метаморфизованного основания картируются близкие по составу толщи кокпатасской, аккудукской, тасказганской свит, охарактеризованные идентичными комплексами микрофитолитов верхов рифея — венда. Кокпатасская свита развита в горах Букантау. Она представлена (Ахмеджанов и др., 1975) кварцевыми песчаниками, алевролитами, кварцитами, кремнистыми и филлитовидными сланцами, содержащими линзы и прослои черных битуминозных доломитов.

В Северном Тамдытау вероятным аналогом кокпатасской свиты является аккудукская (300 м). В низовьях Учкудукская она имеет следующий разрез (Ахмеджанов и др., 1975): темные, преимущественно хлорит-серицитовые сланцы и алевролиты с прослойками и липзами черных кварцитов и доломитов (200 м); тонкослоистые алевролиты и зеленые сланцы с прослоями светлых комковатых известняков и черных доломитов (300 м); серые окварцованные песчаники (30 м); кварцевые сланцы, алевролиты и доломиты (до 400 м).

В Южном Тамдытау рассматриваемому уровню соответствует тасказганская свита (до 1000 м). Наиболее полно она обнажена в урочище Тасказган. В ее составе темно-серые и черные средиезернистые песчаники, кварциты, доломиты, кварц-серицитовые сланцы с прослоями кремнистых пород. Все упомянутые свиты Кызылкумов содержат комплексы микрофитолитов, свойственные верхам рифея — венду. Эти данные как будто подтверждаются и недавно полученными О. И. Кимом (Ахмеджанов и др., 1975) радиологическими датировками доломитов тасказганской свиты порядка 900 млн. лет.

В Бурунтавском антиклинории рассматриваемый комплекс может представлять дарбазиская свита (1300—1500 м). По С. Г. Токмачевой (1974), она сложена онколитовыми известняками, переслаивающимися с кварцевыми песчаниками, кварц-альбит-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми сланцами с горизонтами яшм и кварцитов. Свита охарактеризована микрофитолитами венда (Клингер, 1974).

На Кокчетавском массиве рассматриваемый комплекс представлен шипсайской свитой (~350 м). Она с крупным размывом и несогласием лежит на братолюбивской серии и сложена толщами того же формационного сообщества — углеродисто-глинистыми сланцами, онколитовыми известняками, лититами, кварцевыми песчаниками. Микрофитолиты из известняков определяются как вендские.

Азональность комплекса — его распространение на всей территории региона — вместе с тесной структурной связью с разнохарактерными вышележащими толщами венда и нижнего палеозоя предопределяют его различную дислоцированность. В целом же сохранившиеся реликты комплекса дислоцированы слабо.

Вендский орогенный комплекс

Вендский орогенный комплекс наследует площади байкальских орогенных образований, но распространен несколько шире, так как захватывает, кроме того, области замкнувшихся верхнерифейских миогеосинклиналей.

В составе комплекса обособливаются четыре регионально выдержанных литолого-стратиграфических уровня, которые хорошо опознаются на всем огромном протяжении орогенных поясов и позволяют про-

водить очень дробную корреляцию толщ. Наиболее полные разрезы комплекса известны в хр. Джетымтау (Тянь-Шань).

Нижние его члены образуют локально развитые толщи липаритов и диабазов, тесно ассоциирующих с грубообломочными полимиктовыми конгломератами (до 600 м) — толща сарыбельных-чопторы, чон- и кичиталдысуйская свиты. Вышележащая часть разреза объединяется в джетымскую серию. В ее основании залегают грубообломочные конгломераты, нередко сменяющиеся по латерали и вверх по разрезу тиллитоподобными разностями. Средние члены разреза представляют собой продолжение трансгрессивного макроритма и тесно связаны с «нижними тиллитами». Их слагают песчанико-сланцевые пачки с отчетливой тонкой флишoidalной ритмичностью, а в кровле обычно выделяется горизонт пестроцветных песчаников и гравелитов. Мощность комплекса сильно колеблется от первых сотен метров до 300 м. В мощных разрезах кроме «тиллитоподобных» конгломератов обычно присутствуют углистые и хлорит-глинистые сланцы, содержащие линзы и прослои хлорит-углисто-магнетитовых руд. Джетымская серия венчается толщей «верхних тиллитов», относимых к вышележащему комплексу.

В Улутау аналогом джетымской серии является сходно построенная улутавская серия. В ее основании выделяется толща «тиллитоподобных» конгломератов (сатанская свита) мощностью 1000 м, выше лежат терригенно-карбонатные пестроцветные толщи курайлинской и бозингенской свит (общая мощность 400 м), а венчается разрез байконурской свитой тиллитоподобных конгломератов.

В Бол. Каратау нижние вулканиты представлены кварцевыми порфирами толщ акбет. Выше следует улутавская серия с характерными конгломератами и «нижними тиллитами» (ранская свита, до 400 м) и сланцево-карбонатными и песчаниковыми толщами (косшокинская, карагурская, аксумбипская свиты, до 1000 м). Верхним ограничением комплекса здесь также служит толща «верхних тиллитов» (байконурская свита).

В Таласо-Каратауской зоне вулканогенная часть разреза представлена курганской свитой кислых пирокластических пород (до 400 м). Толще «нижних тиллитов», вероятно, отвечает кумыштагская свита (150 м), а пестроцветным терригенным породам кровли — малиновые полимиктовые песчаники джалобекской свиты (до 300 м). Выше лежат тиллитоподобные конгломераты конуртобинской свиты (до 50 м).

В районах Юго-Западного Прибалхашья описывается практически полный аналог верхов джетымской серии. Он представлен бурултасской свитой (1000 м) тиллитоподобных конгломератов, включающих горизонты углисто-глинистых и гематит-магнетитовых сланцев. Выше располагаются кремнистые сланцы, содержащие остатки брахиопод и хиолитов нижнекембрийского облика.

Возраст комплекса определяется его положением под регионально прослеженным уровнем «верхних тиллитов».

В пределах жестких стабильных массивов возрастные аналоги рассматриваемого комплекса и структурно, и по составу не отделяются от образований эпибайкальского чехла. Используя реперный уровень «верхних тиллитов» и кровлю рифейских (и более древних) образований, в общем виде можно предполагать, что они представлены жалгызской и шопшакинской свитами Бурултаса и Джильтау, белькудукской свитой Бетпак-Далы, жайсанской свитой Кунгей-Алатау, казахсынганской свитой Атасу-Моинтов, красноцветной толщей конгломератов и песчаников, перекрывающих сугеттагскую свиту в Кельпинском кряже.

Выделения в самостоятельный комплекс заслуживают толщи «верхних тиллитов». Несмотря на очевидную связь с рассмотренными вендскими образованиями орогенных поясов, они в своем распространении выходят далеко за их пределы, вторгаясь в области срединных массивов и формируя кровлю докембрийского чехла древних платформ. Характерный со-

став этих образований и структурно-текстурные особенности дают основания многим исследователям отстаивать их ледниковое происхождение, что в целом подтверждается их поразительным сходством и повсеместно идентичным положением непосредственно под толщами, охарактеризованными органическими остатками самых низов нижнего кембрия. Объяснение широчайшего развития плаща грубообломочных пород с помощью иных природных механизмов встречается с труднопреодолимыми противоречиями.

Естественным рубежом раздела между докембрийскими и палеозойскими образованиями явилась эпоха пенепленизации, сопровождавшаяся интенсивной денудацией в областях байкальских геосинклиналей и выработкой мощного профиля кор выветривания в пределах стабильных масс и поясов байкальских орогенов.

С началом палеозоя связан новый этап активизации, который прошел по предопределенному в позднем докембрии структурному плану. Рассмотренные комплексы венда своими деформациями обязаны каледонским движениям.

АЛТАЙ

На Алтае породами докембрия заняты значительные площади (рис. 33) в Катунском и Талицком антиклинориях. Ими же сложены Теректинский, Прителецкий, Курайский, Кокузекский и другие горстовые блоки. Нельзя сказать, что площади распространения докембрия в пределах Алтая определены достаточно точно. Представляется вероятным более широкое развитие верхнедокембрийских образований, чем это считается в настоящее время. Не исключено, например, что терригенные флишеидные отложения горноалтайской свиты, возраст которых условно принимается как поздний — средний кембрий — тремадок, в действительности являются верхнедокембрийскими, одновозрастными с верхнерифейскими отложениями жистыкской свиты Манского синклинория в Восточном Саяне.

Среди докембрийских образований Алтая установлены среднерифейские, верхнерифейские и вендские, представленные в общем слабометаморфизованными осадочными и вулканогенными породами. Кроме них выделены и более древние, предположительно дорифейские, а, возможно, частично и нижнерифейские метаморфические породы — зеленые сланцы, амфиболиты, гнейсы и кристаллические сланцы, слагающие блоки древне-го фундамента верхнедокембрийского геосинклинального комплекса.

Последовательность и возрастная принадлежность стратиграфических подразделений докембрия Алтая расшифрованы далеко не полностью. Это замечание прежде всего касается подразделений, состоящих из метаморфических пород. Слабометаморфизованные отложения верхнего докембрия изучены лучше. Имеющиеся материалы позволяют наметить следующую схему стратиграфического расчленения докембрия Алтая (рис. 34).

Наиболее древние породы Алтая вскрыты в Курайском хребте, где они слагают Курайский выступ (горст). Их выходы есть, видимо, и в Прителецком горсте. Еще на первом этапе геологического изучения Алтая обнаруженные в Курайском хребте глубокометаморфизованные породы, именовавшиеся в то время «курайскими гнейсами», рассматривались В. А. Обручевым, К. В. Радугиным, В. А. Кузнецовым и другими исследователями как протерозойские и даже архейские образования. Позже, во время проведения среднемасштабной геологической съемки по Алтаю, появились сведения о наличии в Курайском хребте постепенного перехода от глубокометаморфизованных пород к слабо измененным нижнепалеозойским. В связи с этим возникло представление об отсутствии на Алтае дорифейского докембрия, не получившее, однако, общего признания.

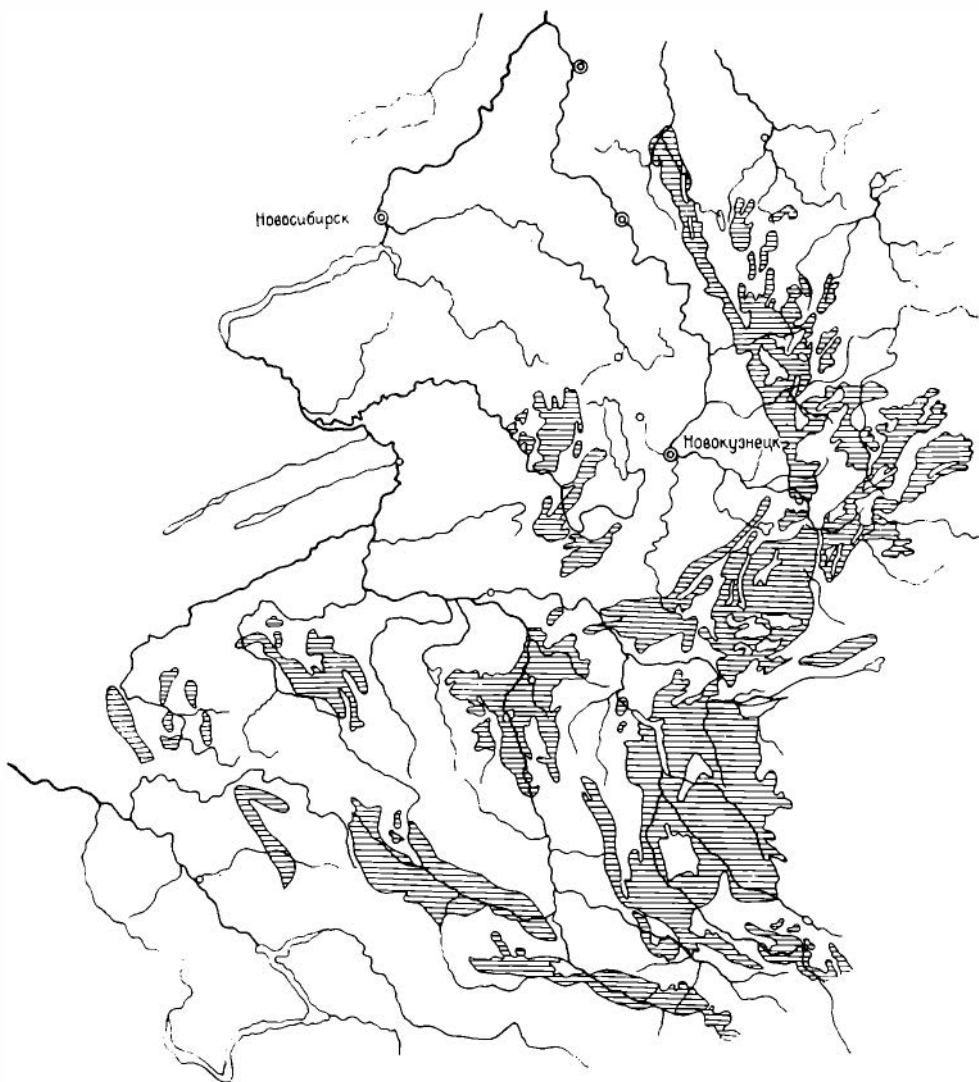


Рис. 23. Выходы докембрия в Горном Алтае, Кузнецком Алатау и Горной Шории.

В 60-х годах метаморфические породы Курайского, Теректинского и других горстов были обстоятельно изучены А. И. Родыгиным (1968). В его работе приведены убедительные факты, указывающие на отсутствие постепенного перехода между комплексом метаморфических пород и предположительно поздне-среднекембрийскими — тремадокскими песчано-сланцевыми отложениями горноалтайской свиты в Курайском хребте. А. И. Родыгин, исходя из стратиграфических и петрологических данных, полагает, что метаморфические образования Курайского выступа могут быть нижнедокембрийскими. В значительной мере условно он разделил их на три свиты (снизу вверх): тонгулакскую, ильдугемскую и корум-байринскую.

Тонгулакская свита — гранито-гнейсы, биотитовые, биотит-силлиманитовые, биотит-кордиеритовые, биотит-альмандиновые гнейсы, амфиболиты, плагиоклаз-биотит-роговообманковые кристаллические сланцы, пегматиты. Основание свиты на эрозионный срез не выведено. Мощность ее вскрытой части около 1000 м.

Ильдугемская свита — кварц-плагиоклаз-биотитовые, кордиерит-биотитовые, альмандин-биотитовые, биотит-роговообманковые кристал-

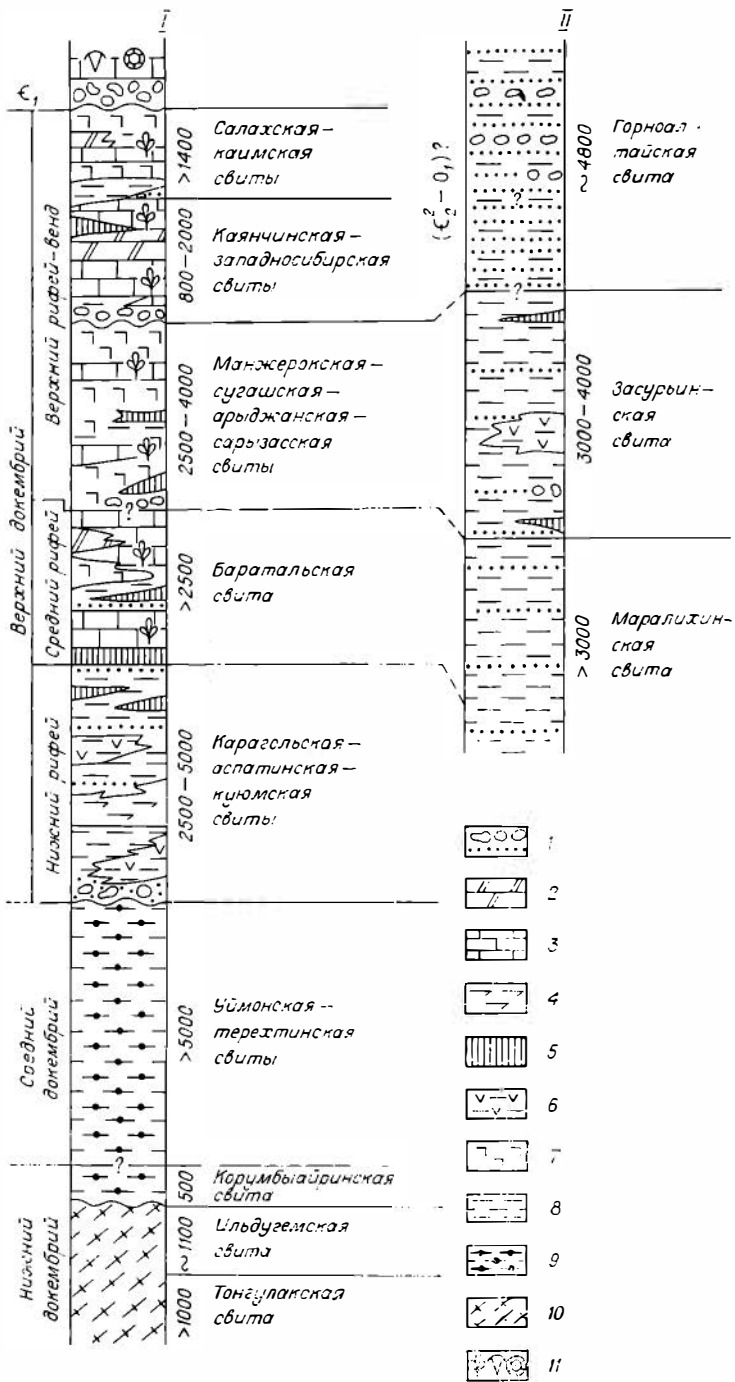


Рис. 34. Разрезы докембрия Алтая (I — сводный, II — Талицкого антиклинория).

1 — конгломераты, гравелиты, песчаники; 2 — доломиты; 3 — известняки, мраморы; 4 — порфириды; 5 — силицилиты и кремнистые сланцы; 6 — порфиритоиды и туфы; 7 — базальтоидные порфириты и вулканокласты; 8 — глинистые сланцы; 9 — метаморфические сланцы; 10 — гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы, амфиболиты; 11 — филолиты, трилобиты, археоцнаты.

лические сланцы, амфиболиты, гнейсы, небольшие тела гранито-гнейсов и пегматитов. Мощность свиты около 1100 м. Между ней и тонгулакской свитой нет сколько-нибудь четкой литологической границы.

Корумбайринская свита — кварц-плагиоклаз-биотит-кордиеритовые кристаллические сланцы, местами с гранатами, силлиманитом, андалузитом. Мощность свиты около 500 м.

Между корумбайринской и ильдугемской свитами есть, хотя и недостаточно доказанные, признаки структурного несогласия (Родыгин, 1968). В пределах площади распространения указанных свит выявлены структурные формы типа гранито-гнейсовых куполов.

Радиологических данных для датировки возраста метаморфического комплекса пород Курайского выступа нет, но по сходству литологии и особенностям тектонической структуры они хорошо коррелируются с подобными же докембрийскими образованиями тесхемской свиты нагорья Сангилен в Туве. В самое последнее время получены факты (еще не опубликованные) о наличии четко выраженного структурного несогласия между гнейсами и кристаллическими сланцами тесхемской свиты, с одной стороны, и вышележащей среднедокембрийской или нижнерифейской толщей мраморов и кристаллических сланцев балыктыгхемской свиты, с другой. Это обстоятельство указывает на то, что как породы тесхемской свиты, так и, по-видимому, близкие к ним по возрасту породы курайского метаморфического комплекса могут быть нижедокембрийскими.

Более молодые образования докембрия, предположительно среднедокембрийские или нижнерифейские, выделены на Алтае под наименованием теректинской свиты в Теректинском горсте, в Алейском тектоническом блоке (Рудный Алтай), в Кокузекском, Оройском, Чульчинском и Прителецком горстах. Свита состоит из пород зеленосланцевой фации метаморфизма: кварц-серицит-хлоритовых, кварц-альбит-серицит-хлоритовых, хлорит-кварц-кальцитовых, актинолит-эпидот-хлоритовых сланцев и амфиболитов. Местами среди этих сланцев встречаются мраморы и кремнистые породы с мусковитом и графитом. Исключительно интенсивная мелкая складчатость (гофрировка до микроплойчатости) и обилие кварцевых жил — характерные признаки свиты. О ее мощности достаточно обоснованных сведений нет, но чаще указывается цифра, равная примерно 5000 м.

В Теректинском горсте на одном из участков среди пород теректинской свиты Ю. М. Елистратовым (Родыгин, 1968) обнаружен конгломерат, который он считал базальным. Поэтому А. И. Родыгин предлагает расчленить теректинский зеленосланцевый комплекс на две похожие по составу свиты (снизу вверх) — уймонскую и теректинскую.

Решение вопроса о стратиграфическом положении и возрасте теректинской свиты базируется пока только на несогласном структурном соотношении ее с отложениями баратальской свиты среднего рифея, установленном в восточной части Теректинского горста. Здесь породы баратальской свиты протягиваются параллельно разломам, которые отделяют их от сланцев теректинской свиты, но простираение последних, в отличие от пород баратальской свиты, резко не совпадает с ориентировкой разломов. Такой характер соотношения свит указывает на структурное несогласие между ними, поэтому есть основание говорить, что теректинская свита значительно древнее баратальской: Во всяком случае, она должна быть не моложе нижнего рифея, но вероятным представляется и среднедокембрийский ее возраст, если рассматривать Теректинский и другие тектонические блоки как элементы дорифейского складчатого фундамента (Кузнецов, 1952; Косыгин, 1969).

Докембрийские отложения, расположенные стратиграфически выше теректинской свиты, являются заведомо верхнедокембрийскими. Они расчленены на пять свит, составляющих следующую последовательность (снизу вверх).

Куюмская свита (более 1700 м) — существенно кварцевые и кварц-полевошпатовые интенсивно хлоритизированные песчаники, эпидот-серицит-хлоритовые, серицит-хлорит-кварцевые сланцы с отдельными пластинами мраморов, развальцованные основные и кислые вулканиты. Свита выделена в Катунском антиклинории. Основание ее не вскрыто. На ней лежат, видимо, согласно среднерифейские породы баратальской свиты. С куюмской свитой, может быть, следует сопоставлять литологически похожую на нее каракольскую свиту (более 2500 м) Прителецкого горста, которая несогласно лежит на метаморфических сланцах теректинской и содержит продукты их размыва в базальном конгломерате. Однако это сопоставление весьма условно, поскольку в разрезе докембрия здесь нет отложений более высокого стратиграфического положения, чем каракольская свита.

Баратальская свита (более 2500 м) широко распространена в Катунском антиклинории (включая его северо-восточное продолжение — Бийский выступ), в Кадринском и Баратальском хребтах и двумя узкими полосами выходит на окраинах восточной части Теректинского горста. Главную массу отложений свиты образуют известняки. Среди них в виде прослоев, линз, пластов и пачек содержатся доломиты, силициты, филлиты, местами основные вулканиты и граувакковые песчаники. В известняках найдены органические остатки — невландии и коллепии, тождественные найденным в известняках надсерии белт в Северной Америке. Rb-Sr методом установлено, что возраст невландиевых известняков надсерии равен 1325 ± 25 млн. лет (Семихатов, 1974), т. е. среднерифейский. Таким образом, есть основание считать баратальскую свиту тоже среднерифейской. Этот вывод подтверждают и некоторые общие черты строения разрезов верхнего докембрия Алтае-Саянской складчатой области, позволяющие уверенно коррелировать баратальскую свиту с монгошинской свитой Восточного Саяна, средперифейский возраст которой, судя по обнаруженным в ней строматолитам, по-видимому, не вызывает сомнения.

На северо-западе Алтая в центральной части Талицкого антиклинория имеются выходы темно-серых (до черных) филлитов и кремнистых сланцев с редкими прослоями кварцевых песчаников. Эти породы объединены под наименованием маралихинской свиты (более 3000 м). На Алтае, за пределами Талицкого антиклинория, подобная по литологическому составу свита в разрезе докембрия не известна. В то же время стратиграфическое положение свиты указывает на ее позднедокембрийский возраст. В. В. Волков (1966) совершенно условно сопоставляет маралихинскую свиту с баратальской и считает при этом, что какая-то часть первой из них может соответствовать манжерокской свите.

Под названием манжерокской свиты в Катунском антиклинории выделены в одних местах преимущественно вулканогенные, а в других — осадочно-вулканогенные отложения. Соотношение их с породами ниже лежащей баратальской свиты остается неясным. Вулканиты манжерокской свиты представлены пироксеновыми и пироксен-плаггиоклазовыми порфиритами, диабазами, диабазовыми порфиритами и пирокластическими образованиями. Среди них встречаются осадочные породы — граувакковые песчаники, алевролиты, алевро-глинисто-кремнистые и глинисто-алевролитовые сланцы, силициты, известняки, редко доломиты и конгломераты, слагающие отдельные пласты и пачки (до 150—200 м). На севере Алтая в западной части Катунского антиклинория (бассейны рек Каим, Каянча и других) около 50% свиты составляют осадочные породы, приуроченные в основном к верхней ее половине. Мощность свиты от 1300 до 2000—4000 м.

Манжерокскую свиту следует, видимо, относить к первой половине верхнего рифея, поскольку она лежит на среднерифейской баратальской свите и в свою очередь подстилает поздне-верхнерифейскую — вендскую каянчинскую свиту, от которой отделена перерывом и несогласием.

На юго-востоке Алтая в Баратальском горсте отложения, сходные с манжерокской свитой по составу и стратиграфическому положению, именуется арыджанской свитой (более 1500 м). Очень вероятно, что ранне-верхнерифейскими являются также осадочно-вулканогенные отложения сарысазской свиты (около 3500 м), развитые в верховьях Кубы, Угула, Ложи, и саратанской свиты (2000—3000 м) — на востоке Алтая.

На северо-западе Алтая в Талицком антиклинории предположительно ранне-верхнерифейской может быть засурвинская свита (более 1500 м). Она лежит согласно на маралихинской свите (Волков, 1966) и состоит из серицитизированных и хлоритизированных глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, кремнистых сланцев, яшм и порфиринов.

В ряде мест ранне-верхнерифейские отложения по набору пород и ассоциаций с ними гипербазитов представляют собой типичный комплекс пород офиолитовой серии.

Каянчинская свита (около 2000 м) выделена только в Катунском антиклинории. Она почти всюду отграничена дизъюнктивами от манжерокской, но в тех местах, где свиты имеют стратиграфический контакт, он является несогласным. Каянчинская свита состоит в основном из известняков и доломитов, в которых есть прослои и пласты серицитизированных глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и редко силицилитов. На одних участках в составе свиты больше известняков, чем доломитов, на других, наоборот, доломиты преобладают над известняками. На юге антиклинория (правобережье Катуня между ее притоками Чичкиш и Нижняя Еланда) отложения, соответствующие по стратиграфическому положению и палеонтологическим данным каянчинской свите, представлены только доломитами (западносибирская свита, мощность более 700 м).

По комплексу строматолитов и микрофитолитов возраст каянчинской свиты определяется как поздний — верхний рифей — ранний венд.

Каимская свита (около 1400 м) без перерыва лежит на каянчинской. Распространение ее ограничено бассейном Устюбы (северная часть Катунского антиклинория). Свита сложена серицитизированными и хлоритизированными глинистыми сланцами с прослоями глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев, алевролитами, известняками, базальтоидными вулканитами.

Первоначально каимская свита считалась ранне-среднедокембрийской. Сравнительно недавно была установлена ее принадлежность к самым верхам верхнего докембрия (Вишкман, 1974). С каимской свитой коррелируется терригенно-известняковая (с небольшим количеством вулканитов) салахская свита (около 250 м), залегающая между доломитами западносибирской свиты и нижнекембрийскими отложениями (Вишкман, 1974). В известняках салахской свиты содержатся вендские микрофитолиты и отдельные формы водорослей нижнекембрийского облика.

Между верхнедокембрийскими и нижнекембрийскими отложениями на Алтае установлены признаки складчатой деформации и перерыв. Продолжительность перерыва, доказанная палеонтологически, равна большей части первой половины раннего кембрия.

КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ И ГОРНАЯ ШОРИЯ

В Кузнецком Алатау и Горной Шории докембрием занята большая часть территории (см. рис. 33). Он представлен слабометаморфизованными и различными метаморфическими образованиями. Лишь для первых, охватывающих интервал разреза в пределах среднего рифея — венда, разработана достаточно достоверная стратиграфическая схема. Сведения по стратиграфии метаморфических пород и радиологические данные об их возрасте еще весьма ограничены и противоречивы. Несмотря на это, есть основание считать, что среди метаморфических образований имеются дорифейские.

В настоящее время докембрий Кузнецкого Алатау расчленен (снизу вверх) на следующие подразделения (рис. 35).

Конжинская свита (более 4000 м) — гранито-гнейсы, амфиболиты, гранат-биотитовые, гранат-биотит-силлиманитовые, гранат-биотит-амфиболитовые гнейсы с прослоями мраморов, графитисто-сланцев и кварцитов. Породы свиты слагают Томский выступ и ограничены разломами. Вместе с тем элементы складчатой структуры ее находятся в несогласном соотношении с простиранием расположенных рядом нижнерифейских, а возможно, и дорифейских мраморов терсинской свиты, поэтому дорифейский возраст конжинской свиты очень вероятен. Об этом свидетельствуют радиометрические данные о возрасте метаморфизма ее пород. Наиболее древние значения, полученные К-Аг методом по амфиболам, 1470—1880 млн. лет (Лепезин и др., 1975).

Терсинская свита (более 2000 м) сложена главным образом мраморами кальцитов и доломитов с прослоями, пластинами и пачками графитисто-кремнистых, амфиболовых и гранат-биотит-мусковит-кварцевых сланцев, гранат-биотит-амфиболовых и биотит-мусковитовых гнейсов. Породы терсинской свиты слагают часть Томского выступа и полностью Золотокитатский выступ.

Как отмечено выше, похоже, что терсинская свита лежит на конжинской несогласно. В стратиграфической схеме Кузнецкого Алатау, принятой в 1965 г. на стратиграфическом совещании по унификации стратиграфических схем Средней Сибири, терсинская свита помещена в средний докембрий. Для ее пород получены пока единичные радиологические определения возраста К-Аг методом по амфиболу, дающие цифры в пределах 1740—1860 млн. лет (Горелов, 1967). На основании этого, а также учитывая степень метаморфизма пород свиты и приуроченность их к тектоническим выступам, структурно чуждым по

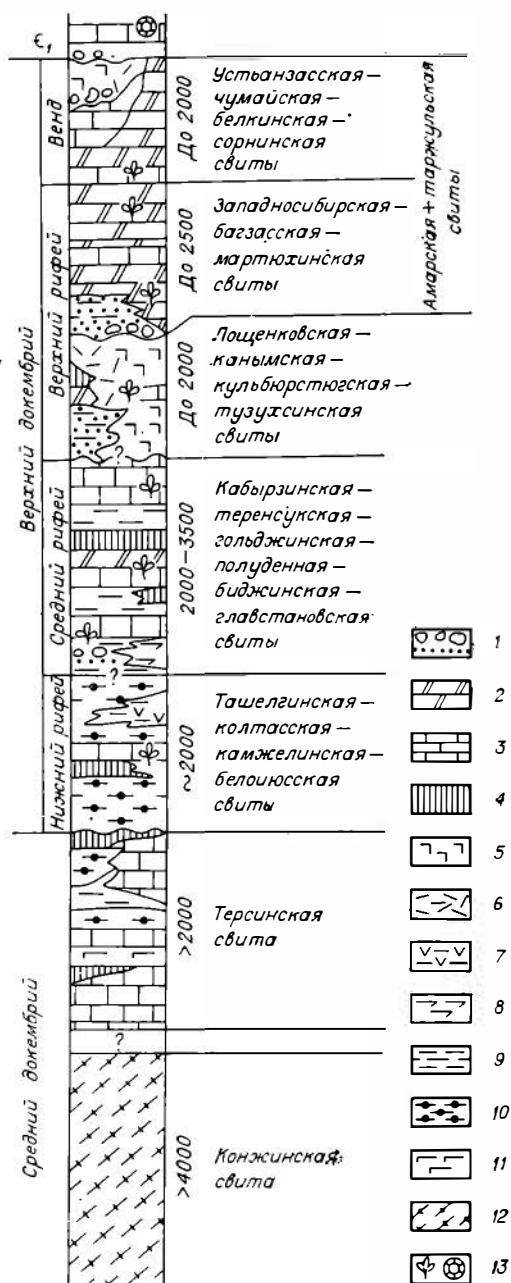


Рис. 35. Сводный разрез докембрия Кузнецкого Алатау.

1 — конгломераты, гравелиты, песчаники; 2 — доломиты; 3 — известняки, мраморы; 4 — силлициты, кварциты, кремнистые сланцы; 5 — базальтоидные порфириты и их вулканокласты; 6 — кислые вулканиды; 7 — порфиритонды; 8 — порфиронды; 9 — глинистые сланцы; 10 — метаморфические сланцы; 11 — амфиболиты; 12 — гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы, амфиболиты; 13 — фитоциты, археоцитаты.

отношению к окружающим, достоверно рифейским отложениям, Г. Ф. Горелов считает свиту дорифейской (среднедокембрийской). Сравнительно недавно появились сведения о наличии в ней фитоцитов, похожих на нижнерифейские, в связи с этим предлагается относить ее к низам верхнего докембрия (Ивонин, 1971; Лепезин и др., 1975).

Колтасская (ташелгинская) свита (2000 м) — амфиболитизированные вулканиты основного состава, хлоритовые и кремнистые сланцы, кислые эффузивы и их перикласты, мраморизованные известняки. В бассейнах Белой Усы и Верхнего Кибраса в этой свите содержатся гематитовые, гематит-магнетитовые и магнетитовые руды. Основание свиты не вскрыто. Ее взаимоотношение с подстилающими образованиями неизвестно.

В известняках свиты найдено несколько форм цианопит нижнерифейского облика, но по ним нельзя сделать вполне определенного заключения о раннерифейском возрасте свиты. Он может быть принят пока чисто условно. Не исключено, что она моложе — среднерифейская. На восточном склоне Кузнецкого Алатау в бассейне Белого Юуса аналогичные образования именуется белоюсской (июсской), или каратегской, свитой и, наконец, на севере района в бассейне Золотого Китата — кам-желинской свитой.

Кабырзинская свита (2000—3000 м) — существенно карбонатная. Главную массу ее отложений составляют известняки, разные по цвету, текстурным и другим признакам, и подчиненные им пласты и пачки антракитовых мраморов и доломитов. На разных уровнях разреза в известняках есть прослой и пачки филлитов, часто углеродистых, силицилитов, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев. Кроме такой породной ассоциации, типичной для всей площади развития отложений этого возрастного интервала, позволяющей сравнительно легко узнавать и увязывать удаленные друг от друга разрезы, на некоторых участках совместно с перечисленными породами встречаются основные и кислые вулканиты, а также продукты их размыва. Есть площади, где вулканитов и терригенных пород в составе свиты сравнительно много и они приурочены главным образом к нижней ее половине.

К востоку от осевой зоны Кузнецкого Алатау отложения, тождественные кабырзинской свите по литологии и стратиграфическому положению, известны как главстановская свита в бассейне Саралы, полуденная свита в бассейне Белого Юуса, гольджинская свита в Батеневском кряже и биджинская свита в хр. Азыр-Тал.

Основание отложений вскрыто по р. Колтас и руч. Сынный, правому притоку р. Белый Юус, где они лежат, по-видимому, согласно на вулканогенных образованиях колтасской (белоюсской) свиты.

Во многих местах Кузнецкого Алатау в известняках кабырзинской свиты и вышеуказанных аналогов на разных уровнях разреза обнаружены многочисленные остатки фитоцитов, в том числе певландия, указывающих на среднерифейский возраст вмещающих их пород (Гинцингер и др., 1969).

Канымская свита (1500—2000 м) выделена в верховьях Усы и Черного Юуса в центральной части Кузнецкого Алатау. Долгое время считалась ранне-среднекембрийской. Сравнительно недавно было установлено, что она является верхнедокембрийской (Гинцингер, 1970; Ивонин, 1971). Сложена свита кварцевыми порфиритами и вулканокластическими породами, которым подчинены песчаники, алевролиты, глинистые, глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы и известняки. В бассейне Саралы отложения этого же стратиграфического интервала представлены полностью кислыми вулканитами (свита кл. Таежного, мощность более 650 м), а в бассейне Белого Юуса — основными эффузивами, туфобрекчиями и туфами с небольшим количеством граувакковых песчаников и известняков (культюрстюгская свита, мощность 1900 м). Такой же состав характерен для лошенковской свиты (около 2000 м) Батеневского кряжа (восточный отрог Кузнецкого Алатау).

Отложения, соответствующие по стратиграфическому положению канымской свите и ее аналогам, но имеющие совершенно другой состав, развиты на севере Абаканского хребта (северо-восток Горной Шории). Это тузуксинская свита (более 1700). Она сложена алевролитами, глинистыми сланцами и граувакковыми песчаниками. В верхах ее среди указанных пород есть отдельные пласты доломитов, известняков и силицитов, а также прослой кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев.

В пределах бассейна р. Мрас-Су в Горной Шории пока не доказано присутствие вулканогенных образований, синхронных с вулканитами канымской свиты.

Отложения канымского (лошенковского) стратиграфического интервала разреза всюду литологически и стратиграфически четко обособлены от подстилающих среднерифейских (в ряде мест установлены признаки несогласия и размыва) и перекрывающих поздне-верхнерифейских — вендских, лежащих на их размывшей поверхности несогласно.

В карбонатных породах канымской, лошенковской и тузуксинской свит найдены строматолиты верхнего рифея.

Западносибирская свита (1000—1600 м) представляет собой выделенную в Горной Шории и в пределах западной и северной частей Кузнецкого Алатау толщу пород, состоящую в основном из доломитов и известковистых доломитов. Им подчинены пачки известняков, кремней, кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев. Кое-где среди карбонатных пород в небольшом количестве присутствуют вулканиты андезит-базальтового состава. На отдельных участках наряду с доломитами в равном или даже большем количестве распространены известняки. Местами базальные слои свиты образованы песчаниками, гравелитами и конгломератами. В верхах свиты известны рудопроявления фосфоритов. Она вмещает сингенетичные высокоглиноземистые породы и железные руды Леспромхозного месторождения в Горной Шории и железисто-марганцевое рудопроявление в бассейне р. Растань в Кузнецком Алатау.

На восточном склоне Кузнецкого Алатау (включая его отроги — Батеневский кряж и хр. Азыр-Тал) западносибирской свите в той или иной мере соответствует также существенно доломитовая толща, получившая название таржульской свиты (1200—2000 м) в бассейне Белого Июса и мартюхинской свиты (600—1400 м) в хр. Азыр-Тал и Батеневском кряже.

По рекам Белый Июс, Каратас (по широте горы Амар), Белая и Черная Уса, а также в верховьях р. Черный Июс под доломитами расположена мощная (1000—1300 м) базальная терригенная амарская свита, состоящая из конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, сланцев и подчиненных им местами вулканитов основного состава. В верхах свиты появляются мергели и известняки, которые без перерыва сменяются доломитами. В бассейне Белой Усы амарская свита лежит на канымской свите верхнего рифея, а по р. Каратас на полуденной свите среднего рифея.

В других местах Кузнецкого Алатау и в Горной Шории столь значительные по мощности терригенные отложения под доломитами неизвестны.

Стратиграфический объем доломитовой толщи очень изменчив. Так, например, в бассейне Белого Июса она охватывает часть верхнего рифея и, по-видимому, весь венд. В других местах граница доломитов не выходит за пределы первой половины венда, а часто и верхнего рифея. В последнем случае, там, где разрез верхнего докембрия сохранился наиболее полно, выше доломитов выделяются белкинская (и ее аналоги) и устьянзасская свиты.

Белкинская свита (850—1000 м) залегает на доломитах западносибирской свиты без перерыва. Она сложена известняками (резко преобладают), доломитами, глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами и содержит кремни, местами карбонатные и карбонатно-кремнистые фосфориты. В породах свиты обнаружены фитоциты вендского возраста. С ней сопостав-

ляется сорнинская свита (560 м) хр. Азыр-Тал и Батеневского кряжа и тамалыкская свита (около 1800 м) верховьев Томи (Гинцингер и др., 1969).

Устьянзасская свита (более 1000 м) — пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые порфириды, туфобрекчии, агломераты и туфы с отдельными прослоями и пластами граувакковых песчаников, алевролитов, сланцев, кремнистых пород и известняков. Выходы свиты откартированы в Горной Шории в бассейне Мрас-Су на нескольких участках, по ни на одном из них соотношение ее с подстилающей белкинской свитой не выяснено из-за плохой обнаженности. Перекрывающий фаунистически датированный нижний кембрий лежит на ней с перерывом.

В Кузнецком Алатау устьянзасская свита (мощность около 700 м) выходит по р. Кии у пос. Марака. Здесь в составе ее больше известняков, кремнистых пород и глинистых сланцев. Начинается она конгломератом, который лежит несогласно на доломитах западносибирской свиты. С устьянзасской свитой условно сопоставляется чумайская свита (более 1200 м) кислых, с небольшим количеством основных, вулканитов, вскрытых по ряду левых притоков р. Кии южнее о. Чумай.

В Кузнецком Алатау отложения верхнего докембрия и нижнего кембрия разделены, но, видимо, не везде, перерывом. Предполагается, что в бассейне Белого Июса и у с. Баград вендские отложения без перерыва сменяются нижнекембрийскими.

САНГИЛЕНСКИЙ МАССИВ

Сангиленский докембрийский массив — это крупное геоантиклинальное поднятие в палеозойских складчатых структурах Центрально-Азиатского пояса, занимающее территорию Юго-Восточной Тувы (в основном Сангиленское нагорье) и уходящее в пределы Северо-Западной Монголии. Его структурными ограничениями являются глубинные разломы: Сангиленский, переходящий в Бусингольский, на северо-западе и Хан-Хухэйский (Хангайский) на юге. На востоке массив включает Хубсугульские структуры Монголии и переходит на северо-востоке в структуры поздних байкалид юго-восточной части Восточного Саяна и западной части Хамар-Дабана. Все вместе это составляет еще более крупный Тувино-Монгольский массив поздних байкалид (Ильин, 1971).

На «Тектонической карте Евразии» (1966) значительная часть Сангиленского массива представлена выступом докаледонского, байкальского сложного структурного яруса в области ранней каледонской (салаирской) складчатости (Зайцев, 1966).

Внутренняя структура Сангиленского массива представляет собой синклиний с шарниром, погружающимся в восточном направлении, в связи с чем на крайнем западе массива обнажаются самые древние докембрийские образования (рис. 36), а восточнее — средние и верхние части докембрийского разреза (Геология СССР, т. XXIX, 1966).

Верхи докембрия и основание палеозоя, составляющие верхний складчатый ярус, изучены наилучшим образом в Хубсугульском прогибе Монголии (Ильин, 1971) и подробнее описаны в следующем разделе этой главы. В Прихубсугулье верхнедокембрийские и кембрийские отложения представлены двумя формациями: нижней, существенно терригенной, местами порфирито-терригенной (соответственно дархайская серия и сархейская свита верхнего рифея (?) — венда), и верхней, доломитовой (хубсугульская и беконская серии разных структур венда — нижнего — среднего (?) кембрия). В основании этого яруса с мощностью толщ до 9 км установлены базальные конгломераты, в карбонатной формации присутствуют залежи фосфоритов, бокситов, марганцевых и железных руд. Структуры промежуточного типа этого яруса — брахисинклинали, мульды, сводообразные складки, узкие изоклинальные приразломные склад-

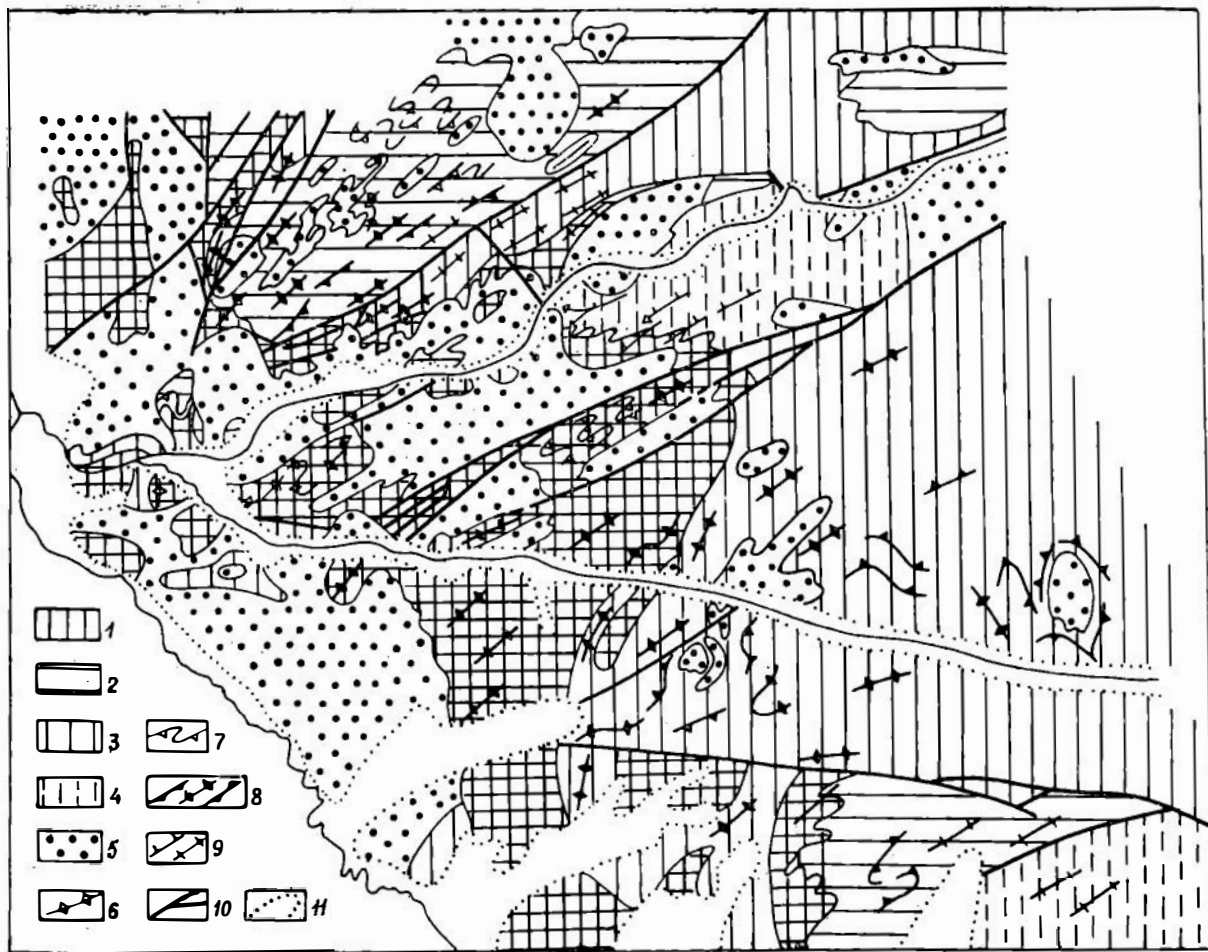


Рис. 36. Метаморфические комплексы докембрия западной части Свангленского массива.

1 — эрзинский комплекс (архей); 2 — моренский комплекс (ранний протерозой); 3 — балыктыгхемский комплекс (средний протерозой); 4 — царынский комплекс, нижняя сланцевал часть (поздний протерозой — рифей); 5 — грашитоиды разного возраста, включая палеозойские; 6 — кристаллизационная сланцеватость моренского цикла; 7 — ранний (пологая) кристаллизационная сланцеватость балыктыгхемского цикла; 8 — поздняя (субвертикальная) кристаллизационная сланцеватость балыктыгхемского цикла; 9 — кристаллизационная сланцеватость и зоны бластомилонитизации нарьского цикла; 10 — разрывные нарушения; 11 — границы распространения современных отложений.

Корреляция равнедокембрийских образований в структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы

Возраст	Присяянский щит (выступ фундамента платформы)	Бирюсинский горст в ранних байкалидах В. Саяна	Сангиленский массив в каледонидах Тувы
Рифей	Орогенные и платформенные образования со строматолитами	Орогенные и платформенные образования со строматолитами	Геосинклинальные образования со строматолитами
1600±100 млн. лет.	Стратиграфическое и угловое несогласия	Стратиграфическое и угловое несогласия	Стратиграфическое (?) и угловое несогласия
Средний протерозой (комплекс п+3)	Послескладчатые интрузивные γ Зональный метаморфизм андалузитового типа (от зеленосланцевой до амфиболитовой фацции) Германотипная складчатость без переработки фундамента Формации: терригенная, карбонатно-терригенная, кислая вулканогенная	Не изучены Зональный метаморфизм андалузитового типа (от зеленосланцевой до амфиболитовой фацции) Складчатость без переработки фундамента Карбонатно-терригенная формация	Раннескладчатые (F_1) интрузивные γ — со складчатые (F_2) и позднекладчатые (F_3) ультраметабазитные γ (в фундаменте) — после складчатые (F_4) анатектические γ . Зональный метаморфизм андалузитового типа (от гельсинкитовой до амфиболитовой фацции) Полная складчатость (III F_{1-4}) со значительной переработкой фундамента Формации: карбонатная, терригенно-карбонатная
1900±100 млн. лет	Стратиграфическое и угловое несогласия	Стратиграфическое и угловое несогласия	Стратиграфическое и скрытое угловое несогласия
Ранний протерозой (комплекс п+2)	Раннескладчатые интрузивные γ — со складчатые ультраметабазитные γ (в фундаменте) — позднекладчатые аллохтонные γ Региональный метаморфизм (в фундаменте ретроморфизм) амфиболитовой фацции дигетенового типа Полная складчатость со значительной переработкой фундамента Формации: железисто-кремнистая (с лептинитами), вулканогенно-терригенная	Не изучены Региональный метаморфизм (в фундаменте ретроморфизм) амфиболитовой фацции дигетенового типа Полная складчатость с глубокой переработкой фундамента Карбонатно-сланцевая формация	Раннескладчатые (F_1), интрузивные γ — со складчатые (F_2) и позднекладчатые (F_3, F_4) ультраметабазитные γ — после складчатые аллохтонные γ Региональный метаморфизм (в фундаменте ретроморфизм) амфиболитовой фацции дигетенового типа Полная складчатость (II F_{1-4}) с глубокой переработкой фундамента Формации: терригенная с конгломератами, железисто-кремнистая (с лептинитами), карбонатно-вулканогенно-терригенная

2600 ± 100 млн. лет Архей (комплекс П-1)	Скрытое несогласие Чарнокиты и аляскиты Ареально-монофациальный метаморфизм гранулитовой фации средних давлений Реликтовые складки не менее двух этапов (более F ₁₋₂) Породы: гнейсы, гранулиты (гранат-кордирит-шпинельные, двупроксеновые и др.), кварциты, мраморы, кальцифиры	Скрытое несогласие Не изучены Реликтовые ассоциации гранулитовой фации средних давлений Не изучены Породы: гнейсы, кислые гранулиты, основные сланцы	Стратиграфическое и скрытое угловое несогласие Ранние эндриты — соскладчатые (F ₂) чарнокит-мигматиты — позднескладчатые (F ₃) чарнокиты — поздние аляскиты Реликтовые ассоциации гранулитовой фации средних давлений Реликтовые складки не менее трех этапов (более F ₁₋₃) Породы: гнейсы, гранулиты (гранат-кордирит-шпинельные, двупроксеновые и др.), кварциты, форстеритовые мраморы
---	---	--	---

ки — прорываются крупнейшими многофазными массивами кембрийских сипорогенных (послескладчатых) различных по составу гранитоидов сархойско-таннуольской латеральной серии (Докембрий Восточного Саяна, 1964). Им предшествует образование гипербазитов (актоврацкий — ильчирский комплекс) и базитов (боксонский комплекс), локализованных в глубинных разломах ограничения Сангиленского массива.

До последнего времени вся остальная часть докембрийского разреза Сангиленского массива, относимая обычно к рифею, делалась еще на три комплекса (гнейсовый, карбонатный, зеленосланцевый) с фиксируемым перерывом лишь в основании верхнего комплекса (Ильин, 1974). В настоящее время нами выделяется здесь не менее четырех самостоятельных комплексов, коррелируемых по ряду признаков (табл. 12) с рифейским, среднепротерозойским, нижнепротерозойским и архейским комплексами Восточного Саяна (Докембрий Восточного Саяна, 1964; Козаков, Митрофанов, 1976; Митрофанов и др., 1976).

Нарынский (рифейский) структурно-метаморфический комплекс включает терригенно-карбонатные (в нижней подсвите) и карбонатные породы нарынской свиты (со строматолитами среднего рифея, по Межеловскому, Мальцеву, 1967), вероятно — часть сланцевых пород так называемой «чинчилигской толщи» (нижний рифей?), особенно метапесчаники, кварциты и сланцы по рекам Качик и Чинчилиг (согласно Б. А. Блюману), возможно — терригенно-вулканогенные и карбонатные породы части чахыртойской и уланэргинской свит (средний рифей, по Межеловскому и др., 1968). В целом это достаточно полный, фациально изменчивый терригенно-карбонатный геосинклиальный набор пород, регионально метаморфизованных в фации зеленых сланцев и отчасти в эпидот-амфиболитовой фации, с послескладчатыми многофазными интрузиями плагио-микроклиновых гранитоидов амбартагольского (арашойского) комплекса довендского возраста (Докембрий Восточного Саяна, 1964).

Иногда отмечается стратиграфическое несогласие в основании нарынской свиты и ее аналогов, чаще это несогласное залегание определяется лишь по налеганию пород этого яруса на различных горизонтах и толщах более древних образований, но при детальных работах всегда фиксируется метаморфическое и структурное несогласия (Козаков, Митрофанов, 1976). Они проявляются в том,

что деформации, формирующие изоклинално складчатую структуру нарынского комплекса и сопровождаемые прогрессивным метаморфизмом, в более древних глубокометаморфизованных породах приводят к появлению линейных секущих зон рассланцевания, бластомилонитизации и диафтореза. Усиление этих наложенных процессов происходит вблизи контакта с породами нарынского комплекса. Только в непосредственном контакте, например по р. Чинчилиг, видна сквозная сланцеватость осевых поверхностей складок, из комплекса в комплекс создающая видимость согласного залегания, но это согласие вторичное. Наряду с этим здесь же фиксируется структурное облекание более древних пород комплексов основания расходящимися линейными складками нарынского комплекса.

Породы балыктыгхемо-чартисского структурно-метаморфического комплекса среднего протерозоя представлены карбонатной (внизу) и терригенно-карбонатной формациями и полным групповым набором гранитоидных ассоциаций; от ранних интрузивных плагиогранитов через ультраметагенные мигматит-гранит-пегматиты до поздних анатектических гранитов. Полные, многоэтапно сформированные складчатые структуры, представленные линейно изоклиналными формами и брахиформами облекания, составляют основу складчатой структуры всего дорифейского сложного полициклического комплекса основания Сангиленского массива.

Породы балыктыгхемо-чартисского комплекса регионально метаморфизованы и ультраметаморфизованы в фациях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой. В условиях такого глубинного ультраметаморфизма пород и многократных деформаций (см. табл. 12) только детальные структурно-метаморфические исследования, выполненные в последние годы И. К. Козаковым (1976), позволяют установить элементы структурного несогласия этого комплекса и более древних. Так, в северо-западной части массива, в бассейне р. Морен (см. рис. 36) северо-восточная региональная система субвертикального рассланцевания, бластомилонитизации, наложенного метаморфизма и мигматизации развивается на фоне уже многократно деформированных и метаморфизованных пород более древнего моренского комплекса. Здесь две эпохи мигматизации разделены дайками основных пород, что, как установлено еще Седекером на Балтийском щите, свидетельствует о проявлении двух тектоно-метаморфических циклов.

Эта дисгармония в метаморфизме и в структурах подтверждает и первые прямые указания на стратиграфическое несогласие в основании балыктыгхемской свиты, содержащем гальки уже глубокометаморфизованных пород (Капустин, 1975).

Как уже отмечалось, в основании всего докембрия Сангиленского массива ниже балыктыгхемской свиты до последнего времени выделялась лишь одна нижняя гнейсовая толща в составе тесхемской и мугурской свит (Геология СССР, т. XXIX, 1966).

И действительно, первичная гнейсовая толща, названная нами «моренской», широко распространена в западной части Сангиленского массива, например в Моренской и Мугурской структурах (см. рис. 36). Толща состоит из разнообразных по составу гнейсов, мигматитов, горизонтов амфиболитов, мраморов, железистых кварцитов, составляющих лептинито-железисто-кремнистую и карбонатно-вулканогенно-терригенную формации. Эти породы включают ранние интрузивные плагиограниты, ультраметагенные мигматиты, граниты, пегматиты и регионально метаморфизованы в амфиболитовой фации.

Моренская толща залегает в основании с конгломератами на еще более древнем, эрзинском комплексе (Митрофанов и др., 1976).

На правом склоне р. Эрзин, в 10 км от устья, имеется сложная субмеридиональная антиклинальная структура, являющаяся непосредственным продолжением более крупной Моренской структуры.

Центральная часть антиклинали сложена породами, первоначально метаморфизованными в гранулитовой фации умеренных давлений. Простираие метаморфической полосчатости этих пород (S_{n+1}) северо-западное $300-310^\circ$ с таким же направлением падения шарниров мелких изоклинальных складок (F_{n+1}). Обычно эти породы очень сильно диафторированы в условиях наложенной амфиболитовой фации, мигматизированы (ретроморфизованы) с образованием вторичных минеральных ассоциаций. Наложённые сланцеватости имеют простираия: S_{n+1+1} — субширотное, S_{n+1+2} — субмеридиональное.

Все эти породы самого древнего комплекса основания в крыльях структуры перекрываются довольно полого ($15-40^\circ$) мигматизированными глиноземистыми гнейсами моренского комплекса, содержащими валуны и гальки подстилающих гранулитовых пород (Митрофанов и др., 1976). Ассоциации этих гнейсов изофациальны с диафторитами по гранулитам и соответствуют амфиболитовой фации.

Структура конгломератового горизонта (мощностью около 100 м) определяется на этом участке деформационными элементами, по крайней мере, двух этапов. Ранняя сланцеватость S_{n+1+1} , согласная со слоистостью, субширотная с падением на север под углами $15-40^\circ$ с простой волнистостью F_{n+1+1} , шарниры которой совпадают с направлением падения сланцеватости, а осевые поверхности $ОП_{n+1+1}$ перпендикулярны простираию сланцеватости. Более поздняя сланцеватость S_{n+1+2} (по мусковиту) субмеридиональная, согласная с $ОП_{n+1+2}$ изоклинальных складок с субмеридиональным падением шарниров.

Эти складчатые деформации перекрывающего комплекса интенсивно и гармонично проявляются и в структуре подстилающего гранулитового комплекса. Даже сама поверхность стратиграфического несогласия деформируется не менее двух раз. С направлениями $ОП_{n+1+2}$ совпадает и ориентировка тел реоморфизованных мигматит-гранитов и ортоклазов, содержащих рестины гранулитового комплекса и диапирово интрузирующие свои «собственные» валуны и гальки (Митрофанов и др., 1976).

Все эти сложные структурно-метаморфические соотношения трех древнейших комплексов Сангилены, создающих видимость взаимных переходов и структурного согласия, с трудом поддаются расшифровке лишь комплексом методов. Они обычны для глубинных зон метаморфизма структур полициклического развития. Наиболее древние вещественно-структурные ассоциации пород сохраняются здесь лишь в виде отдельных автономных реликтовых блоков размером от десятка квадратных километров до первых квадратных сантиметров. В западной части Сангиленского массива (см. рис. 36) показана большая область распространения пород эрзинского гранулитового комплекса. Здесь повсеместно встречаются блоки различных размеров кислых, средних, основных граулитов, форстеритовых мраморов и кварцитов, а также чарнокитоидов и алеккитов. Внутри этих крупных блоков — будин — нередко сохраняются автономные структурные элементы, но сами эти блоки «плавают» и «растворяются» в своем собственном ретроморфизованном (нередко мигматизированном) субстрате. Последний в свою очередь вещественно и структурно трудно отличим от перекрывающего его морепского комплекса.

Таким образом, в дорифейском основании разреза Сангиленского массива (включая его южную, монгольскую, часть) устанавливаются проявления еще трех вещественно самостоятельных геологических комплексов, каждый из которых обладает достаточно полным набором седиментогенных, вулканогенных, интрузивных и ультраметагенных пород. Корреляция этих образований и процессов, сформировавших их, с радиологически определенными (Геохронология докембрия..., 1968) средне-раннепротерозойскими протогеосинклинальными и архейскими комплексами соседних структур Присаянья и Восточного Саяна позволяет их также датировать средним и ранним протерозоем и археем (см. табл. 12). Если

это так, то можно полагать, что заложение и развитие мобильных структур юго-западного обрамления древней Сибирской платформы происходило с самого начала на коре сиалического типа.

В структурном же отношении эти дорифейские (раннедокембрийские) комплексы Сангиленского массива в целом составляют один консолидированный структурный этаж основания байкалид. Это относительное единство есть результат многократной структурно-метаморфической переработки пород в таких глубинных термодинамических условиях, когда структурная автономия комплексов инфраструктуры исчезает. Такие процессы, в их региональном развитии, в Сангиленском массиве были завершены после балыктыгхемской эпохи, т. е. после раннего докембрия.

МОНГОЛЬСКАЯ НАРОДНАЯ РЕСПУБЛИКА

Докембрийские отложения широко распространены на территории Монгольской Народной Республики, особенно в северных и центральных ее районах, в области развития каледонид. В южной части МНР, в пределах герцинских складчатых сооружений, породы докембрия развиты ограничено и выступают на поверхность главным образом в его юго-восточной части (рис. 37).

Докембрийские отложения МНР изучались многими исследователями. Сведения о них публиковались М. А. Усовым (1915), Б. М. Куплетским (1929), Ф. К. Шипулиным (1947), А. Х. Ивановым (1953), А. Х. Ивановым, Н. А. Мариновым, Р. А. Хасиным (1953), Н. А. Мариновым (1956, 1957), В. Г. Васильевым, В. С. Волхопиным и др. (1959), В. В. Беззубцевым (1963), В. А. Амантовым (1966), И. С. Богуславским, А. Н. Рассказчиковым (1966), В. А. Амантовым, Ю. А. Борзаковским и др. (1967, 1968), Ю. А. Борзаковским, О. Д. Суетенко, А. А. Храповым (1968), А. В. Ильиным, Э. А. Журавлевой (1968), В. А. Амантовым, В. А. Благоднравовым и др. (1970), Ж. Бямбой (1970), Н. С. Зайцевым, А. В. Ильиным (1970а, б), Л. П. Зоненшайном (1967, 1972), К. Б. Кепежинским, И. П. Палеем и др. (1972), К. Б. Кепежинским, Л. В. Фирсовым (1972), Н. Г. Марковой, Э. А. Журавлевой, М. Н. Коробовым (1972), О. Д. Суетенко, Б. Лхасуреном (1973), Н. С. Зайцевым, В. А. Благоднравовым, Ж. Бямбой (1974), А. В. Ильиным (1974), И. П. Палеем, В. А. Благоднравовым (1974), И. П. Палеем, Д. Доржнамжаа (1974) и др.

Несмотря на сравнительно большое количество публикаций, изученность докембрийских образований МНР в целом еще очень слабая. Возрастной объем выделяемых стратиграфических подразделений во многих районах страны довольно неопределенный, и поэтому они рассматриваются в качестве серий, свит или толщ, корреляция которых в какой-то мере субъективна.

Имеющиеся в настоящее время материалы свидетельствуют о том, что в составе докембрия наиболее распространены верхнепротерозойские отложения, которые на основании содержащихся в них органических остатков, радиологических и общегеологических данных обычно расчленяются более подробно. Отдельные цифры радиологического возраста указывают на наличие в некоторых районах более древних — среднепротерозойских толщ. В 1976 г. на севере страны, в хр. Хан-Хухэй, были установлены выходы пород гранулитовой фации метаморфизма, принадлежащие, по-видимому, архею. О существовании образований этого возраста, вероятно, свидетельствуют также включения гранулитов, обнаруженные в кайнозойских базальтах Хангайского нагорья (Кепежинским и др., 1976).

При описании настоящего раздела помимо опубликованных и фондовых работ в значительной степени использованы новейшие данные,

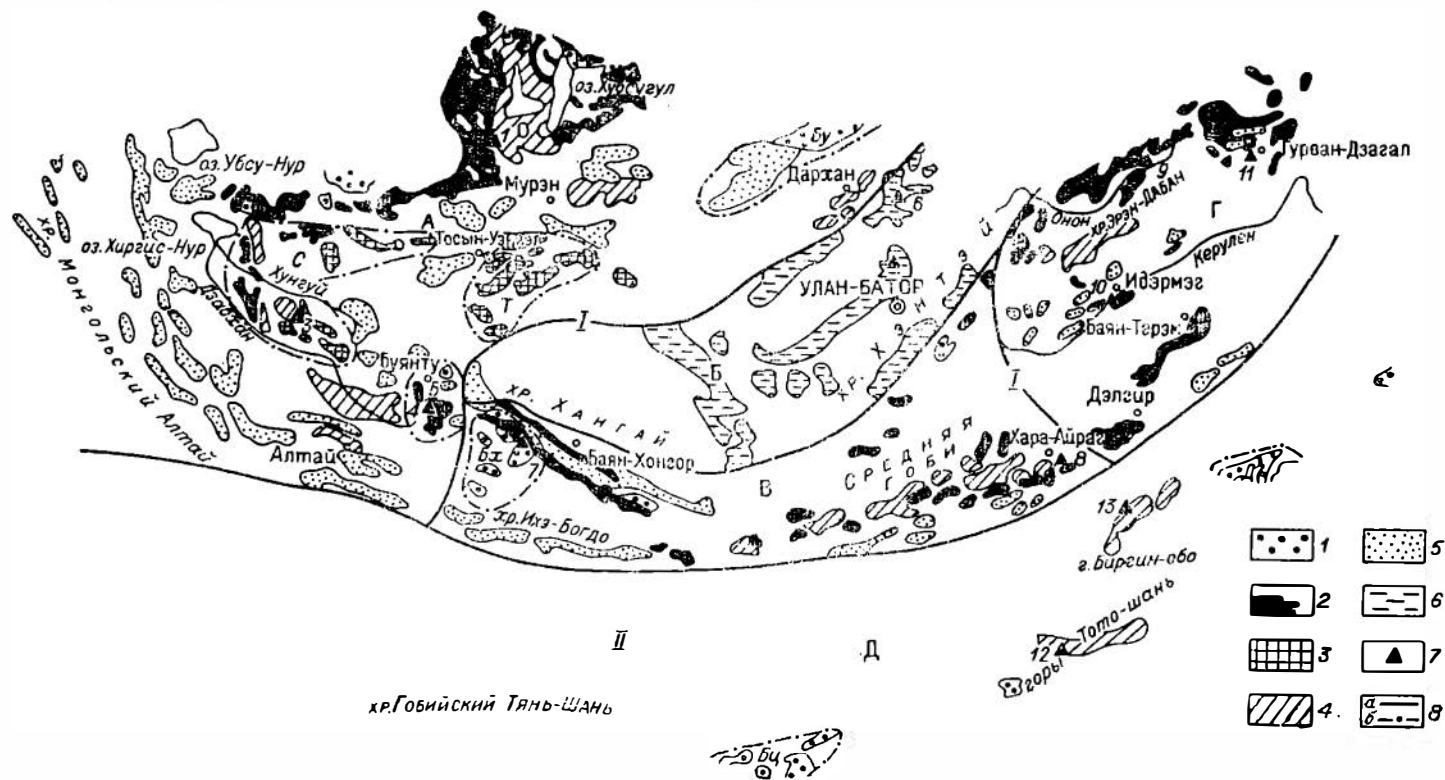


Рис. 37. Схематическая карта докембрия МНР.

1—6 — отложения: 1 — среднепротерозойские, 2 — нижне-среднерифейские, 3 — перасчленинные (или неустановленного возраста) среднепротерозойские и нижне-среднерифейские, 4 — среднерифейско-лендские, 5 — вендско-нижнекембрийские, 6 — рифейско-нижнекембрийские; 7 — местонахождение изученных разрезов; 8 — границы: а — районов, б — высступов. I, II — мегаблоки: I — Северный — каледонский, II — Южный — герцинский. Буквами на карте обозначены районы (А — Северная Монголия, Б — Хангай-Хэнтэйский, В — Центральная Монголия, Г — Северо-Восточная Монголия, Д — Южная Монголия) и высступы: (С — Сонгинский, Т — Тарфагатайский, Бу — Бутулимнурский, Б — Булунтинский, Бх — Байнхонгорский, Бч — Булганульский и Цаганульский, Д — Дарягангский).

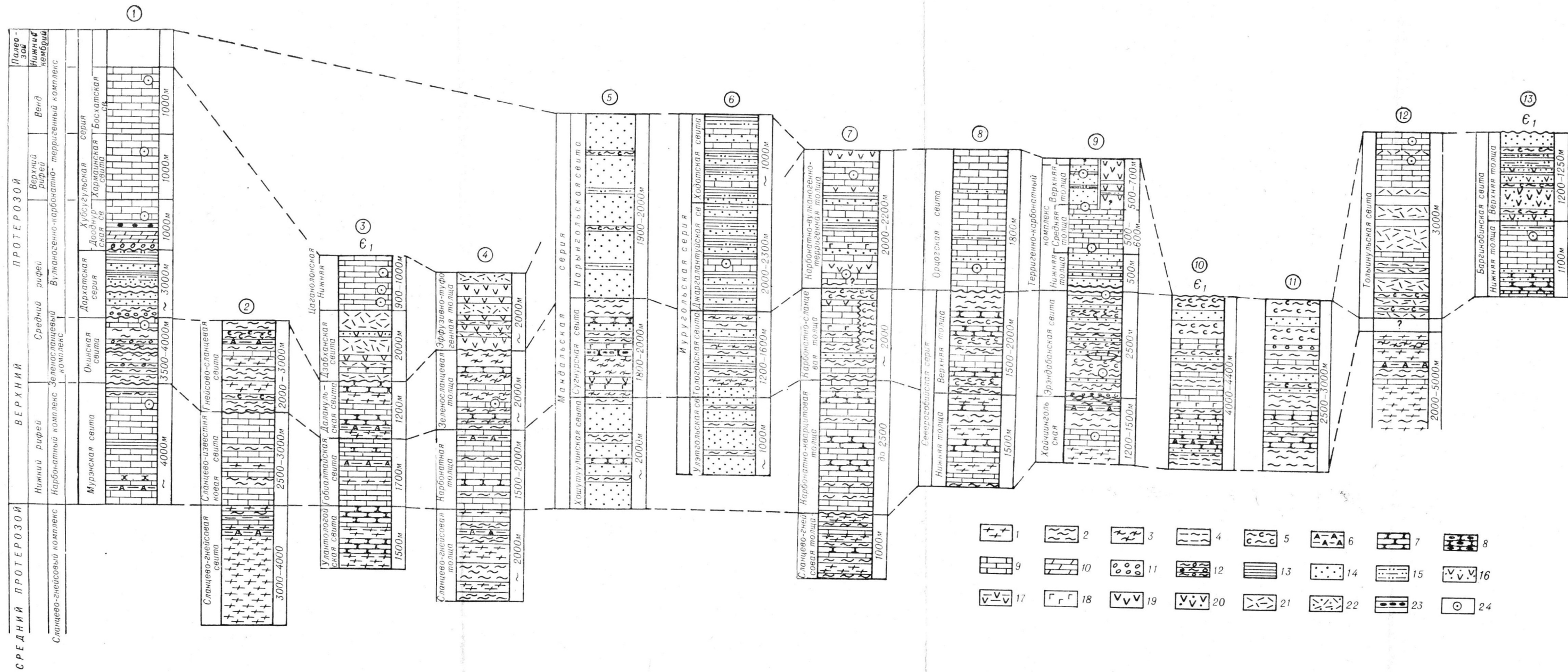


Рис. 38. Схема сопоставления докембрийских отложений МНР.

1 — гнейсы; 2 — кварц-сланцевые, кварц-амфиболовые сланцы; 3 — хлорит-актинолитовые, актинолитовые, кварц-альбит-эпидотовые сланцы; 4 — кремнистые сланцы; 5 — кварц-углисто-серицит-хлоритовые, графитосодержащие сланцы; 6 — амфиболиты; 7 — кварциты; 8 — железистые кварциты; 9 — известняки и мраморы; 10 — доломиты; 11 — конгломаты; 12 — рассланцованные конгломаты; 13 — глинистые, известково-глинистые сланцы; 14 — песчаники; 15 — алевролиты; 16 — туфопесчаники; 17 — туфоалевролиты; 18 — аффузивы основного состава; 19 — аффузивы среднего состава; 20 — туфы среднего состава; 21 — аффузивы кислого состава; 22 — туфы кислого состава; 23 — фосфориты; 24 — органические остатки.

полученные коллективом геологов НИЛЗарубежгеологии при обобщении материалов по докембрию Центральной и Восточной Монголии.

Описание докембрийских отложений ведется по районам, показанным на рис. 37.

Северная Монголия

В Северной Монголии докембрийские толщи имеют самое широкое распространение. Среди них известны образования большинства подразделений протерозоя. В этом же районе обнаружены отдельные выходы, а также включения в кайнозойских базальтах глубокометаморфизованных, вероятно, архейских пород.

Докембрийские образования развиты в Западном и Восточном Прихубсугулье, в хребтах Хан-Хухэй и Бутулин-Нуру, в окрестностях г. Дархан, в Котловине Больших Озер, Сонгинском, Тарбагатайском и Буянтинском выступах и в других пунктах.

В Западном Прихубсугулье к докембрию (Зайцев, Ильин, 1970а, б) относятся мурэнская, окинская свиты, дархатская и, частично, хубсугульская серии (рис. 38, разрез 1). В основании разреза располагается существенно карбонатная мурэнская свита, в нижней части которой (мощностью около 1500 м) преобладают графитизированные мраморы с редкими прослоями кварцитов и амфиболитов. Средняя часть свиты (примерно 1000 м) образована серыми известняками, содержащими горизонты карбонатно-хлоритовых и глинисто-серицитовых сланцев. Венчается свита однообразными тонкослоистыми битуминозными известняками мощностью около 1500 м с отдельными прослоями кремнистых пород. В этой части разреза обнаружены нижнерифейские онколиты. Суммарная мощность мурэнской свиты достигает 4000 м.

Вышележащая окинская свита (3500—4000 м), залегающая с размывом и несогласием на отложениях мурэнской свиты, представлена главным образом кварц-хлоритовыми, кварц-эпидотовыми, актинолитовыми и кварц-серицитовыми сланцами, которым подчинены метаморфизованные полимиктовые песчаники. В верхах свиты появляются прослои (10—40 м) доломитов, известняков, изредка слабо измененных эффузивов. Характерны сланцы, образовавшиеся по конгломератам; присутствует галька мраморов, гнейсов и гранитоидов. Нередко сланцы, большинство из которых возникли по терригенным, в меньшей мере по вулканогенным породам, по простиранию переходят в мигматизированные кристаллические разности и гнейсы. В карбонатных породах из верхней части свиты северо-западнее оз. Хубсугул (р. Ихэ-Бургут-Гол) А. В. Ильина обнаружены среднерифейские онколиты.

Дархатская серия (около 3000 м) с четко выраженным размывом покоится на более древних толщах. Базальные слои ее представлены конгломератами; в них встречается галька гранитоидов с радиологическим возрастом 823 млн. лет (Зайцев, Ильин, 1970б). В нижней части серии (около 1000 м) преобладают карбонатно-хлоритовые, серицит-хлоритовые парасланцы и рассланцованные песчаники. Средняя часть (1000 м) сложена однообразными рассланцованными песчаниками с карбонатным цементом. Верхняя часть разреза представлена в основном рассланцованными алевrolитами, переслаивающимися с глинистыми сланцами; в самых верхах появляются известняки и доломиты.

В районе оз. Доод-Нур в составе дархатской серии присутствует значительное количество лав и пирокластов липаритового и дацитового состава, а на северо-западе Прихубсугулья она становится существенно вулканогенной (Благонравов, Ильин, 1973).

Вышележащая хубсугульская серия, по данным А. В. Ильина, объединяет мощный (5500 м) фосфоритсодержащий карбонатный комплекс

пород, который подразделяется на пять согласно пластуемых свит (снизу вверх): дооднурскую, хармаинскую, босхатскую, хоридулинскую и яматуингольскую, причем три первые из них по микрофитолитам принадлежат позднему докембрию, а две верхние, содержащие остатки трилобитов и археоциат, относятся к нижнему и, частично, среднему кембрию.

Дооднурская свита (1000—1050 м) с перерывом залегает на терригенных породах дархатской серии. В основании она представлена известковистыми конгломератами и конгломератовидными брекчиями; обломочный материал представлен известняками, кремнями и эффузивами. Выше располагается пачка (450 м) серых доломитов. На доломитах залегает фосфоритонная пачка (80—90 м), характеризующаяся чередующимися горизонтами фосфоритов и карбонатных пород. В верхах разреза свиты (около 500 м) господствуют слоистые светлые доломиты. В карбонатных породах, по данным З. А. Журавлевой, встречаются среднерифейские формы онколитов. Хармаинская свита (около 1000 м) сложена темно-серыми и серыми, иногда песчанистыми известняками, в которых содержатся онколиты верхнего рифея. Босхатская свита по составу и мощности тождественна хармаинской. В известняках присутствуют вендские онколиты.

В Восточном Прихубсугулье докембрийские отложения распространены широко. А. Х. Иванов (1953) выделил в составе метаморфических образований три свиты: сланцево-гнейсовую, сланцево-известняковую и гнейсово-сланцевую (см. рис. 38, разрез 2).

Нижняя, сланцево-гнейсовая, свита (3000—4000 м) сложена биотитовыми двуслюдяными и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами с прослоями слюдяных сланцев, амфиболитов и известняков в верхах разреза.

Средняя сланцево-известняковая, свита (2500—3000 м), согласно и без перерыва лежащая на нижней, образована преимущественно известняками с прослоями слюдяных, биотит-амфиболовых сланцев и гнейсов.

Верхняя, гнейсово-сланцевая, свита (2000—3000 м), залегающая несогласно на более древних образованиях, представлена филлитовидными слюдяными, кварц-слюдяными сланцами и гнейсами, среди которых встречаются амфиболиты и мраморизованные известняки.

Прямых данных о возрасте метаморфических образований Восточного Прихубсугулья нет. Известно, что в Хамар-Дабане аналогичные толщи перекрываются кембрийскими отложениями с фауной археоциат. На территории Монголии нижняя свита предположительно относится к среднему протерозою, средняя — к нижнему рифею, верхняя — к среднему рифею.

Юго-восточнее, в среднем течении р. Эггын-Гол и в районе слияния этой реки с р. Ури-Гол, по данным В. А. Благодирова и Н. С. Зайцева (1972), обнажены только верхнедокембрийские отложения, тесно связанные с нижнекембрийскими и имеющие определенные черты сходства с дархатской серией и нижней половиной хубсугульской серии Западного Прихубсугулья. В низах разреза позднего докембрия (верхи среднего рифея — венд) здесь выделяется существенно песчаниковая толща (до 2000—2500 м), в составе которой на отдельных участках появляются карбонатные, а также вулканогенные породы андезитового, дацитового, реже липаритового и базальтового состава. Вышележащая толща состоит преимущественно из известняков и доломитов и имеет мощность 1000—1500 м.

В Бутулиннурском выступе обнажена мощная (до 3000 м) толща биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов, которая по набору пород и амфиболитовой фации метаморфизма может условно считаться среднепротерозойской. Ранее (Богуславский, Рассказчиков, 1966) весь метаморфический комплекс Бутулиннурского поднятия считался нижнепротерозойским. Однако, по данным И. П. Палей (Палей, Бла-

гонравов, 1974), большая его часть сложена эффузивно-осадочной толщей нижнего кембрия (возможно, частично венда), которая плащеобразно перекрывает протерозойские гнейсы, выходящие на поверхность только на северо-востоке поднятия. Процессы мигматизации протерозойских и более молодых отложений обусловлены становлением пермо-триасовых гранитоидов, возраст которых равен 236 ± 25 млн. лет (лаборатория ЦНИГРИ; К-Аг метод; данные И. П. Палая).

В окрестностях г. Дархан юго-восточнее хр. Бутулин-Нуру развиты только позднекембрийские образования. В их составе выделяются две свиты: вулканогенно-терригенная — дарханская и карбонатная — буралтуйская.

Дарханская свита сложена пестроцветными массивными или тонко-слоистыми песчаниками, местами переходящими в гравийные разности, а также андезит-дацитовыми и андезитовыми порфирами, туфами и туфобрекчиями кислого состава. Иногда появляются мелкозернистые известняки, алевролиты и аргиллиты. Основание свиты не вскрыто, видимая мощность ее 1000—1200 м.

Буралтуйская свита залегает на разных горизонтах дарханской свиты; иногда между отложениями этих свит наблюдается угловое несогласие. Буралтуйская свита представлена массивными, реже слоистыми мраморизованными, нередко доломитизированными известняками и доломитами. Карбонатные породы часто окварцованы; изредка среди них присутствуют прослои песчаников и алевролитов. В верхах видимого разреза в доломитизированных известняках В. А. Благонравовым собраны онколиты, характерные для вендского комплекса. Поскольку эти остатки залегают в самых верхних горизонтах свиты, можно полагать, что она не выходит за пределы венда. Возраст дарханской свиты скорее всего позднерифейский, в нижней части, возможно, среднерифейский.

В западной части хр. Хан-Хухэй на северных его склонах В. А. Амантовым в составе докембрия, имеющего мощность около 8000 м, выделены тэсская, хангильцигская и билюгинская свиты.

В нижней части тэсской свиты залегают гранат-биотитовые и силлиманит-биотитовые, нередко мигматизированные, гнейсы мощностью около 1400 м. Выше следует монотонная толща (1700—2500 м) кристаллических слюдяных и амфиболовых сланцев. Мощность тэсской свиты достигает 3000 м. По степени метаморфизма и внутреннему строению эта свита больше всего напоминает среднетерозойские толщи других районов Монголии. Однако в 1976 г. Ф. П. Митрофановым и И. К. Козаковым среди полей развития тэсской свиты были обнаружены выходы гранулитов, указывающие на существование здесь более древних, возможно архейских, образований.

Хангильцигская свита (около 2300 м), согласно залегающая на тэсской, представлена графитистыми мраморами, прослоями кварцитов и горизонтами амфиболовых и слюдяных сланцев. Венчается свита пачкой биотит-гранатовых сланцев. Возраст свиты, по-видимому, раннерифейский.

Билюгинская свита (2500—2700 м) сложена главным образом серицитовыми, хлоритовыми и актинолитовыми сланцами, иногда с реликтами эффузивных структур. В верхах ее появляются прослои песчаников, гравелитов, глинистых сланцев и известняков. По литологическим особенностям она имеет сходство со среднерифейской окинской свитой Западного Прихубсугулья и тоже, вероятно, принадлежит среднему рифею.

И. П. Палей и Д. Доржнамжаа (1974) юго-восточнее описали кварцито-сланцево-конгломератовую толщу, граничащую по крупному разлому с билюгинской свитой. Толща состоит из биотит-кварцевых и графит-кварцевых сланцев, кварцитов, рассланцованных конгломератов, известняков и имеет мощность порядка 1700 м. В известняках, залегающих в основании толщи, обнаружены вендские онколиты.

Докембрийские образования западной части хр. Хан-Хухэй в предкембрийское время испытали относительно слабый метаморфизм, а в раннем и среднем палеозое были подвергнуты прогрессивному зональному метаморфизму в амфиболитовой фации (Кебезинскас, Фирсов, 1972; Кебезинскас, Палей и др., 1972). Цифры радиологического возраста пород (по К-Аг методу) укладываются в интервале 560—350 млн. лет.

На территории **Котловины Больших Озер** и прилегающих к ней районов Монгольского Алтая, в хребтах Хан-Хухэй, Тохтогин-Шиль, Цаган-Шибэту, Алтан-Хухэй, Джиргаланту, Хан-Тайшири-Нуру к самым верхам позднего докембрия (венд или его часть) принадлежит нижняя часть вулканогенного комплекса (мощностью 5000—6000 м), состоящего в основном из зеленокаменных базальтовых и андезитовых вулканитов. Непосредственные соотношения его с более древними метаморфическими образованиями не известны. В верхней и средней частях этого комплекса в ряде мест содержатся нижнекембрийские археоциаты. Вендский возраст нижних горизонтов устанавливается по находкам вендских онколитов (например, в борогольской серии хр. Хан-Тайшири-Нуру) и по их залеганию под фаунистически доказанными нижнекембрийскими слоями.

В Сонгинском выступе докембрийский разрез наиболее изучен в его южной части — в бассейне р. Дзабхан-Гол. Согласно данным В. В. Беззубцева (1963), Н. Г. Марковой, З. А. Журавлевой, М. Н. Коробова (1972), В. И. Гольденберга и др., она представлена улаптологийской, гобиялтайской, даланульской, дзабханской и частично цаганоломской свитами (см. рис. 38, разрез 3).

Улаптологийская свита (около 1500 м) состоит в основном из кварцитов и гранат-биотитовых гнейсов с горизонтами графитсодержащих мраморов. В гобиялтайской свите (около 1700 м), согласно залегающей на улаптологийской, преобладают мраморы, слагающие пакки от 100 до 250 м. Им подчинены гнейсы, амфиболиты, кварциты. Даланульская свита (до 2000 м), резко несогласно залегающая на метаморфических образованиях, представлена в основном липаритовыми лавами, среди которых местами появляются андезитовые и базальтовые вулканиты, а также туфопесчаники. Цаганоломская свита согласно залегает на дзабханской. Она подразделяется на две подсвиты (Маркова и др., 1972); Нижняя (900—1000 м) сложена в основном доломитизированными, иногда битуминозными известняками, содержащими богатые сообщества вендских онколитов, а также строматолитов. Согласно перекрывающая ее верхняя подсвита охарактеризована нижнекембрийскими окаменелостями. Дзабханская свита лишена органических остатков, но на основании согласного залегания под отложениями цаганоломской свиты, по-видимому, может быть отнесена к низам венда и верхней части рифея.

Возраст метаморфических свит, исходя из их состава и положения в разрезе, может трактоваться следующим образом: далапульская свита — среднерифейская, гобиялтайская — нижнерифейская, улаптологийская — среднепротерозойская.

В восточной части Сонгинского выступа развиты в основном метаморфические образования, которые подразделяются здесь на две согласно залегающие толщи мощностью 2500—3000 м каждая. Нижняя сложена биотитовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами с редкими прослоями амфиболитов и мраморов. В верхней толще широко распространены сланцы, мраморы, известняки. Возраст толще не выяснен. По степени метаморфизма и набору пород они, вероятно, принадлежат нижнему — среднему рифею, хотя могут оказаться и среднепротерозойскими.

В западной части Сонгинского выступа В. А. Амантов среди метаморфических образований выделил три толщи. Нижняя (1500 м) сложена биотитовыми, иногда гранатсодержащими гнейсами, слюдяными сланцами с прослоями амфиболитов. Средняя толща (2000 м) представлена слюдя-

ными сланцами и графитистыми мраморами с прослоями амфиболитов и кварцитов. К верхней толще (2500 м) относятся хлоритовые, альбитовые, серицитовые и актинолитовые сланцы. Возраст их не установлен.

В **Тарбагатайском выступе** небольшие по размеру поля интенсивно метаморфизованных пород заключены среди палеозойских гранитоидов. Здесь основную роль играют биотитовые, двуслюдяные кристаллические сланцы, биотитовые и амфиболовые гнейсы (мощностью до 3000 м) с послойными телами протерозойских гранитоидов и пегматитов.

В **Буянтинском выступе** докембрийские отложения слагают многочисленные, но незначительные по площади участки. Н. Н. Херасков среди метаморфических образований выделяет три согласно пластующиеся толщи: сланцево-гнейсовую, карбонатную и зеленосланцевую (см. рис. 38, разрез 4). Сланцево-гнейсовая (2000 м) состоит из биотитовых, двуслюдяных и амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов. В верхах разреза появляются амфиболиты и известняки. Карбонатная (1500—2000 м) сложена белыми и серыми мраморами с прослоями биотитовых и амфиболовых кристаллических сланцев и слюдяных кварцитов, а в верхах и амфиболитов. Зеленосланцевая (около 2000 м) сложена серицитовыми, хлорит-актинолитовыми и альбитовыми сланцами, содержащими прослой кварцитов. В последних иногда присутствуют остатки онколитов плохой сохранности.

Исходя из литологического состава и положения в разрезе метаморфических толщ, можно полагать, что нижняя из них соответствует среднему протерозою, вышележащая карбонатная — нижнему, а зеленосланцевая — среднему рифею.

Залегающая выше по разрезу эффузивно-туфогенная толща представлена в низах пестроцветными эффузивами и туфами преимущественно андезит-дацитового состава с горизонтами липаритовых и андезитовых лав. Мощность этой толщи разреза 600—800 м. Выше располагаются грубообломочные туфы и туфобрекчии кислого и среднего состава с прослоями туффитов и туфоконгломератов суммарной мощностью 900—1000 м. Отмеченные вулканогенные образования имеют сходство с познедокембрийской дзабханской свитой, развитой в окрестностях сомона Цаган-Олом, и вендско-нижнекембрийскими толщами северного склона хр. Болная.

В **Хангай-Хэнтэйском районе** довольно широко распространены зеленосланцевые вулканогенно-терригенные палеонтологически неохарактеризованные образования, которые И. Б. Филиппова и другие относят к рифею — нижнему кембрию.

На значительной площади Хэнтэя в верховье р. Хара, в большой излучине р. Тола, южнее г. Налайха в окрестностях сомона Хархирин к докембрию принадлежит большая часть мандальской серии. Она подразделяется на три согласно пластующиеся свиты (снизу вверх): хошутуулинскую, сугнурскую и наринольскую (см. рис. 38, разрез 5).

Хошутуулинская свита сложена в основном метаморфизованными песчаниками, которым подчинены кварц-биотитовые и двуслюдяные сланцы, реже кварциты. Основание свиты не вскрыто; видимая мощность ее 1000—2000 м. Сугнурская свита (1800—2000 м) состоит из кварц-альбит-эпидот-мусковитовых, кварц-мусковит-хлоритовых и двуслюдяных сланцев, местами метаэффузивов среднего и основного состава, метаморфизованных песчаников и кварцитов. Среди кварцитов встречаются прослой гематитсодержащих разностей и залежи гематитовых руд (Тамирское месторождение железа и ряд рудопроявлений в районе сомона Луп). Наринольская свита (1900—2500 м) представлена преимущественно метаморфизованными песчаниками, отдельными прослоями алевролитов и филлитов.

Органических остатков в мандальской серии не обнаружено. Две нижние свиты имеют сходство с ниже-среднерифейскими, а верх-

няя—со среднерифейско-нижнекембрийскими толщами других районов Монголии.

На северо-западе Хэнтэя в бассейне р. Иуру-Гол к рифею — венду относятся улэтгольская, тологойская, джаргалантуйская и часть ходотской свиты, входящие в состав иуругольской серии (рис. 38, разрез 6).

Улэтгольская свита (около 1000 м) представлена главным образом метаморфизованными песчаниками, среди которых встречаются кварц-биотитовые и кварц-биотит-хлоритовые сланцы. Тологойская свита (1200—1600 м) состоит из ритмично чередующихся метаморфизованных песчаников, кварц-серицит-биотитовых, кварц-хлоритовых, эпидот-актинолитовых, известково-глинистых и кремнисто-известковистых сланцев. Джаргалантуйская свита (2000—2300 м) сложена глинистыми, глинисто-кремнисто-известковистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и изредка известняками с плохо сохранившимися онколитами.

Ходотская свита (около 1000 м) состоит из песчаников, алевролитов, глинистых и известково-глинистых, часто чередующихся между собой и содержащих горизонты известняков.

Предполагается, что улэтгольская и тологойская свиты имеют ранне-среднерифейский возраст и соответственно параллелизуются с хошутуулинской и сугнурской свитами мандальской серии. Джаргалантуйская свита, вероятно, является средне-верхнерифейской и совместно с ходотской свитой, нижняя часть которой, по-видимому, принадлежит венду, сопоставляется с наринольской свитой той же серии.

Вблизи сомонов Хашат и Угий-Нур на западе Хэнтэя песчанико-сланцевые отложения, предположительно отвечающие рифею — нижнему кембрию, не расчленены.

В бассейне Шара-Ус-Гол в Хангае к позднему докембрию (венду), согласно данным Н. Н. Хераскова, возможно, относятся нижние горизонты (800—1000 м) вулканогенно-осадочной серии. Эта серия, непосредственно смыкающаяся с близкими по составу образованиями окрестностей г. Баян-Хонгор и имеющая мощность порядка 5000 м, представлена в низах известковистыми песчаниками, алевролитами, филлитами, содержащими прослой туфогенных пород и известняков. Вендский возраст этой части серии условен и подтверждается только наличием в вышележащих карбонатных слоях остатков водорослей нижнекембрийского облика.

Центральная Монголия

В Центральной Монголии докембрийские образования распространены в юго-западной части Хангая, в Средней Гоби, в хр. Ихэ-Богдо и других пунктах. Они представлены разнообразными по составу толщами, имеющими возраст от среднего протерозоя до венда.

В юго-западной части Хангая они слагают довольно широкую полосу северо-западного простирания, протягивающуюся на 300 км юго-западнее г. Баян-Хонгор и подразделяются на четыре толщи (снизу вверх): сланцево-гнейсовую, карбонатно-кварцитовую, карбонатно-сланцевую и карбонатно-вулканогенно-терригенную (рис. 38, разрез 7).

Располагающаяся в низах разреза сланцево-гнейсовая толща (видимая мощность около 1000 м) состоит из биотитовых кристаллических сланцев и гнейсов, среди которых в верхней части присутствуют прослой слюдястых кварцитов и мраморов. Вышележащая карбонатно-кварцитовая толща (до 2500 м), отделенная от сланцево-гнейсовых перерывом, образована чередующимися кварцитами, биотитовыми гнейсами, мраморами и мраморизованными известняками, часто графитизированными. Карбонатно-сланцевая толща (около 2000 м) залегает с перерывом на

Карбонатно-кварцитовый. По данным И. С. Богуславского и др., в бассейне р. Байдарагин-Гол она представлена в нижней части слюдяными, хлорит-биотитовыми, актинолитовыми сланцами, среди которых присутствуют прослои рассланцованных песчаников и гравелитов. В верхней части толщи слюдяные сланцы переслаиваются с мраморизованными известняками. Венчается она филлитами и измененными эффузивными породами. Карбонатно-вулканогенно-терригенная толща (2000—2200 м), согласно А. А. Храпову и М. С. Аргунову, отделена от карбонатно-сланцевой перерывом и несогласием, особенно отчетливо выраженным в бассейне р. Туин-Гол. По мнению Л. П. Зоненшайна, рассматриваемые отложения тесно связаны с подстилающими. Карбонатно-вулканогенно-терригенная толща сложена серыми и темно-серыми глинистыми сланцами, песчаниками, известняками, зеленокаменными лавами основного и среднего состава, а также кварцитами.

По сообщениям Д. Андреаса и К. Вухерта, радиологический возраст скарнированного мрамора из сланцево-гнейсовой толщи района сомона Бумбугэр равен 1,9 млрд. лет (определения по флогопиту К-Аг методом), что свидетельствует о формировании нижней толщи в среднем, возможно частично, раннепротерозойское время.

Среднерифейско-вендский возраст самой верхней карбонатно-вулканогенно-терригенной толщи основан на находках в ней среднерифейских и вендских онколитов. Возраст карбонатно-кварцитовый и карбонатно-сланцевой толщ на основании их стратиграфического положения скорее всего ниже-среднерифейский. Имеющиеся радиологические определения К-Аг методом пород карбонатно-кварцитовый (507 млн. лет; данные А. А. Хренова) и карбонатно-сланцевой (840 млн. лет, данные немецких геологов) толщ, вероятно, являются омоложенными.

В Средней Гоби среднепротерозойские отложения условно выделяются только вблизи ст. Мониту и расчленяются на две примерно равные по мощности (1500—2000 м) толщи. Нижняя из них сложена гнейсами, гранат-силлиманит-биотитовыми сланцами, амфиболитами, гранито-гнейсами, мигматитами. Верхняя состоит из кварцитов, гранат-содержащих мраморов, гранат-биотитовых гнейсов и амфиболитов.

Широко развитые в этом районе более молодые отложения докембрия относительно лучше изучены в районе ст. Хара-Айраг, где, на основании данных Ю. А. Борзаковского, О. Д. Суетенко и А. А. Храпова (1968), их следует разделять на ниже-среднерифейские и средне-рифейско-вендские (рис. 38, разрез 8).

Ниже-среднерифейские отложения, выделяемые в северогобийскую серию, имеют двучленное строение.

Нижняя толща (около 1500 м) сложена мраморизованными известняками, двуслюдяными и биотитовыми гнейсами, кварц-биотитовыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами и кварцитами. Верхняя толща (1500—2000 м) состоит из филлитов, кварц-биотитовых сланцев, кварцитов и известняков.

Радиологический возраст пегматитов, залегающих среди пород северогобийской серии в районе станции Хара-Айраг, по устному сообщению Г. А. Шаткова, равен 970, 1050, 1100 млн. лет (определения U-Pb методом) и соответствует верхней половине среднего рифея. Следовательно, вмещающие их отложения являются более древними и скорее всего отвечают нижнему рифею и нижней части среднего.

Среднерифейско-вендские отложения объединяются в ордогскую свиту, которая несогласно перекрывает северогобийскую серию. В ордогской свите (1800 м) преобладают известняки, среди которых встречаются маломощные немногочисленные прослои песчаников, алевролитов и кварцитов. В низах ее определены среднерифейские опколиты. Предполагается, что средние и верхние горизонты свиты охватывают верхний рифей и венд.

В хр. Ихэ-Богдо, в районе сомона Алтан-Ширэ и других пунктах Центральной Монголии к венду, очевидно, принадлежит нижняя часть карбонатно-терригенно-вулканогенного комплекса, возраст которого обычно принимается вендско-нижнекембрийским.

Северо-Восточная Монголия

В Северо-Восточной Монголии известны только верхнепротерозойские отложения, которые представлены стратиграфическими подразделениями различного возрастного диапазона.

Нижне- и среднерифейские образования обнажены в междуречье Онона и Керулена (хр. Эрэн-Дабан), в долине Керулена вблизи сомона Идэрмэг, в Баянтэрэмском выступе и на крайнем северо-востоке страны (окрестности сомонов Даши-Балбар и Гурван-Дзагал).

В хр. Эрэн-Дабан они слагают полосу шириной до 25 км, протягивающуюся в северо-восточном направлении на расстояние около 200 км от долины р. Шусыйн-Гол до бассейна р. Тургэн-Гол. Здесь выделяются две свиты (Благонравов, Ильин, 1973; Благонравов, Палей, 1976): хайчингольская и эрэндабапская (рис. 38, разрез 9).

Основание хайчингольской свиты не вскрыто. В нижней части видимого разреза залегают мелко- и среднерифейские нередко очковые биотитовые плагиогнейсы и кварциты мощностью до 200 м, обильно насыщенные линзовидными телами гранитоидов. Выше по разрезу располагаются графитизированные мелкозернистые мраморы (120—800 м), содержащие в осевой части хр. Эрэн-Дабан остатки плохо изученных верхнепротерозойских организмов. Встречается разрез биотит-серицитовыми, серицит-хлоритовыми, биотитовыми и двуслюдяными сланцами с прослоями амфиболитов. Мощность хайчингольской свиты 1200—1500 м.

Эрэндабапская свита (2500 м), залегающая с разрывом и несогласием на хайчингольской свите, в основании сложена конгломератами или своеобразными брекчиями (междуречье Ихэ- и Бага-Хайчин-Гол), состоящими из обломков гранитоидов, кристаллических сланцев и гнейсов, а также автокластических обломков углистых сланцев. Нижняя часть свиты мощностью 500—600 м образована кварц-серицитовыми сланцами с прослоями мелкозернистых метаморфизованных полевошпат-кварцевых песчаников. В сланцах этой части разреза в верховье р. Ара-Даргантуин-Гол Б. В. Тимофеевым определены микрофитофоссилии, характерные для рифея Забайкалья. Выше располагаются углисто-слюдяные сланцы с прослоями (10—15 м) хлорит-актинолитовых разностей, метаморфизованных песчаников и конгломератов, а также линзами (50—70 м) мраморизованных известняков. Мощность этой части разреза 700—900 м. Верхи разреза (700—1000 м) сложены кварц-хлорит-серицитовыми, кремнисто-серицитовыми, хлорит-кварц-карбонат-актинолитовыми и актинолитовыми сланцами с прослоями кварцитовидных песчаников и мраморизованных известняков. Последние залегают в бассейне р. Шусыйн-Гол в самых верхах разреза и содержат среднерифейские онколиты.

В долине Керулена южнее и юго-западнее сомона Идэрмэг нижне-среднерифейские породы слагают субширотную ориентированную полосу шириной 10—15 км при протяженности около 50 км и встречаются в различных по величине останцах кровли среди граптоидов. В нижней половине разреза (рис. 38, разрез 10), суммарная мощность которого С. М. Калимулиным оценивается в 4000—4400 м, преобладают кремнистые сланцы, кварциты и мраморизованные известняки с отдельными горизонтами амфиболитов и основных эффузивов. Верхи разреза образованы преимущественно кварц-хлорит-серицитовыми нередко содержащими графит сланцами и метаморфизованными песчаниками. Докембрийский возраст этих отложений установлен В. А. Амантовым (1966), который доказал

залегание их под фаунистически охарактеризованными слоями нижнего кембрия. По-видимому, отложения окрестностей сомона Идэрмэг соотвествуют хайчингольской и эрэндабанской свитам, вместе взятым (Благонравов, Палей, 1976).

В **Баянтэрэмском выступе** ниже-среднерифейские отложения выделены под названием баянтэрэмской серии (около 3000 м). Она подразделяется на две примерно одинаковые по мощности толщи. Нижняя из них состоит из биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, кварц-сланцев, амфиболитов и мраморов. Верхняя толща сложена в основном кварц-сланцевыми сланцами, метаморфизованными песчаниками и конгломератами. Отнесение баянтэрэмской серии к нижнему — среднему рифею подтверждается радиологическим возрастом насыщающих ее мигматитов 950—1058 млн. лет (определение Rb-Sr методом; данные Б. Яничка и З. Балла).

На **крайнем северо-востоке страны** в окрестностях сомонов Даши-Балбар и Гурван-Дзагал докембрийские отложения изучены слабо. К нижнему — среднему рифею здесь относятся зеленовато-серые и углисто-кварц-серицитовые и кварц-серицитовые сланцы, кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты, гравелиты. Среди этих пород встречаются отдельные горизонты актинолитовых сланцев и эпидот-хлоритовых сильно измененных, вероятно вулканогенных, пород, обычно ассоциирующихся с кремнистыми сланцами.

По данным Ж. Амгаа и А. С. Зеленко, нижняя часть разреза (1200—1500 м) метаморфических отложений, развитых западнее сомона Гурван-Дзагал, представлена мигматизированными и гранитизированными биотитовыми двуслюдяными сланцами, кварцитами с маломощными горизонтами мраморов (рис. 38, разрез 11). Отмечается переход глубокометаморфизованных пород к менее измененным разностям. В верхах разреза (1300—1500 м) преобладают зеленовато-серые и темно-серые хлорит-серицит-углистые, хлорит-серицитовые и кварц-хлоритовые сланцы, чередующиеся с метаморфизованными песчаниками и алевролитами. Встречаются отдельные прослои внутриформационных конгломератов и гравелитов. Суммарная мощность отложений этого района 2500—3000 м.

Более высокие горизонты докембрия в Северо-Восточной Монголии известны на правом берегу Онона, в междуречье Онона и Керулена, южнее сомона Даши-Балбар и в других пунктах.

Позднекембрийские отложения правобережья Онона представлены в основном терригенно-карбонатным комплексом, развитым южнее сомона Биндэр в районе гор Табун-Модон-Ула и Хоэр-Дэлгэр-Ула. Здесь он расчленяется на три согласно пластуемые толщи: песчано-сланцевую, карбонатную и песчаниковую (рис. 38, разрез 9).

Нижняя, песчано-сланцевая, толща (600 м) сложена полимиктовыми песчаниками и глинистыми сланцами. В верхах ее появляются горизонты известняков. Карбонатная толща (500—600 м) состоит из массивных, реже тонкослоистых, известняков, среди которых встречаются прослои песчаников и глинистых сланцев. В низах этой толщи содержатся среднерифейские, а в верхах — вендские онколиты. Песчаниковая толща представлена в основном кварцитовидными песчаниками, среди которых присутствуют прослои глинистых сланцев и онколитовых известняков. З. А. Журавлевой в них определены вендские формы.

К позднему докембрию на правом берегу Онона относится также нижняя часть терригенно-вулканогенного комплекса, выступающего на поверхность западнее сомона Биндэр в междуречье правых притоков Онона — Ихэ- и Бага-Шазгай-Булак. К венду здесь, видимо, принадлежат зеленокаменные эффузивы преимущественно андезитового состава, которым подчинены более кислые вулканиты, песчаники и алевролиты. Мощность существенно вулканогенной толщи составляет 600—700 м. Отнесение ее к венду условно и базируется лишь на находках нижекем-

брийских микрофитоцитов, содержащихся в карбонатных породах вышележащей терригенной толщи, связанной с вулканогенной постепенными переходами.

В других района Северо-Восточной Монголии к венду, по-видимому, принадлежат нижние горизонты существенно вулканогенных и терригенно-вулканогенных толщ, возраст которых по сопоставлению со сходными образованиями других районов Монголии принимается вендско-нижнекембрийским.

Южная Монголия

В Южной Монголии докембрийские образования развиты ограничено и подразделяются здесь на среднепротерозойские и среднерифейско-вендские. Не исключено, что некоторые немые толщи, относящиеся в настоящее время к ордовику (Заалтайская Гоби, хр. Тото-Шань), могут оказаться тоже докембрийскими, так как по набору пород, строению разрезов и степени метаморфизма они похожи на нижне- и среднерифейские отложения Северной и Северо-Восточной Монголии.

Среднепротерозойские толщи условно выделяются в хребтах Гобийский Тянь-Шань и Тото-Шань (рис. 38, разрез 12), а также в Дариганском выступе. Повсеместно они представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми, амфибол-биотитовыми, двуслюдяными гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами, гранито-гнейсами и мигматитами, суммарная мощность которых варьирует от 2000 до 5000 м.

Среднерифейско-вендские отложения выступают на поверхность в хребтах Гобийский Тянь-Шань и Тото-Шань, а также в Баргинобинском выступе. Соотношения их с гнейсовыми толщами не известны.

В хр. **Тото-Шань** породы рассматриваемого возраста, выделяемые О. Д. Суетенко в толынульскую свиту (до 3000 м), слагают широтную полосу протяженностью около 150 км, приуроченную к осевой части хребта.

Большая часть разреза этой свиты мощностью 1800—2000 м (рис. 38, разрез 12) сложена фельзитовыми липаритами и фельзит-порфирами с прослоями и пачками известняков и филлитов. В верхах свиты (800—900 м) преобладают массивные известняки с прослоями тонкополосчатых разностей и филлитов. В известняках (Суетенко, Лхасурэн, 1973) были найдены неопределенные остатки строматолитов и вендские онколиты. Поскольку органические остатки приурочены к самым верхам разреза, вероятно, нижележащие слои, имеющие мощность более 2500 м, охватывают верхний и может быть часть нижнего рифея.

В **Гобийском Тянь-Шане** разрез позднего докембрия начинается кварцитами (150—200 м), выше которых залегают окремненные известняки, содержащие прослои (до 5 м) окварцованных песчаников и сланцев. Мощность этих отложений, выделяемых в цаганульскую свиту, в хр. Цаган-Ула оценивается в 800—1000 м, в хр. Булган-Ула — в 1500—2000 м. Возраст свиты определяется по сопоставлению ее с толынульской свитой хр. Тото-Шань и тоже считается среднерифейско-вендским.

В **Баргинобинском выступе** отложения среднего рифея — венда О. Д. Суетенко описывает под названием баргинобинской свиты, в составе которой обособляются нижняя кварцито-карбонатная и верхняя туфогенно-терригенная толщи. Первая из них, мощностью около 1100 м, сложена известняками, нередко доломитизированными, кварцитами, кварцитовидными песчаниками и глинисто-известняковистыми сланцами. Известняки в западной части Баргинобинского выступа слагают примерно половину толщи, к востоку количество их увеличивается. В верхах толщи в них содержатся среднерифейские онколиты.

Вышележащая толща (1200—1250 м) состоит главным образом из туфопесчаников и туфоалевролитов, среди которых встречаются прослои и пачки (до 150 м) аркозовых песчаников, филлитов, алевролитов. Возраст туфогенно-терригенной толщи, по-видимому, вендский, так как она согласно, но с размывом перекрывается пудунгинульской свитой, в основании которой среди разногалечных и валунных конгломератов присутствуют олистостромы известняков, содержащих остатки вендских онколитов.

* *
*

Из приведенного фактического материала следует, что в общем разрезе докембрийских отложений (исключая еще совсем не изученные породы гранулитовой фации, относящиеся к глубоким слоям криптозоя) на значительной территории МНР отчетливо выделяются четыре комплекса: сланцево-гнейсовый, карбонатный, зеленосланцевый и вулканогенно-карбонатно-терригенный.

Сланцево-гнейсовый комплекс мощностью 1500—5000 м, образованный разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и мраморами, развит в Восточном Прихубсугулье, в хр. Хан-Хухуй, Буянтинском, Бутулиннурском, Баянхонгорском, Булганульском, Цаганульском и Дариганском выступах, а также на севере Средней Гоби. Возможно, что к этому комплексу принадлежат метаморфические толщи Сонгинского и Тарбагатайского выступов. По возрасту сланцево-гнейсовый комплекс скорее всего соответствует верхам среднего протерозоя, так как он нередко связан постепенным переходом с карбонатным комплексом, в котором в ряде пунктов известны единичные нижнерифейские микрофитоциты. Сланцево-гнейсовый комплекс, вероятно, является аналогом слюдянского комплекса Восточного Саяна и Хамар-Дабана, который, согласно стратиграфической схеме А. Д. Смирнова (Смирнов и др. 1967), имеет среднепротерозойский возраст. Однако некоторые исследователи, исходя из высокой степени метаморфизма пород, относят его к более глубоким (вплоть до архея) горизонтам докембрия (Докембрий Восточного Саяна, 1964).

Вышележащий существенно карбонатный комплекс, мощность которого иногда достигает 4000 м, сложен в основном графитсодержащими мраморами и мраморизованными известняками, среди которых в подчиненном количестве встречаются различные сланцы, амфиболиты, кварциты и гнейсы. Он развит в Западном и Восточном Прихубсугулье, в Средней Гоби, Баянхонгорском и Буянтинском выступах и в хребте Эрэн-Дабан. Возрастным аналогом карбонатного комплекса в Хангай-Хэнтэйском районе, по-видимому, являются песчаниково-сланцевые отложения хошутуулинской и улэтгольской свит. Предположения о раннерифейском возрасте карбонатного комплекса основаны на единичных находках в нем в Западном Прихубсугулье нижнерифейских онколитов и на литологическом сходстве его с гарганским комплексом Восточного Саяна, в карбонатных породах которого тоже известны микрофитоциты и строматолиты нижнего рифея (Смирнов и др., 1967).

Зеленосланцевый комплекс, в большинстве районов отделенный от нижележащего перерывом и несогласием, а иногда и гранитообразованием, характеризуется преимущественно пара-, в меньшей степени орто-сланцами, а также метаморфизованными песчаниками и алевролитами. Местами среди них появляются метаэффузивы различного состава и мраморизованные известняки. Выходы зеленосланцевого комплекса, мощность которого варьирует от 2000 до 4000 м, особенно широко развиты в Прихубсугулье Центральной и Северо-Восточной Монголии. В Хангай-Хэнтэйском районе ему, вероятно, соответствуют залегающие согласно

на подстилающих отложениях сугнурская и толгойская свиты, в составе которых значительную роль, по мнению И. Б. Филипповой, играют породы эффузивного происхождения. Нередко породы этого комплекса подвержены наложенному плутоническому и контактовому метаморфизму, в результате воздействия которого они бывают сильно метаморфизованы и в отдельных полях не отличимы от среднепротерозойских. В карбонатных прослоях зеленосланцевого комплекса иногда встречаются среднерифейские онколиты. Имеется также ряд цифр радиологического возраста из мигматитов и пегматитов, залегающих среди отложений рассматриваемого комплекса. Эти цифры, полученные Rb-Sr и U-Pb методами, укладываются в пределы 950—1100 млн. лет (данные З. Балла, Б. Яничка, Г. А. Шаткова) и соответствуют среднему рифею. Зеленосланцевый комплекс достаточно уверенно параллелизуется с окинской свитой Восточного Саяна, а также, как справедливо считает ряд исследователей, с ононской, куналейской, катаевской и другими песчано-сланцевыми рифейскими свитами Забайкалья (Алтухов и др., 1973).

Самый верхний вулканогенно-карбонатно-терригенный фациально очень неустойчивый комплекс почти повсеместно, за исключением, по-видимому, Хангай-Хэнтэйского района, отделен от зеленосланцевого крупным перерывом и резким несогласием, вызванными байкальскими (рифейскими) движениями. Этот комплекс имеет мощность до 5000—7000 м и от подстилающих толщ отличается более слабой степенью метаморфизма и, как правило, менее сложным характером дислокаций. Формирование его происходило в интервале от верхов среднего рифея до середины кембрия, однако в разных районах он имеет неодинаковый возраст, устанавливаемый по фауне микрофитолитов, строматолитов, трилобитов и археоциат. Отнесение в Хэнтэе к верхам среднего рифея — нижнему кембрию верхних частей мандальской и иуругольской серий в достаточной степени условно и органическими остатками не подтверждено.

В составе рассматриваемого комплекса выделяются четыре основных типа разрезов: существенно-карбонатный, терригенно-карбонатно-вулканогенный, вулканогенный с преобладанием вулканитов липарит-дацит-андезитового ряда и вулканогенный, образованный лавами и пирокластами преимущественно базальтового и андезитового состава (Зайцев и др., 1974). Для отложений первых трех типов разрезов устанавливается непосредственное залегание на более древних метаморфических образованиях. Стратиграфические соотношения вулканитов основного и среднего состава четвертого типа разрезов с протерозойско-рифейским метаморфическим основанием не известны.

Существенно карбонатный тип разреза характерен для Прихубсугуля, Сонгинского выступа (бассейн р. Дзабхан-Гол), окрестностей г. Дархан Северной Монголии, Средней Гоби, Центральной Монголии и правобережья р. Онон Северо-Восточной Монголии. Он отличается преобладанием известняков и доломитов, хотя иногда начинается вулканогенными или терригенными пестроцветными толщами (дархатская серия Западного Прихубсугуля, дзабханская свита бассейна р. Дзабхан-Гол, нижняя толща терригенно-карбонатного комплекса правобережья р. Онон).

Терригенно-карбонатно-вулканогенный тип разреза развит в Восточном Прихубсугулье и в хр. Бутулиш-Нуру на севере Монголии, а также в Баргинобишском выступе на юге страны. В его строении участвуют песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, известняки и доломиты, которые в совокупности преобладают над вулканитами. Последние чаще всего представлены подводными лавами и туфами андезитового, реже базальтового и липаритового состава.

Вулканогенный тип разреза с преобладанием вулканитов липарит-дацит-андезитового состава свойствен бассейну р. Идэр-Гол и Буянтинскому выступу Северной Монголии. К нему же относится толын-иульская свита хр. Тото-Шань Южной Монголии. Он характеризуется пестрыми

по окраске морскими и субаэральными туфами, туфолавами и эффузивами кислого и среднего состава и нередко преобладанием пирокластических производных над лавами. На разных уровнях среди вулканитов появляются туфогепно-осадочные и карбонатные породы.

Четвертый тип разреза, нижняя часть которого, вероятно, принадлежит венду, представлен в основном зеленокашными базальтовыми и андезитовыми лавами и пирокластами. Эти породы нередко встречаются совместно с кремнистыми сланцами, кварцитами, гипербазитами и габбро и рассматриваются в качестве офиолитовой ассоциации (Зонепшайн, 1972). Вулканические образования такого типа широко развиты в Котловине Больших Озер, а также обнажены в зонах многих глубинных разломов.

Изложенный материал позволяет следующим образом реконструировать геологическую обстановку докембрия на территории МНР. Весьма скудные данные о древнейших (вероятно, архейских) образованиях не позволяют воссоздать геологическую историю развития первой половины криптозоя. Можно лишь предполагать, что к концу архея на территории Северного мегаблока Монголии повсеместно или фрагментарно уже существовал гранитно-метаморфический слой, испытавший в нижне-среднепротерозойское время деструкцию, масштабы и интенсивность которой пока не могут быть оценены.

В среднем протерозое возник обширный морской бассейн геосинклинального типа с устойчивым прогибанием и накоплением преимущественно алевритовых и пелитовых осадков значительной мощности. Временами отдельное осадконакопление прерывалось карбонатной седиментацией и, по-видимому, вулканической деятельностью. На севере этот бассейн имел связи с морями, покрывавшими территорию Тувы, Восточного Саяна, Хамар-Дабана и Восточного Забайкалья.

В раннем рифее произошла дифференциация геосинклинального бассейна. На месте Хангай-Хэнтэйского района, по представлениям И. Б. Филипповой, образовалась довольно значительного размера глубоководная впадина, в которой формировались пелитовые и псаммитовые осадки. В остальной части бассейна на территории МНР накапливались преимущественно карбонатные толщи, что, вероятно, было вызвано нивелировкой ранее существовавших поднятий. В конце нижнего рифея в отдельных частях морского бассейна (Западное Прихубсугулье, хр. Эрэн-Дабан и др.) проявились складкообразовательные движения, сопровождавшиеся метаморфизмом и гранитообразованием. Здесь возникли конседиментационные поднятия, представляющие собой отдельные острова или их цепочки.

В среднем рифее на значительной акватории бассейна происходило преимущественно терригенное осадконакопление, которое местами прерывалось кратковременными вспышками андезитового вулканизма и формированием карбонатных горизонтов. В Хангае и Хэнтэе в это время в ранее возникшей глубоководной впадине накапливались вулканиты андезитового и базальтового состава, чередующиеся с хемогенными кремнистыми и пелитовыми осадками. Поставщиком обломочного материала служили ранее существовавшие и образовавшиеся в конце раннего рифея острова.

В конце среднего — начале позднего рифея (1000—800 млн. лет) проявились интенсивные движения, отвечающие байкальской (рифейской) складчатости, которая охватила значительные пространства Монголии, Алтае-Саянской области, Забайкалья, Енисейского края и других регионов Советского Союза. На территории северной части Монголии, за исключением, по-видимому, Хангай-Хэнтэйского региона, в результате этих движений, сопровождавшихся дислокацией, метаморфизмом и гранитообразованием, был создан гранитно-метаморфический слой, на котором после различного по длительности перерыва формировались поздне-докембрийские (верхи среднего рифея — венд) толщи. Накопление их

непрерывно продолжалось и в ранне-, а в Западном Прихубсугулье и в среднекембрийскую эпоху. На значительной территории (Западное Прихубсугулье, бассейн р. Дзабхан-Гол, Средняя Гоби, правобережье р. Онон) образовались преимущественно терригенно-карбонатные и карбонатные серии, в основании которых нередко обособляются пестроцветные терригенные или вулканогенные толщи. Наряду с такими стабильными зонами существовали зоны с активно проявившимся вулканизмом различного состава (юг Восточного Прихубсугулья, бассейн р. Идэр-Гол, отдельные районы Северо-Восточной Монголии).

Мощные толщи вулканитов базальтового и андезитового состава, входящие в состав офиолитовой ассоциации, формировались в венде в зоне Главного Монгольского линеамента, разделяющего Северный и Южный мегаблоки, и вблизи Цаганшибэтинского, Кобдинского, Баянхонгорского, Северо-Гобийского, Керуленского и других глубинных разломов.

В Хангай-Хэнтэйском районе, где байкальские движения, по-видимому, не проявлялись, в позднем докембрии сохранялся унаследованный морской бассейн, в котором накапливались обломочные флишеидные толщи. Замыкание его, вероятно, произошло в раннем кембрии.

АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКИЙ
СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

Докембрийские комплексы имеют ограниченное распространение в Альпийско-Гималайском складчатом поясе (рис. 39). Однако вопросы их строения чрезвычайно важны для понимания ранних этапов его тектонического развития. Изучение древнейших комплексов этой области сопряжено со многими трудностями, так как возраст многих метаморфических толщ точно не определен и остается до сих пор предметом дискуссии.

В ряде случаев древние толщи находятся в аллохтонном залегании, подверглись неоднократной тектонической переработке и метаморфизму, в связи с чем изотопные методы определения возраста показывают «омоложенные» значения, а время накопления отложений определяется с большой долей условности. Тем не менее, согласно имеющимся уже сейчас данным, возраст некоторых древних метаморфических толщ Альпийско-Гималайского пояса достоверно допалеозойский (большая часть верхнепротерозойский, но частично и более древний — архейско-раннепротерозойский) либо позднедокембрийско-раннепалеозойский (байкальский).

Большое значение имеют исследования Д. Штеклина (1966) по Ирапскому нагорью и А. Гансера (1967) по Гималаям, в результате которых было показано сходство некоторых древних толщ этих регионов с докембрийскими комплексами Гондваны. Эти исследователи отчетливо показали, что доальпийская эволюция Альпийско-Гималайского складчатого пояса имеет общие черты с развитием прилегающих с юга древних платформ. Для обоснования этого положения существенную роль сыграли данные о наличии в поясе альпийской складчатости неметаморфизованных

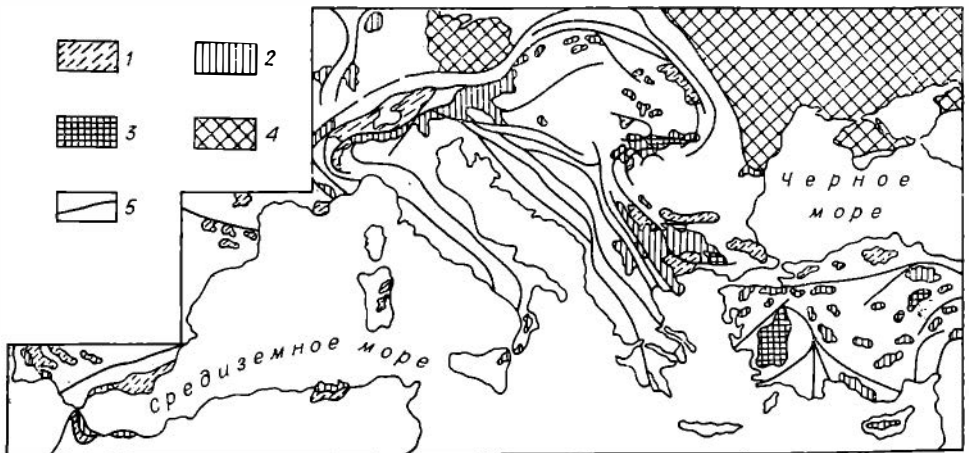


Рис. 39. Докембрийские комплексы Средиземноморья.

1 — верхнерифейско-нижнепалеозойский (каледонский) комплекс; 2 — рифейский (байкальский) комплекс; 3 — дорифейский (карельский) комплекс (нижне-среднепротерозойский, возможно частично архейский); 4 — Европейская платформа и докембрийские комплексы Богемского массива; 5 — разломы.

отложений инфракембрия (венда), отделенных от более древних метаморфических серий перерывом и несогласием (Штеклин, 1966).

Тектонику докембрийских комплексов Альпийско-Гималайского складчатого пояса целесообразно рассматривать по отдельным крупным областям с запада на восток. Выделение этих областей в значительной мере условно, поскольку во всех них наблюдаются достаточно разнообразные докембрийские комплексы.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКАЯ ОБЛАСТЬ И КАВКАЗ

На крайнем западе Средиземноморской области докембрийские образования известны в прибрежных складчатых зонах севера Африки и юго-востока Иберийского полуострова (рис. 40). В северной части Атласской области допалеозойские отложения обнажаются в пределах горных массивов Эр-Рифа, Большой и Малой Кабилии (Сулиди-Кондратьев и др., 1976). Докембрийские образования южной (альпийской) зоны Иберийского полуострова известны в пределах Бетской Малаги, где они входят в состав крупного тектонического покрова, надвинутого в северном направлении на всю Бетскую зону, а в своей фронтальной части и на Суббетскую зону (Руттен, 1972).

Во всех областях развития докембрийских комплексов Западного Средиземноморья древние толщи разделяются на несколько (обычно 2—3) серий, из которых верхняя в большинстве случаев является переходной к отложениям палеозоя (рис. 41).

Для докембрийских отложений Атласской области предложена трехчленная схема разделения (Сулиди-Кондратьев и др., 1976), однако по структурным взаимоотношениям и метаморфизму более оправданно выделение в Западном Средиземноморье двух структурно-вещественных

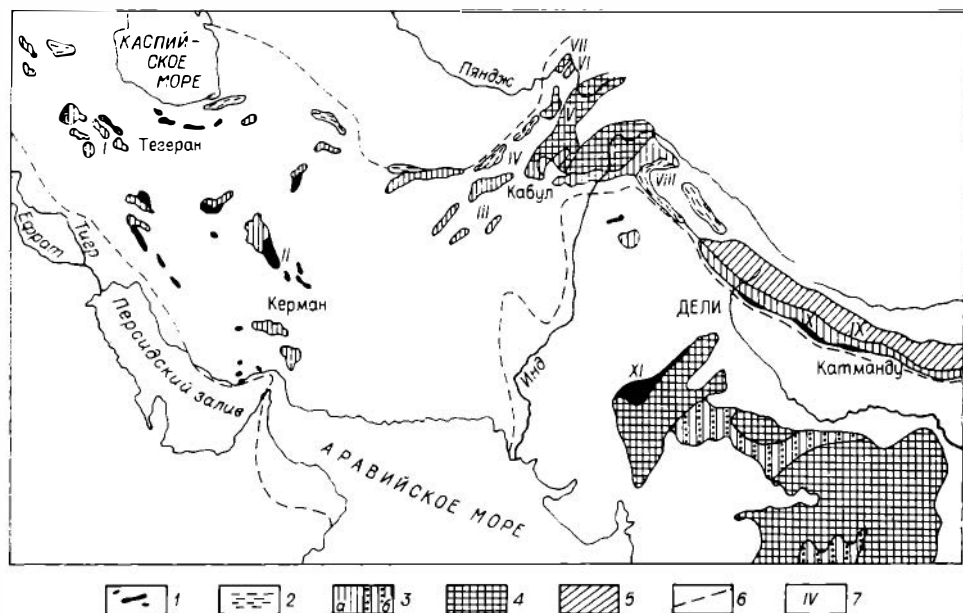


Рис. 40. Докембрийские комплексы центральной части Альпийско-Гималайского складчатого пояса.

1 — вендский комплекс; 2 — верхнерифейско-нижнепалеозойский комплекс; 3 — рифейские геосинклинальный (а) и платформенный (б) комплексы; 4 — дорифейский (архейский и нижнепротерозойский) комплекс; 5 — нерасчлененные докембрийские комплексы; 6 — границы Альпийско-Гималайского складчатого пояса; 7 — местонахождение и номера сводных разрезов докембрийских комплексов. (См. также рис. 41).

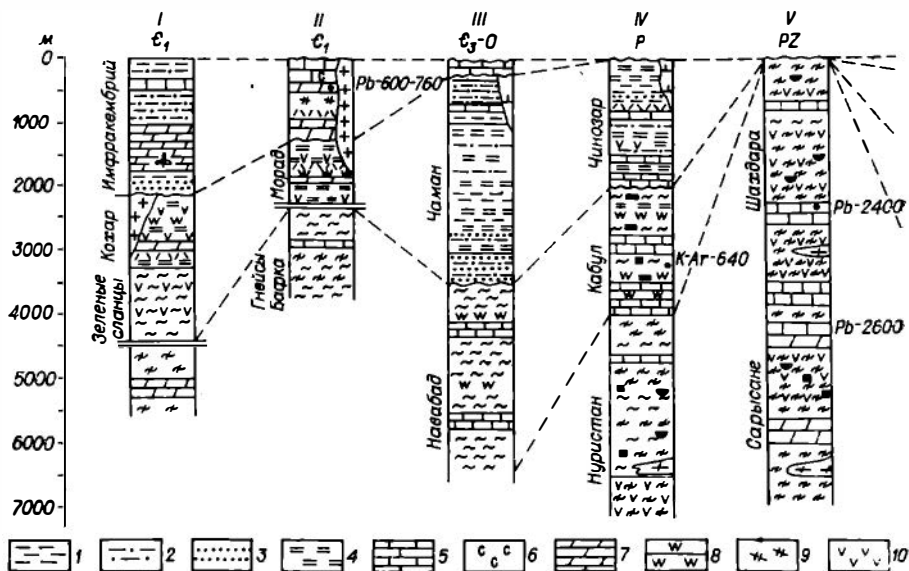
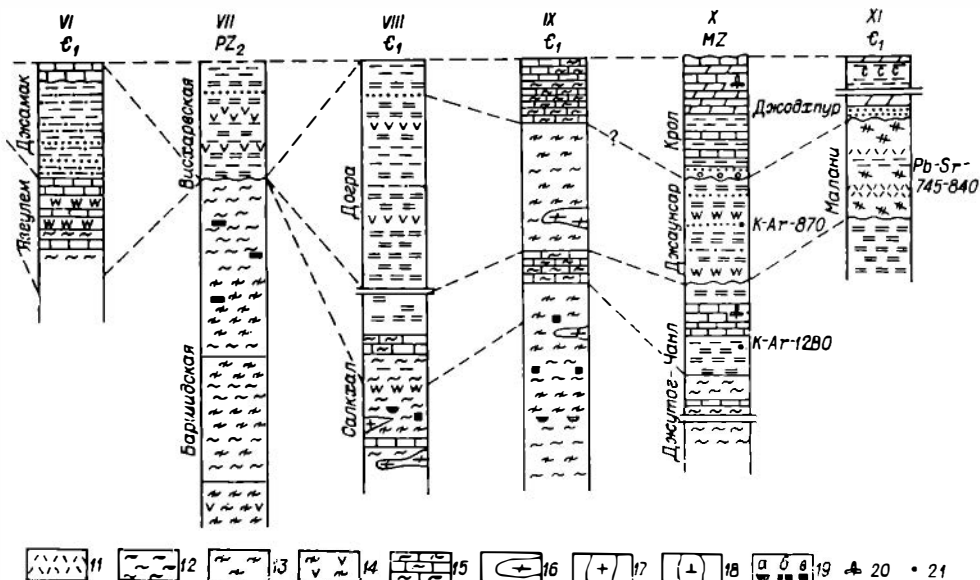


Рис. 41. Схема корреляции сводных разрезов докембрийских комплексов
 1 — глинистые сланцы; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — филлиты; 5 — известняки; средние эффузивы; 11 — туфы; 12 — кристаллические сланцы; 13 — биотитовые гнейсы; диориты; 19 — метаморфогенные минералы (а — силлиманит, б — ставролит, в — кианит); логических определений

комплексов. К нижнему комплексу принадлежат толщи, состоящие из гнейсов, кварцитов, амфиболитов, мраморов типа «чипполино», двусланяных и биотитовых сланцев с гранатом, андалузитом, силлиманитом и графитом. Очень характерны очковые (микроклиновые) биотитовые гнейсы, для которых получены по цирконам свинцовым методом значения возраста 1140—1240 млн. лет (Казак, 1973). Метаморфизм пород нижнего комплекса отвечает условиям амфиболитовой фации.

Выше с базальным конгломератом в основании в массиве Большая Кабилия залегает толща филлитов, слюдяных (хлорит-серицитовых) сланцев, песчаников (аркозов) и известняков с линзами амфиболитов. В гальках конгломератов встречаются слюдяные сланцы и гнейсы. В верхах этого комплекса наблюдаются пачки кварцитов. Метаморфизм пород отвечает условиям фации зеленых сланцев (высокого и умеренного давления). Возраст образований верхнего комплекса может быть определен лишь в широком временном интервале от среднего рифея до силура или ордовика. Большинство исследователей считают, например, метаморфические породы Эр-Рифа палеозойскими. Наиболее древние возрастные датировки рубидий-стронциевым методом для гранитов, слагающих дайку в породах верхнего комплекса, дают величину 440 млн. лет (Сулиди-Кондратьев и др., 1976).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в настоящее время нет оснований для определения возраста верхнего комплекса более точно, чем позднепротерозойский — раннепалеозойский. Перекрывающие их отложения в большинстве случаев представлены слабометаморфизованными обломочными породами силура, однако в разрезах Большой и Малой Кабилии известна толща терригенных и глинистых пород, в которой собраны остатки фауны среднего ордовика. В Восточных Пиренеях в перекрывающей толще найдены остатки кембрийских археоциат, что позволяет думать о возможности отнесения верхнего (сланцевого) докембрийского комплекса к допалеозойским образованиям, дислоцированным в байкальскую (кадомскую) эпоху, датируемую 660—550 млн. лет (Казак, 1973).



центральной части Альпийско-Гималайского складчатого пояса.

6 — каменная соль и гипс; 7 — доломиты; 8 — кварциты; 9 — кислые эффузивы; 10 — основные и
14 — амфиболовые гнейсы; 15 — мраморы; 16 — гранито-гнейсы и мигматиты; 17 — граниты; 18 —
20 — ископаемые остатки строматолитов и микрофоссилий; 21 — местоположение проб для радио-
возраста в млн. лет.

Относительно возраста нижнего комплекса высказываются различные соображения. Большинство исследователей склопы рассматривать комплекс очковых гнейсов как «древние докембрийские ядра», «древний цоколь» или дорифейский фундамент, подвергшийся тектонической переработке и радиологическому «омоложению» (Газак, 1973). В этом случае их относят к среднему протерозою или даже архею (Сулиди-Кондратьев и др., 1976). Однако убедительных доказательств столь древнего возраста пока нет, в связи с чем наиболее правомочно предположение о позднепротерозойском (рифейском) возрасте комплекса очковых гнейсов Западного Средиземноморья (Сулиди-Кондратьев и др., 1976).

Эти соображения о возрасте докембрийских комплексов Западного Средиземноморья хорошо согласуются с данными о возрасте древних толщ Восточных Пиренеев. Здесь также известен гнейсовый комплекс, облекающийся в пределах массивов Альбер, Каниту, Рок де Франс, Астон и др. Очковые гнейсы, образовавшиеся при метаморфизме древних порфировидных гранитов, ассоциируют с силлиманитовыми гнейсами и мигматитами, рассматриваемыми как продукты метаморфизма осадочных пород. На породах древнего гнейсового комплекса залегает пачка метаморфизованных аркозовых песчаников с линзами силлиманитовых гнейсов, выше которой располагается толща слюдястых сланцев, относимая к нижнему палеозою (Матвеевская, 1975; Autran с. а., 1966). Метаморфические образования гнейсового комплекса Восточных Пиренеев датированы рубидий-стронциевым изохронным методом по валовым пробам. Полученный возраст (980 млн. лет) подтверждает возможность отнесения нижнего докембрийского комплекса Западного Средиземноморья к верхнему протерозою (Vitrac, Allegre, 1968).

Докембрийские комплексы Западного Средиземноморья входят в состав сложных покровных сооружений, сравниваемых с собственно Альпийскими. В качестве возможной корневой зоны, откуда выжата сиалическая кора (включая докембрийские образования), образовавшая гигантскую систему аллохтонных покровов Испании, Юго-Западной

Италии и Северной Африки, некоторыми исследователями указывается глубоководная часть западного бассейна Средиземного моря (Faure-Muret, Chaubert, 1975). Эти представления не распространяются, однако, на Альпийскую зону Западной Европы, где покровная структура образовалась в результате столкновения двух континентальных плит. При этом предполагается, что гнейсовые комплексы, подстилающие покровы офиолитов, принадлежат к северному континенту, а метаморфические доальпийские толщи являются частью южной плиты (Bickle, Pearce, 1975). Зеленокаменные породы и серпентиниты рассматриваются в этом случае как реликты океанического бассейна.

Метаморфические породы, докембрийский возраст которых более или менее достоверно установлен, развиты в пределах осевой зоны складчатого пояса Альп, где они входят в состав центральных массивов и кристаллических ядер пеннинских покровов. Полоса выходов кристаллических пород протягивается с запада на восток от Южных и Западных (Приморских, Французских, Итальянских и Швейцарских) до Восточных (Австрийских) Альп. В составе метаморфических образований Альп обычно различают два структурных комплекса. Наиболее древний слагает ядра пеннинских массивов и внешние кристаллические массивы Центральных Альп. В его составе преобладают разнообразные глубокометаморфизованные и гранитизированные породы, представленные биотитовыми и амфиболовыми гнейсами основного и кислого состава, а также амфиболитами, иногда гранатосодержащими. Характерными породами являются также строналиты, представляющие собой гиперстенсодержащие гнейсы (кислые строналиты с кварцем, микроклином, биотитом, силлиманитом, гиперстеном, гранатом и графитом) или двупироксеновые бескварцевые гранулиты (основные строналиты с роговой обманкой, гранатом и апатитом). Строналиты сравнивают с породами чарнокитовых серий (Bertolani, 1974). Предполагается, что гнейсы нижнего комплекса образовались за счет метаморфизма граувакк и кислых эффузивов, а амфиболиты — за счет габброидов (Pecher, Vialon, 1970). Породы метаморфизованы в условиях альмандин-амфиболитовой или гранулитовой фаций. К этому же древнейшему комплексу относятся метаморфические породы зоны Ивреа в Южных Альпах, для которых известен наиболее полный разрез, состоящий из двух серий — ивреа и лакс. В основании комплекса залегают рассланцованные гипербазиты, габбро-нориты и основные эффузивы, сменяющиеся вверх по разрезу карбонатными породами и толщей гнейсов и кристаллических сланцев, образовавшихся за счет метаморфизма осадочных алюмосиликатных пород (Girand, 1968). Исследования изотопного состава свинца в перидотитах, метагаббро и амфиболитах показали мантийное происхождение этих пород, что позволяет рассматривать весь комплекс зоны Ивреа как модель разреза нижних горизонтов земной коры на границе ее с мантией (Mehnert, 1975). Определения возраста пород зоны Ивреа, выполненные рубидий-стронциевым методом по валовым пробам, позволяют датировать время накопления осадков, преобразованных позднее в биотитовые гнейсы, поздним протерозоем (около 1000 млн. лет), а также установить время главного (герцинского — 300—310 млн. лет) метаморфизма и гранитизации (Graeser, Hunziker, 1968). Эти данные подтверждаются определениями возраста обломочного циркона и гальки гранитов из конгломератов вышележащего верхнего комплекса, свидетельствующими о проявлении метаморфизма и гранитизации в позднепротерозойское (600—630 млн. лет) время (Fort e. a., 1969; Laurent e. a., 1967).

К верхнему докембрийскому комплексу принадлежат в различной степени метаморфизованные осадочные и вулканические породы, слагающие часть пеннинских покровов и несогласно перекрывающие гнейсы внешних массивов. Среди образований верхнего комплекса встречаются как слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи с конгло-

мератами в основании (Fort e. a., 1969), так и осадочные породы, метаморфизованные и гранитизированные в условиях амфиболитовой фации (Pidgeon e. a., 1968). Последние, представленные амфибол-биотит-плагиоклазовыми парагнейсами и биотит-микроклин-плагиоклазовыми гранито-гнейсами (ортогнейсами или гранитизированными парагнейсами), образовались до каледонского метаморфизма, датируемого ураново-свинцовым методом по монациту и циркону в 430—490 млн. лет. В парагнейсах установлено присутствие реликтовых частично перекристаллизованных цирконов, дающих большой разброс величин (ураново-свинцовый метод) от 560 до 1230 млн. лет и в отдельных случаях до 2500 млн. лет. Полагают, что эти определения не характеризуют время осадконакопления, так как цирконы являются обломочными и попали в осадочные породы позднедокембрийского — раннепалеозойского бассейна (каледонской геосинклинали) с древнего докембрийского щита (Köppel, Grünfelder, 1971).

На востоке Альпийская складчатая область соединяется с Карпатской или Карпато-Балканской зоной альпийской складчатости. В строении докембрийских комплексов этой зоны имеется много общего с Альпами, однако здесь располагается несколько срединных массивов, в пределах которых выступают дорифейские образования, не известные в Западном Средиземноморье. Помимо срединных массивов выходы докембрийских пород известны во Внутренней и Утесовой зонах Карпат. Кроме того, существование докембрийского фундамента доказано для предгорных и внутренних молассовых прогибов (Предкарпатского прогиба, Венгерской впадины, Мизийской плиты и др.).

В области сочленения Альп и Карпат в пределах внутренней зоны Восточных Альп к западу от Малой Венгерской впадины из-под чехла мезокайнозойских отложений выступают дислоцированные метаморфические толщи. В районе Шопрона в составе этих толщ преобладают слюдистые кристаллические сланцы и гнейсы, филлиты, кварциты. Наблюдаются тела древних ортогнейсов и молодых (варисских) гранитов. Эти метаморфические породы могут сравниваться со сланцевым (верхним) комплексом Альп, а их возраст определяться как поздне-докембрийский — раннепалеозойский (650—550 млн. лет). Далее на восток в Карпатах сходные толщи объединяются в карпатский комплекс (или карпатикум) и рассматриваются как типичные геосинклинальные образования (Матвеевская, 1970). Признаки ритмического переслаивания обломочных (в том числе граувакковых) и глинистых пород позволяют отнести карпатский комплекс к флишевой формации (Лазаренко и др., 1973). Присутствующие в составе комплекса амфиболиты и амфиболитовые сланцы, представляющие, как предполагают, метаморфизованные и зеленокаменно измененные базальтоиды (спилиты), относятся к спилит-диабазовой или спилит-кратофировой формациям (Объяснительная записка к Металлогенич. карте..., 1975).

На западе Карпато-Балканской зоны в Восточной Сербии в основании карпатского комплекса залегает горизонт кварцитов, ниже которого установлено угловое несогласие. Это несогласие маркирует начало развития байкальского (верхнепротерозойского — нижнекембрийского) прогиба и свидетельствует о более древнем возрасте нижележащего (сербского) комплекса (Kalenic, Aleksic, 1971).

На юге Карпатской складчатой области, в Восточных Родопах, к верхнему комплексу может быть отнесена так называемая диабаз-филлитовая формация Влазина, сложенная зелеными сланцами и филлитами с прослоями диабазов и известняков (Белов, 1967; Боянов и др., 1969). Отложения этой формации несогласно залегают на протерозойских и архейских метаморфических толщах Родопского массива. Породы формации метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Перекрывающие отложения представлены силурийскими филлитами и графитовыми

сланцами. Возраст диабаз-филлитовой формации считается либо кембрийским (Boydjiew, 1969), либо, в более поздних работах, верхнедокембрийским — нижнепалеозойским (Загогеев, 1974). Полагают, что время образования диабаз-филлитовой формации отвечает эпохе инверсии и вздымания антиклинория Родоп и структурной зоны Пирин.

К верхнему (карпатскому) комплексу принадлежат отложения кокавской (когутской) серии Западных Карпат, белопотокской серии Украинских Карпат, серий хэгимаш и бретила Восточных Карпат, лотру и себеш Южных Карпат, а также зеленые сланцы Добруджи (Лазаренко и др., 1973). Возраст зеленых сланцев Добруджи определен калий-аргоновым методом в 590—560 млн. лет, что отвечает времени метаморфизма переходных слоев от докембрия к палеозою (Giusea e. a., 1967).

Более древние докембрийские образования Карпато-Балканской зоны объединяются в два комплекса — рифейский и дорифейский, нижний из которых известен только в срединных массивах. Средний (рифейский) комплекс известен и во Внутренней зоне Карпат, где к нему принадлежат отложения ярабской (татранской) серии, сербского комплекса и других региональных подразделений (Лазаренко и др., 1973). Образование среднего комплекса во многих районах складчатой области являются древнейшими породами, доступными для изучения, в связи с чем их нередко относят к раннему докембрию. Однако, так же как и в Альпах, в пределах всей Карпато-Балкано-Паннонской складчатой области (исключая срединные массивы) метаморфические породы с возрастом более 1200 млн. лет не известны, что позволяет считать более оправданным отнесение пород этого комплекса к раннебайкальскому циклу (1200—650 млн. лет), другими словами, к позднему протерозою или рифею (Объяснительная записка к Металлогенич. карте..., 1975).

В составе отложений рифейского комплекса преобладают псаммитопелитовые породы, в разной степени метаморфизованные и мигматизированные. Такова, например, ярабская серия Западных Карпат, имеющая мощность 3—5 км. В Восточных и Южных Карпатах в составе комплекса наблюдаются также кристаллические известняки, доломиты, метаморфизованные аркэзовые песчаники. Характерны прослои и линзы магматических пород основного состава (базальтов, диабазов), с которыми иногда ассоциируют марганцевые руды. Породы комплекса метаморфизованы преимущественно в условиях альмагдин-амфиболитовой, реже эпидот-амфиболитовой фации. В интенсивно метаморфизованных толщах наблюдаются мигматиты, а также пегматиты и граниты анатектического происхождения. Основные породы обычно преобразованы в амфиболиты, гранатовые амфиболиты или амфиболовые сланцы. Осадочные породы (кроме карбонатных) превращены в слюдяные сланцы (часто гранат-дистен-ставролит-силлиманитсодержащие), гнейсы, лептинолиты, слюдяные кварциты, изредка диаспиллиты. Карбонатные породы, представленные главным образом доломитовыми мраморами, приобретают наибольшее развитие в южных районах (Сербско-Македонский и Родопский массивы).

К рифейскому (верхнепротерозойскому) комплексу Карпато-Балканской области принадлежат также кристаллические сланцы Добруджи (более древние, чем зеленые сланцы), сопоставляемые с породами Мармарошского массива и массива Рахов. Верхнепротерозойские серии Сербско-Македонского и Родопского массивов также могут быть отнесены к среднему докембрийскому комплексу. В отличие от собственно Карпатской области в Сербско-Македонском и Родопском массивах эти серии не являются древнейшими и с несогласием залегают на более древних дорифейских образованиях, относимых обычно к архейско-протерозойским (Dimitrijevic, 1974). Докембрийские комплексы Сербско-Македонского и Родопского массивов рассматривают как фундамент жестких глыб, образующих срединные массивы (Тектоника Евразии, 1966). Краевые части массивов интенсивно деформированы, иногда с образованием надви-

гов офиолитов из Вардарской эвгеосинклинальной зоны. Имеются, однако, указания, что и метаморфические толщи докембрия также вовлечены в образование шарьяжей и частично представляют собой аллохтонные покровы. Так, например, на северо-востоке Греции метаморфические породы слагают тектонический покров, надвинутый на карбонатные мезозойские отложения, обнажающиеся в тектоническом окне горы Олимп. Предполагается, что образование шарьяжей относится к третичному времени и связано с «закрытием» малого океанического бассейна (Var-ton, 1975).

В пределах Сербско-Македонского массива рифейский (верхнепротерозойский) комплекс представлен толщей слюдястых сланцев, кварцитов и песчаников мощностью до 3000 м, метаморфизованной в условиях зеленосланцевой фации и прорванной каледонскими (ордовикскими) гранитами. Эта толща с несогласием залегает на более древних метаморфических породах и перекрывается слабометаморфизованными осадочными толщами ордовика — силура (Dimitrijevic, 1974).

К среднему докембрийскому комплексу Карпато-Балкачской области принадлежат также отложения протерозойской серии Родопского массива (Объяснительная записка к Металлогенич. карте..., 1975). Толща «протерозойского комплекса» Родопского массива (родопский комплекс) изучены наиболее детально. Ее разрез имеет следующее строение: 1) нижняя пестроцветная толща, сложенная разнообразными гнейсами, дистеновыми слюдяными сланцами, амфиболитами с подчиненными прослоями мраморов и джеспилитов; 2) толща мигматизированных гнейсов с линзами амфиболитов и мраморов; 3) средняя пестроцветная толща разнообразных гнейсов (включая дистен-ставролитовые), амфиболитов и мраморов; 4) гнейсовая толща; 5) толща лептитовых гнейсов; 6) верхняя пестроцветная толща различных гнейсов (дистен-ставролитовых в том числе), амфиболитов и мраморов; 7) толща мраморов с подчиненными прослоями слюдястых сланцев и амфиболитов; 8) карбонатно-силикатная толща, состоящая из разнообразных кристаллических сланцев, амфиболитов, мраморов и кварцитов (частично джеспилитов).

Возраст рифейского комплекса Карпато-Балканской области может быть определен на основании изотопических датировок кристаллических сланцев Добруджи. Эти определения выполнены калий-аргоновым методом и показали возраст 710—630 млн. лет (Giusea e. a., 1967). Для других областей распространения метаморфических пород этого комплекса изотопные определения возраста показывают сильно «омоложенные» значения (от 280—300 до 70—40 млн. лет), что не противоречит представлениям о верхнепротерозойском возрасте комплекса.

Наиболее древний докембрийский комплекс Карпато-Балканской области известен только в фундаменте Мизийской плиты, в Добрудже, а также в пределах Сербско-Македонского и Родопского массивов.

В последнем случае эти древнейшие образования объединяются в дородопский комплекс (Zagoreev, 1974) и издавна считаются условно архейскими или нижнепротерозойскими (Boyardjiev, 1969). Такой же возраст предполагается и для наиболее древних метаморфических образований Сербско-Македонского массива (Dimitrijevic, 1974). В Сербско-Македонском массиве к этому дорифейскому комплексу относятся метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования мощностью до 11 км. Они представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами, кварцитами. Эту толщу рассматривают как формацию эвгеосинклинального типа, испытавшую складчатость и метаморфизм (в условиях амфиболитовой фации) до отложения вышележащего верхнепротерозойского (рифейского) комплекса (Dimitrijevic, 1974).

В составе «архейского» комплекса Родопского массива выделяют **шесть свит (снизу вверх):** 1) карбонатная свита, сложенная **среднезернистыми** мраморами; 2) гнейсовая свита, состоящая из разнообразных

гнейсов с редкими прослоями амфиболитов; 3) свита амфиболитов, сложенная орто- и параамфиболитами с подчиненными прослоями гнейсов, кристаллических сланцев и мраморов; 4) нижняя мигматитовая свита, в составе которой преобладают полосчатые мигматизированные двуслюдяные гнейсы, кристаллические сланцы с силлиманитом и амфиболиты; 5) свита гранат-слюдяных сланцев; 6) верхняя мигматитовая свита, сходная по составу с нижней мигматитовой.

Породы комплекса метаморфизованы в условиях альмандин-амфиболитовой фации умеренных давлений (Объяснительная записка к Металлогенич. карте..., 1975; Boyadjiew, 1969).

Нижний комплекс метаморфических пород Родопского массива сопоставляется с глубокометаморфизованными образованиями, вскрытыми скважинами в фундаменте Мизийской плиты в Румынии. Здесь кристаллический фундамент сложен олигоклазовыми парагнейсами, разнообразными мигматитами, амфиболовыми и слюдяными кристаллическими сланцами, содержащими гранат (альмандин) и андалузит. Эти образования сходны по составу с метаморфическим комплексом Кривого Рога (Giusca e. a., 1967).

Возраст нижнего комплекса Родопского массива считается условно архейским, однако это представление не обосновано определениями абсолютного возраста, систематически дающими «омоложенные» цифры — от 600 до 40 млн. лет. Более достоверные данные имеются для метаморфического комплекса фундамента Мизийской плиты и Добруджи. Калий-аргоновым методом возраст пород фундамента определен в 1670—1850 млн. лет, что соответствует позднекарельской эпохе складчатости и метаморфизма (Giusca e. a., 1967). На основании этих определений можно достаточно уверенно относить нижний докембрийский комплекс Карпато-Балканской области к дорифейским, скорее всего ранне-среднепротерозойским (карельским) образованиям. Вопрос о возможной нижней границе возраста этого комплекса и наличии в его составе собственно архейских (древнее 2500 млн. лет) образований остается открытым. Предполагается, что аналогичные (дорифейские) либо рифейские метаморфические толщи пород залегают в фундаменте Предкарпатского прогиба и Паннонской впадины, однако фактических данных на этот счет также пока недостаточно.

Докембрийские комплексы Карпато-Балканской области, особенно южной ее части, т. е. собственно Балканского полуострова, весьма сходны с древнейшими толщами Восточного Средиземноморья (Малой Азии). Наиболее древние метаморфические комплексы в пределах Анатолийского полуострова известны только в крупных средних массивах — Мендересском и Кыршехирском (Тектоника Евразии, 1966; Белов, 1973). В ядрах этих массивов обнажаются либо крупнозернистые очковые гнейсы, либо массивные двуслюдяные гнейсы, содержащие роговую обманку, биотит и силлиманит. В Кыршехирском массиве установлено несогласное налегание на эти гнейсы толщи мраморов, биотитовых сланцев и кварцитов, вероятно относящихся к верхнему докембрию (рифю), так как метаморфизм этой толщи имел место в доордовикское время. Для гнейсов нижнего комплекса Мендересского массива характерны очковые выделения микроклина и присутствие (наряду с биотитом и мусковитом) кианита и граната. Вокруг центрального ядра Мендересского массива наблюдается зональный метаморфический ореол, внутренняя зона которого сложена двуслюдяными гранатовыми сланцами, средняя — хлорит-мусковит-эпидотовыми сланцами, а внешняя — мраморами с диаспором и корундом, переходящими в известняки. Возраст карбонатных пород определяется как верхнепалеозойский — юрский, сланцевой толщи — как нижнепалеозойский, гнейсов ядра — как докембрийский. Возраст уранинита из гнейсов, определенный свинцовым методом, — 268 ± 60 млн. лет, в связи с чем Мендересский массив рассматривается как гранито-гнейсовый ку-

пол, образовавшийся в связи с реактивацией древнего фундамента в герцинскую орогеническую эпоху (Kaaden, 1971). Герцинская складчатость и метаморфизм значительно переработали структуру древнего комплекса, однако структурное несогласие между гнейсами и вышележащими метапелитовыми сериями сохранилось, что позволяет предполагать между ними стратиграфический перерыв.

Как в Мендересском, так и в Ыршехирском массивах для нижнего гнейсового комплекса характерны складчатые структуры меридионального простираия, что позволяет сравнивать его с древнейшими образованиями Родопского массива и отложениями криворожской серии Украинского щита (Brinkmann, 1971). На этом основании возраст нижнего докембрийского комплекса Малой Азии может условно приниматься как дорифейский, скорее всего ранне-среднепротерозойский, хотя радиометрические определения возраста, подтверждающие такую датировку, пока не получены. Очевидно, трудность получения реликтовых датировок связана с широко и интенсивно проявленными процессами герцинского и частично альпийского метаморфизма и гранитизации.

Значительно более широко распространены, особенно в южной и центральной частях Анатолийского полуострова, образования среднего докембрийского комплекса. Они известны в Ыршехирском массиве и во многих более мелких выступах древнего основания в горной цепи Тавра. В составе комплекса преобладают гнейсы, слюдяные сланцы, мраморы, кварциты и амфиболиты. В массиве Алапья-Анамюр метаморфические породы с несогласием перекрываются кембрийскими отложениями. В большинстве других выходов метаморфические породы залегают в виде тектонических отторженцев в подошве покровных структур, и их возраст не может быть определен точнее, чем додевонский (Белов, 1973). Имеются, однако, указания, что в ордовикских и более молодых палеозойских отложениях Анатолийского полуострова фиксируется привнос обломочного материала с севера (Brinkmann, 1974). Это свидетельствует о существовании здесь, начиная с кембрия или венда, стабильного мелководного шельфа, располагавшегося на окраине докембрийской плиты континента Гондваны (Flügel, 1972).

Приведенные данные позволяют заключить, что на большей части Анатолии, так же как и в Иране, к началу венда завершился байкальский тектонический этап (Белов, 1967; Хаин, 1975) и сформировалось складчатое основание (континентальная кора). Исходя из этого, возраст среднего докембрийского комплекса может определяться как позднепротерозойский.

В северной части Малой Азии докембрийские отложения могут быть объединены в самостоятельный комплекс, сопоставимый с верхним комплексом Карпато-Балканской области. Здесь вдоль побережья Мраморного и Черного морей известно большое число небольших массивов кристаллических пород, представленных зелеными сланцами, филлитами, метапесчаниками, мраморизованными известняками. Породы подверглись региональному метаморфизму в условиях зеленосланцевой фации, местами превратились в амфиболиты. В массиве Болу Даг неметаморфизованные палеозойские отложения от девонских до ордовикских с несогласием залегают на породах спилитовой серии, имеющей видимую мощность около 1000 м. В составе серии кроме хлоритовых и серицитовых сланцев наблюдаются мраморы и конгломераты, содержащие обломки гнейсов. Эта толща зеленых сланцев с несогласием залегают на метаморфических породах (гнейсах, амфиболитах, очковых гнейсах) нижнего докембрийского комплекса. Предполагается, что гнейсы массива Болу Даг и некоторых других (Улу Даг, Кат Даг) представляют собой выступы североанатолийского поднятия фундамента (Kaaden, 1971).

Метаморфизм комплекса зеленых сланцев связывают с каледонской орогенией. Возраст циркона из древних гранитов (свинцовый метод) —

500 млн. лет, однако известны многочисленные определения возраста гранитоидов от 150 до 300 млн. лет. Во многих случаях, там где породы сланцевого комплекса прорваны альпийскими или герцинскими гранитами, они превращены в парагнейсы. Метаморфические породы в большинстве случаев слагают ядра широтных антиклинальных складок, местами опрокинутых к югу (Brinkmann, 1971). Породы этого комплекса несогласно перекрываются ордовикскими отложениями и коррелируются с диабаз-филлитовой формацией Балканского полуострова. Возраст комплекса может быть определен как позднекембрийский — раннепалеозойский (Белов, 1967). Среди зеленых сланцев в нескольких случаях установлено нахождение глаукофановых и лавсонит-глаукофановых пород, однако появление их связывается с наложенным метаморфизмом в ранние фазы альпийского орогенеза (Kaaden, 1971).

К крайним восточным районам рассматриваемой области, непосредственно связанным с тектоническими структурами Карпато-Балканской области и Малой Азии, относится Кавказ.

Древнейшие породы Кавказа могут быть разделены на два главных комплекса*. Породы нижнего комплекса известны в зоне Главного хребта Центрального Кавказа, в пределах Дзирульского, Храмского и Локского кристаллических массивов, а также в основании Адыгейского выступа. К нему принадлежат метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения общей мощностью до 8000 м, представленные разнообразными слюдяными кристаллическими сланцами, амфиболитами и приуроченными к ним плагиогранитами и мусковитовыми гранитами. Породы регионально метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, однако имеются сведения о нахождении пород гранулитовой и эклогитовой фаций (Баранов, 1974).

Кристаллические сланцы прорываются герцинскими гранитами, дающими поля мигматитов, но здесь известны и более древние гранитоиды, для которых рубидий-стронциевым методом по мусковиту получены датировки 790 и 850 млн. лет (Афанасьев и др., 1973). Эти определения свидетельствуют о верхнепротерозойском (рифейском) возрасте нижнего комплекса, вероятно представляющего собой блоки (микроконтиненты?) кристаллического основания байкальской геосинклинали.

Верхний комплекс включает преимущественно метапелитовые породы, обнажающиеся в пределах доюрского фундамента Северо-Кавказского краевого массива (Баранов, 1974). К нему относятся отложения чегемской и хасаутской свит, представленные слюдяными (мусковит-биотит-хлоритовыми) сланцами и мелкозернистыми амфиболитами. Породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев (кварц-альбит-эпидот-альмандиновая, кварц-альбит-эпидот-биотитовая и кварц-альбит-мусковит-хлоритовая субфации). В составе хасаутской свиты кроме слюдяных сланцев известны эффузивы среднего и основного состава, туфы, туффиты, филлиты, конгломераты и глинистые извесняки. Общая мощность обеих свит около 5000 м. Породы верхнего комплекса участвуют в строении тектонических покровов (Баранов, 1974), благодаря чему докембрийские кристаллические сланцы приведены в соприкосновение с девонскими вулканическими породами и филлитами. Известные здесь же массивы серпентинитов прорываются гранитами, имеющими (определения калий-аргоновым методом) возраст от 450—470 до 500 млн. лет (Афанасьев и др., 1973). Эти датировки свидетельствуют о доордовикском возрасте ультрабазитов и кристаллических сланцев, а их участие в складчатонадвиговых структурах может связываться с развитием байкальской геосинклинали, закончившимся к середине кембрия (Хаин, 1975). Имеющиеся материалы не позволяют определить возраст верхнего комплекса

* Верхний из них расчленяется некоторыми исследователями (Баранов, 1974) на два самостоятельных комплекса.

точнее, чем верхнепротерозойский — нижнепалеозойский. Интересно, что терцинский гранитоидный магматизм и наложенный метаморфизм проявились в породах верхнего комплекса значительно слабее, чем в нижнем докембрийском комплексе Кавказа.

ИРАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

В пределах этой области докембрийские комплексы не слагают крупных обнаженных массивов или протяженных зон, а образуют отдельные, небольшие по размерам, тектонические блоки и ядра антиклинальных структур, обрамленных палеозойско-мезозойским осадочным чехлом (см. рис. 40). Наиболее значительные площади выходов докембрия приурочены к зоне Центрального Ирана (Stöcklin, 1968). Здесь докембрийские образования распадаются на два структурных комплекса. Нижний из них относится к рифею и образован метаморфическими породами, а верхний, сложенный слабо измененными отложениями, — к венду. Комплексы разделены складчатостью (ассинтская или байкальская), проявлением интрузивного магматизма, гранитизации и метаморфизма. В северной части Ирана складчатость проявилась позднее, возможно в нижнем палеозое, в связи с чем верхний докембрийский комплекс здесь может включать как рифейские, так и вендские и даже нижнепалеозойские образования.

Существование более древнего (дорифейского) комплекса предполагается в пределах глыбы Лут, однако тектоника этого комплекса не изучена вследствие того, что докембрийские метаморфические породы почти повсеместно перекрыты чехлом верхнепалеозойских и мезозойско-кайнозойских отложений.

В Центральном Иране докембрийские метаморфические образования наиболее полно изучены на востоке. Последние исследования, выполненные А. Хагхипуром (Haghipour, 1974), показали, что наиболее древними породами в этом районе являются слюдястые сланцы с дистеном, силлиманитом и гранатом, включающие тела амфиболитов и горизонты мраморов. Они объединяются в комплекс Саркух, возраст которого, по-видимому, не моложе раннего рифея. Определение возраста слюдястых сланцев Rb-Sr методом (лаборатория Кроуфорда) показало значение в 1307 млн. лет. Более низкие значения (1075 млн. лет), полученные тем же методом, относятся к метаморфической серии (комплекс бонех-шуро?), образованной переслаивающимися слюдястыми сланцами, амфиболитами, гнейсами, кварцитами и мраморами. Эти метаморфические комплексы прорываются интрузиями габбро-диоритового и гранитного состава. Для последних (граниты сефид) определения, сделанные Кроуфордом (Rb-Sr), показали значения в 681 млн. лет. Наиболее молодые определения возраста (561—565 млн. лет) относятся к серии серицит-хлоритовых сланцев, шиферных сланцев и граувакк (формация ташк), которая перекрывает более метаморфизованные породы. На упомянутые выше комплексы с несогласием налегают отложения инфракембрия (венда).

В более западных участках той же площади (западнее разлома Пошт-Бодам) среди докембрийских образований приобретают значение зоны ультраметаморфизма с развитием мигматитов, гранито-гнейсов и анатектических гранитов — комплекс Чапедони (Houchmand-Zadeh, 1969). Возраст анатектических гранитов, по данным Rb-Sr метода, определяется в 505—541 млн. лет. Ультраметаморфические зоны обычно ограничиваются крупными разломами, вдоль которых проявляются сильно серпентинизированные ультраосновные породы, серпентиниты, амфиболиты, метавулканиты, которые, возможно, представляют собой зоны «пестрого меланжа» докембрийского возраста.

Сходное с описанным строение докембрия характерно и для некоторых других районов Центрального Ирана, например Анарекского, однако определения радиологического возраста пока не сделаны.

В западных районах Центрального Ирана (район Зенджана) древнейшие отложения состоят в основном из зеленых филлитов и кварц-серицит-хлоритовых сланцев (Stöcklin e. a., 1965). Они постепенно сменяются вверх по разрезу слюдястыми сланцами, сланцеватыми аргиллитами, кварцитами, доломитами и пирокластами (формация кохар). Среди этих пород располагаются тела гранитов. Общая мощность этих отложений более 2000 м. Формация кохар, так же как и граниты доран, с несогласием перекрывается отложениями инфракембрия (вендский комплекс).

В западной части Центрального Ирана докембрийские образования представлены более метаморфизованными породами — кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами, мраморами. На крайнем западе Ирана среди докембрия намечаются два комплекса: нижний, более метаморфизованный (гнейсы, амфиболиты, мраморы), и верхний, сложенный альбитхлорит-серицитовыми сланцами, метавулканитами, кварцитами и мраморами.

В юго-западной части Ирана (севернее Главного надвига Загроса) докембрий представлен орто- и парагнейсами, слюдяными сланцами, филлитами, кварцитами, а также кальцитовыми и доломитовыми мраморами. Здесь же широко распространены зеленокаменные породы и габбро-амфиболиты (Thiele, 1970).

На юго-востоке Ирана (южнее г. Сирдшана) среди метаморфических образований докембрия намечаются два комплекса: нижний, состоящий из амфиболитов, мраморов, кристаллических сланцев с кианитом и гранатом (комплекс абшур или дашт-аб), и верхний, начинающийся с конгломератов и представленный филлитами, метавулканитами, мраморами и доломитами (комплекс зергос). Определение возраста (К-Аг методом) сланцев с кианитом показало 405 млн. лет, что говорит о проявлении в этом районе палеозойского метаморфизма (Sabzehei, 1974).

Из приведенных характеристик видно, что среди докембрийских образований Центрального Ирана можно различать два комплекса пород: гнейсово-сланцевый и зеленокаменно-глинисто-сланцевый. Взаимоотношения между ними не везде выяснены, но предполагается, что они разделены несогласием (Моралев, Перфильев, 1974). По составу эти комплексы сходны со средним и верхним комплексами Восточного Средиземноморья.

К отдельному комплексу в пределах Иранской области принадлежат карбонатно-терригенные отложения венда, известные в Иране как «инфракембрийские» (Stöcklin e. a., 1964). Эти образования распространены довольно широко и известны в антиклинорных структурах Центрального Ирана, Эльбурса и Загроса.

В Центральном Иране вендский комплекс залегает с несогласием и базальным конгломератом в основании. В низах он представлен песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями доломитов (500 м). Они постепенно сменяются доломитами, глинистыми и кремнистыми сланцами с проблематичными органическими остатками и строматолитами (общая мощность 1160 м). Верхи комплекса представлены в основном пестроокрашенными известково-глинистыми и глинистыми сланцами с прослоями доломитов и известняков (1000 м). Местами верхняя часть комплекса сокращается в мощности, что связано с размывом, предшествующим накоплению песчаников нижнего кембрия.

В районе Кермана вендский комплекс (серии рицу и дезу) с резким угловым несогласием залегает на дислоцированных породах серии морад (аналог формации ташк) (Huckriede e. a., 1962). В основании залегает горизонт конгломератов и доломитов, которые сменяются кверху вулканогенно-осадочной толщей (500 м). Последняя имеет характерную красно-коричневую окраску пород и представлена песчаниками, ожелезненными

доломитами, конгломератами, туфами, туффитами, кремнистыми сланцами и кварцитами. В верхах располагаются красно-коричневые андезиты, которые переходят в кварцевые порфиры. Эта серия сменяется сложно дислоцированной толщей доломитов, солей, гипсов и песчаников. Гипсы часто слагают диапиры. Эти отложения перекрыты толщей красноцветных песчаников нижнего кембрия. Сходный по составу комплекс (серия хормуз) известен в Загросе и на островах Персидского залива, где он слагает большое число соляных куполов (около 240). По мнению Д. Штеклина (1966), Хормузский соленосный бассейн занимал значительную часть Южного Ирана между меридиональными поднятиями островов Оман и Катар. Керманский бассейн был меньшего размера, но также ограничивался с востока структурным продолжением поднятия Оман. К западу и северо-западу от этих бассейнов накапливались пресноводные доломитовые и красноцветные фации. Принадлежность указанных серий к вендскому комплексу подтверждается не только их положением, но и радиологическими определениями возраста. В районе г. Кермана галениты из стратиформного месторождения Кушк, располагающегося в отложениях инфракембрия, имеют возраст 595—750 млн. лет (Huckriede e. a., 1962).

На крайнем севере Ирана докембрийский комплекс представляется единым. В районе г. Решта он сложен гнейсовидными кианит-силлиманитовыми сланцами, метавулканитами и карбонатными породами, с которыми ассоциируют тела серпентинитов, ультрабазитов, радиогитов (Davies e. a., 1972). Определения возраста сланцев, сделанные Кроуфордом Rb-Sr методом, показали значения в 372 ± 13 млн. лет, что, возможно, соответствует их повторному метаморфизму, так как метаморфические породы несогласно перекрыты отложениями силура. Сходный комплекс известен на Малом Кавказе, откуда он прослеживается на территорию Иранского Азербайджана. В районе г. Ордубада комплекс представлен разнообразными сланцами кварц-слюдистого, кварц-слюдисто-полевошпатового, хлоритового и эпидот-амфибол-хлоритового состава, метаморфизованными порфиритами и туфами. Среди этих пород встречаются пачки мраморов, доломитов, мраморизованных известняков. Метаморфические породы прорываются мелкими телами гранито-гнейсов, с которыми связаны мигматизация и более высокий метаморфизм. Возраст комплекса неясен, но по аналогии с районами Средиземноморья и Кавказа он может принадлежать верхнему протерозою, венду и нижнему палеозою.

В Эльбурсе сходный комплекс пород известен в районе г. Горгана, где он слагает значительный массив, северная часть которого скрывается под кайнозойскими отложениями Южно-Каспийской впадины. По данным Д. Штеклина (1966), нижняя часть комплекса (около 1000 м) сложена измененными основными изверженными породами. Кверху они сменяются серицит-хлоритовыми сланцами, филлитами и кварцитами. Эти породы прорываются основными интрузиями, которые так же, как и вмещающие породы, несогласно перекрыты песчаниками девона. Возраст метаморфизма определяется Д. Штеклином (1966) как каледонский.

В северо-восточной части Ирана сходный комплекс пород слагает значительные площади в районе г. Мешхеда. Он сложен гнейсами, плагиоклазовыми амфиболитами, змеевиками, кристаллическими сланцами, мраморизованными известняками, слюдистыми сланцами, переслаивающимися с кварцитами и филлитами. Этот комплекс прослеживается далее на восток в Северный Афганистан, где ему соответствуют зеленосланцевые серии верхнепротерозойско-кембрийского возраста (см. рис. 40, 41).

Индо-Памирская область

Наиболее значительные по размерам в пределах Альпийско-Гималайского пояса выходы докембрия известны в срединных массивах сложно построенного складчатого узла Индо-Памирской области, часто именуе-

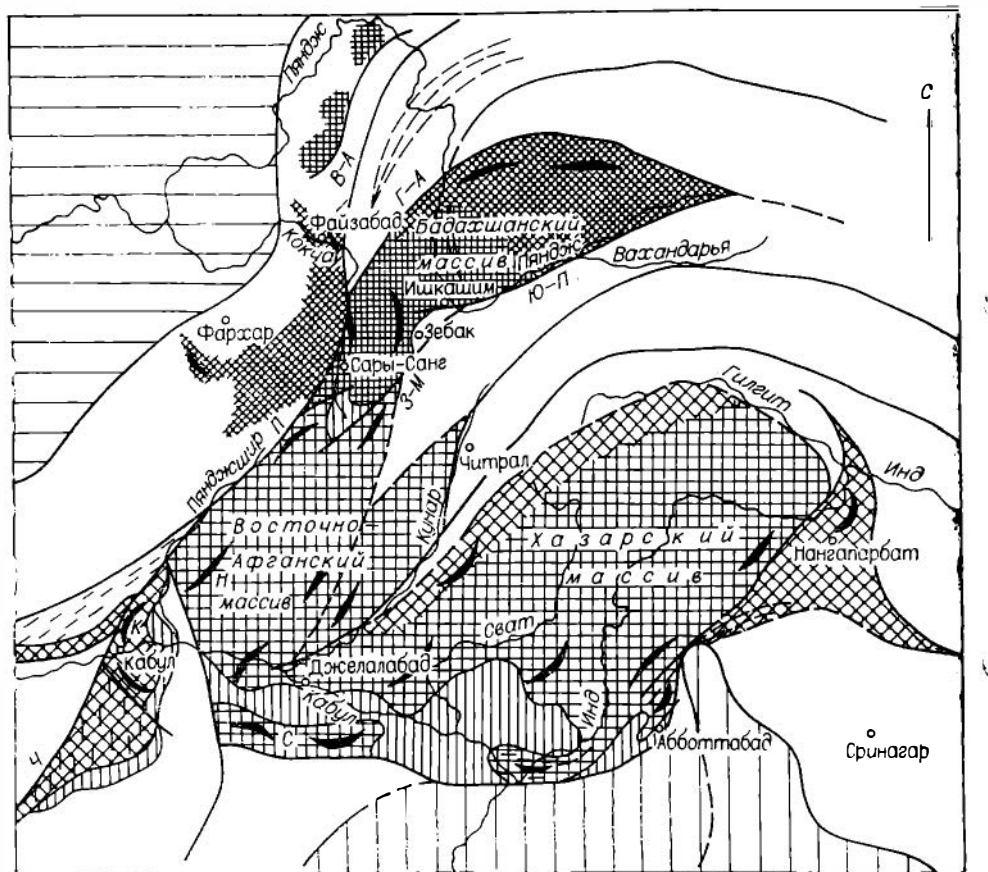


Рис. 42. Схема расположения массивов докембрийских пород в Индо-Памирской области.

1 — Индийская эпиперотрозойская платформа; 2 — эпипамирская платформа; 3, 4 — комплексы оснований срединных массивов: 3 — дорифейские (а) и рифейские (б), 4 — дорифейские регенерированные (а) и рифейские регенерированные (б); 5 — рифейские комплексы складчатого обрамления срединных массивов; 6 — фанерозойский осадочный чехол массивов; 7 — простирания складчатых структур; 8 — разломы.

Обозначены на схеме: массивы (И — Нуристанский, К — Кабульский, С — Сафердохский) и разломы (Ч — Чаманский, З-М — Зebak-Мундонский, Ю-П — Южно-Памирский, В-А — Ванч-Албайтальский, Г-А — Гунт-Аличурский).

мого «пенджабским синтаксисом» или «памирским скупиванием» (рис. 42). Здесь изучен наиболее полный разрез докембрийских образований, охватывающих как архейские, так и протерозойские толщи, формирующие в целом три тектонических комплекса (Перфильев, Моралев, 1971).

Наиболее древний комплекс слагается глубокометаморфизованными породами, обнажающимися в пределах нескольких массивов, наиболее крупным из которых является Бадахшан-Ваханский (Пашков, 1975). Предполагается, что образования этого (архейско-раннепротерозойского) комплекса слагают также и фундамент Лутского массива на востоке Ирана, однако здесь они перекрыты чехлом более молодых пород (Геологическая карта докембрия..., 1974).

Территория Юго-Западного Памира, входящая в состав Бадахшан-Ваханского массива, сложена породами двух структурно-формационных комплексов, объединяемых иногда в единый ваханский комплекс (Пашков, 1975). В составе нижнего комплекса выделяются две стратиграфические серии — горайская и шахдаринская, сложенные породами, мета-

морфизованными в примерно одинаковых условиях амфиболитовой и роговообманково-гранулитовой фаций. Горанская серия сложена пироксеновыми, биотит-роговообманковыми и биотитовыми гнейсами с многочисленными прослоями и линзами доломитовых мраморов, кальцифиров, амфиболитов. В толще этих пород известны стратифицированные залежи талька, благородной шпинели, флогопита, магнезита, лазурита, корунда. Шахдаринская серия сложена мощной пачкой амфиболитов и амфиболовых гнейсов (хорогская свита) в основании, выше которой располагается толща биотитовых, двуслюдяных, биотит-силлиманитовых, биотит-гранатовых гнейсов и мигматитов, содержащих прослойки амфиболитов, амфиболовых гнейсов и кварцитов. Отложения горанской и шахдаринской серий совместно слагают брахиформные складки, меридионально ориентированные в центральной и южной частях массива и имеющие широкую вытянутость на севере, вблизи Гунт-Аличурского надвига (Пашков, 1975).

Метаморфические породы нижнего докембрийского комплекса Юго-Западного Памира перекрываются отложениями аличурской серии, относимой к самостоятельному верхнему комплексу. Взаимоотношения этих комплексов не выяснены, однако между ними может предполагаться перерыв, так как породы аличурской серии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации (Пашков, 1975) и значительно отличаются от пород горанской и шахдаринской серий.

В состав Бадахшан-Ваханского массива входит также территория южной части Афганского Бадахшана, где древнейшие образования представлены толщами пироксеновых и биотит-роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев, амфиболовых и биотитовых гнейсов, амфиболитов, кальцитовых и доломитовых мраморов, кальцифиров и кварцитов. В афганской части Бадахшана этот комплекс изучен в верховьях р. Кокчи в районе известного месторождения лазурита Сары-Санг. Метаморфические породы этого района объединяются в сарысангскую серию (или серию кала-вуст), которая соответствует горанской серии Юго-Западного Памира. По данным И. А. Ефимова и А. А. Судеркина (1967), сарысангская серия образована в нижней части мраморами и доломитовыми мраморами с телами пироксенитов и горнблендитов, в средней части — гнейсами и кристаллическими сланцами, а в верхах ее располагаются чередующиеся прослойки мраморов, кристаллических сланцев, амфиболитов и гнейсов. Общая мощность этой серии более 6000 м.

Вышележащая серия пород представлена биотитовыми, гранат-биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами с прослоями кристаллических сланцев, амфиболитов и мраморов. Они без видимого несогласия сменяют нижележащую сарысангскую серию. Отложения этой серии, отвечающей шахдаринской серии Юго-Западного Памира, разделяются на ряд свит, которые прослеживаются как на советской, так и на афганской части Бадахшана. Мощность этой серии около 8000 м. В пределах Афганского Бадахшана в среднем течении р. Кокчи аналогичные отложения объединяются в фэйзабадскую серию (Desio e. a., 1964). В составе этой серии в низах преобладают амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты, а в верхах — биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, иногда с графитом и силлиманитом. Общая мощность фэйзабадской серии около 5000 м.

Для докембрийских образований Северо-Восточного Афганистана в последнее время предложена несколько иная схема расчленения. Согласно этой схеме, все докембрийские толщи объединяются в единую серию санглич, разделяемую на пять свит. Две нижние свиты (валидж и сахи) сопоставляются с горанской серией Юго-Западного Памира и, следовательно, отвечают сарысангской серии И. А. Ефимова и А. А. Судеркина (1967). Три верхние свиты (дармарах, шехран и тарашан) отвечают шахдаринской серии Юго-Западного Памира и, видимо, могут сопоставляться с фэйзабадской (или шахдаринской) серией (Феоктистов, Деникаев, 1975).

Сходные по составу образования установлены в северной части Афганского Бадахшана, где метаморфические породы обнажаются в ядрах антиклинальных структур, протягивающихся из Северного Памира (Власов, Гниловский, 1969). Так же как и на советской территории, они выделяются в баршидскую свиту, которая подразделяется на три подсвиты: нижняя (1500 м) — двуслюдяные и биотитовые гнейсы, амфиболиты, биотит-роговообманковые и слюдяные сланцы, прослой кварцитов; средняя (3000 м) — двуслюдяные и роговообманковые гнейсы, прослой и линзы мраморов; верхняя (2500 м) — ставролит-гранатовые, слюдяные, гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы. Баршидская свита с несогласием перекрывается толщей слабо метаморфизованных вулканогенных и песчано-глинистых отложений (висхарвская свита) нижнего палеозоя.

К нижнему комплексу, вероятно, принадлежит также некоторые метаморфические комплексы Центрального Афганистана. В районе Кабула и в бассейне р. Гильменд развиты отложения кунакской серии, представленные гнейсами, кристаллическими сланцами (биотитовыми, двуслюдяными, кордиеритовыми, гранатовыми), мигматитами с пачками мраморов и амфиболитов (Менесье, 1963; Демин и др., 1973). Аналогичные образования, слагающие вытянутый вдоль р. Герируд блок, объединяются в серию чешти-шариф (Кочетков и др., 1975).

Более мелкие выступы пород нижнего комплекса известны в бассейне р. Аргандаб и в районе Малестана. Контакты блоков докембрийских метаморфических пород с более молодыми отложениями преимущественно тектонические. В краевых частях выступов наблюдаются зоны диафтореза. Многие блоки докембрийских пород Центрального Афганистана окружены поясами альпийских офиолитов и рассматриваются как аллохтонные глыбы, испытавшие перемещение в связи со сдвиговой тектоникой (Сборщиков, 1976).

Указанные метаморфические серии претерпели неоднократные преобразования, связанные с докембрийским и более поздними периодами тектоно-плутонической активизации. Наиболее ранние метаморфические процессы происходили в конце раннего докембрия (вероятно, в раннем протерозое) в условиях эволюции от эклогитовой до гранулитовой фации. Позднее (в среднем протерозое — палеозое) породы были метаморфизованы в условиях фации алмандиновых амфиболитов и подвергались мигматизации. В дальнейшем докембрийские образования подверглись складчатости (происходившей в несколько фаз), сопровождавшейся развитием пологих надвигов с образованием бластомилонитов, и наложенному метаморфизму, связанному с внедрением альпийских гранитоидов и пегматитов.

Возраст древнейшего докембрийского комплекса Индо-Памирской области определяется датировками свинцово-изохронным методом по мраморам горанской и шахдаринской серий Юго-Западного Памира, показавшими от 2400 ± 60 до 2690 ± 70 млн. лет, что отвечает архею — раннему протерозою (Полевая и др., 1976). В пределах массивов, сложенных породами этого комплекса, наблюдаются простые складчатые структуры, часто осложненные изоклинальной складчатостью течения, мелкой плейчатостью и разломами. Преобладают меридиональное и северо-восточное направления структур, а в краевых частях массивов наблюдаются субширотные простирания. В связи с последними проявляется диафторез различной интенсивности. Следует подчеркнуть, что нижнедокембрийский комплекс пород вмещает большое число мелких и крупных конкордантных массивов гранитов, принадлежащих к палеозойской, мезозойской и альпийской эпохам тектоно-магматической активизации.

Второй комплекс докембрия Индо-Памирской области распространен гораздо меньше. Основная масса его выходов тяготеет к периферическим частям срединных массивов. К этому комплексу относятся также некоторые кристаллические серии Центрального Афганистана, слагающие небольшие тектонические блоки.

В районе Кабула, по данным Г. Меннесье (1963), на биотит-амфиболовых гнейсах (нижнего комплекса) залегает серия пород (кабульская), состоящая из белых массивных, иногда тонкоплитчатых мраморов и редких прослоев биотит-гранатовых сланцев. Среди мраморов Г. Меннесье обнаружил строматолиты, характерные для рифея. На принадлежность этой толщи кабульского района к докембрию указывают определения абсолютного возраста гнейсов — 640 ± 20 млн. лет (Моралев, Перфильев, 1974).

Второй комплекс пород гораздо шире распространен в пределах Нуристана. В бассейне р. Кунар он имеет двучленное строение. Нижняя его часть (чападаринская свита) представлена слоистыми светло-серыми мраморами с прослоями кристаллических сланцев общей мощностью около 2000 м. В верхней части комплекса (ричалаянская свита) преобладают кварциты, но присутствуют также мраморы и сланцы. Эта часть комплекса несколько отличается от нижележащей более низкой степенью метаморфизма. Выступы пород второго комплекса известны также в других районах Центрального Афганистана. Здесь они представлены кристаллическими сланцами с горизонтами амфиболитов, кварцитов и мраморов, объединяемых в серии банди-баян, навабад и др. (Кочетков и др., 1975).

Докембрийские серии, аналогичные по составу второму комплексу, устанавливаются на севере Пакистана и Индии — в Хазаре и Кашмире. Здесь они слагают массив Нанга-Парбат, который образован кристаллическими породами серии салкала. Наиболее интенсивно метаморфизованные породы этой серии ассоциируют с полями гранито-гнейсов и представлены мигматизированными кристаллическими сланцами, биотитовыми и роговообманковыми гнейсами. В более южных районах серия салкала состоит из глинистых сланцев, филлитов, кварцитов, слюдяных сланцев, кристаллических известняков. Выше серии салкала располагаются сланцы догра, которые согласно подстилают слои с кембрийской фауной.

Возраст второго докембрийского комплекса Индо-Памирской области определяется в широких пределах — от среднего протерозоя до венда, однако при сравнении с более западными районами Альпийско-Гималайского складчатого пояса наиболее вероятным представляется отнесение его к верхнему протерозою, скорее всего к нижнему — среднему рифею.

Третий комплекс докембрия Индо-Памирской области включает в себя ряд слабо метаморфизованных серий, сложенных песчано-глинистыми и реже вулканогенными породами. Региональный метаморфизм их не поднимается выше фаций зеленых сланцев. Этот комплекс известен в пределах отдельных выступов допалеозойского фундамента, таких как Кабульский блок (серия чинозар) или Хазарский массив (серии аттока и хазара) на севере Пакистана. В составе комплекса преобладают зелено-ватые-серые и серые филлиты и глинистые сланцы, чередующиеся с прослоями алевролитов, песчаников, кварцитов и реже — песчанистых мраморизованных известняков. Местами среди осадочных пород встречаются прослои измененных вулканогенных пород, послынные мелкие тела диабазов. Указанные серии залегают выше кристаллических серий второго и первого комплексов, однако соотношения с ними остаются неясными, хотя многими исследователями между ними предполагается несогласие. Подтверждением этого могут служить находки обломков гранитов в гравелитах, сходных с гранитами, прорывающими отложения нижних комплексов. Верхний возрастной предел комплекса определяется несогласным налеганием на нем различных серий палеозоя от ордовика до перми. В прослоях известняков встречены строматолиты, что позволяет довольно уверенно относить комплекс к верхам позднего докембрия. Об этом свидетельствуют и определения возраста обломочных пород серии хазара, выполненные рубидий-стронциевым методом по валовым пробам. Полученные датировки 765 ± 20 и 950 ± 20 млн. лет также подтверждают

позднепротерозойский (средне-позднерифейский) возраст комплекса (Crawford, Davies, 1975).

В Центральном Афганистане третий докембрийский комплекс представлен слабо измененными песчано-глинистыми (граувакково-филлитовыми) отложениями (серии чаман, барманай, руди-газ) с отдельными прослоями кварцитов, кислых вулканитов и мраморизованных известняков. В составе этих серий присутствуют грубозернистые песчаники и гравелиты, содержащие обломки гнейсо-гранитов и кварцитов (Карапетов и др., 1971; Кочетков и др., 1975). В бассейне р. Аргандаб комплекс несогласно перекрывается осадочным карбонатным чехлом, в низах которого (заргаранская и экранская свиты) обнаружены остатки микрофоссилий юдомского (вендского) комплекса (Демин и др., 1973).

В северной части Афганского Бадахшана и на Памире к третьему комплексу принадлежат отложения ванчской и южноаличурской серий (Геология и рудные месторождения Среднего Востока, 1973; Пашков, 1975). Породы ванчского комплекса неравномерно метаморфизованы и со стратиграфическим несогласием перекрываются карбонатными породами зорбатской свиты. В них Б. Р. Пашковым найдены остатки трилобитов нижнего кембрия, и они хорошо сопоставляются с отложениями экранской свиты Центрального Афганистана, датируемой как венд-кембрийские (Демин и др., 1973). Для южноаличурской серии взаимоотношения с нижнепалеозойскими отложениями не известны. Эта зеленосланцевая серия Памира может сопоставляться с некоторыми толщами третьего докембрийского комплекса, развитыми в основном по периферии Индо-Памирской области. Так, в северо-западной части Кашмира с этой серией сравнивается серия догра, сложенная слабо измененными песчано-глинистыми отложениями с редкими прослоями основных эффузивов, кварцитов и мраморизованных известняков, мощностью в несколько километров. Они постепенно сменяются песчано-известковистыми отложениями, содержащими раннекембрийскую фауну (Гансер, 1967).

В Северном Афганистане аналогичное положение занимают зеленокаменно-сланцевые толщи, являющиеся комплексом основания в герцинидах Гиндукуша и Памира. В верхней части этот комплекс имеет раннепалеозойский возраст, что подтверждается единичными находками обломков криноидей и кораллов в верхах этих толщ. Возраст нижней части не определен, и поэтому комплекс обычно относят к верхнему протерозою — нижнему палеозою. Его строение наиболее полно изучено в районе перевала Хаджигек. Распространенные здесь зеленосланцевые породы объединяются в серию калу, разделяемую на несколько свит (Геология и рудные месторождения Среднего Востока, 1973).

В других районах Гиндукуша также известна эта серия (сиардаринская свита) слабо метаморфизованных пород. В составе этой свиты содержатся линзы конгломератов с галькой гнейсов и гранитов (Мирзод и др., 1968). В основании зеленосланцевого комплекса имеется угловое несогласие. Он залегает на толще кристаллических сланцев и гнейсов второго комплекса.

Приведенные данные о составе отложений третьего докембрийского комплекса свидетельствуют о том, что в центральной части Индо-Памирской области формирование геосинклинальной верхнепротерозойской толщи завершилось складчатостью до вендского времени, тогда как на северной и восточной окраинах области эта складчатость не проявилась. В последнем случае возрастной объем комплекса, видимо, увеличен за счет включения в него вендско-нижнепалеозойских отложений и отвечает объему верхнего комплекса северных частей Иранской области и Восточного Средиземноморья. Соответственно для центральной и южной частей Индо-Памирской области имеются основания говорить о существовании докембрийских срединных массивов или срединных стабильных областей (Сборщиков, 1976), где наиболее молодые докембрийские образования

(вендские) входят в состав квазиплатформенного осадочного чехла, образуя так же, как и в Иранской области, самостоятельный (четвертый) структурный комплекс.

Четвертый комплекс в докембрии Индо-Памирской области установлен пока только в Центральном Афганистане. Можно предполагать, что он распространен и в некоторых других районах Афганистана, в частности в его западной части (Гератская провинция). К четвертому комплексу относятся отложения, начинающие осадочный чехол, несогласно перекрывающий байкальский складчатый комплекс. До последнего времени эти отложения включались в палеозой, с которым они связаны постепенными переходами. Но в настоящее время из них определены остатки микрофоссилий, позволяющие относить вмещающие их отложения экранской свиты к венду — кембрию и параллелизовать их с «инфракембрием» Иранской области (Демин и др., 1973). Этот комплекс (950 м) в бассейне р. Аргандаб начинается базальными конгломератами, которые затем сменяются известняками и кремнистыми доломитами. Следует отметить, что вышележащие слои не содержат фауны, а граница с палеозоем проводится условно внутри непрерывного разреза, в верхах содержащего фауну ордовика. В центральной части Индо-Памирской области разрез осадочного чехла срединных массивов начинается с верхнего палеозоя, т. е. можно предполагать, что эти районы представляли собой поднятие и в вендское время. Вероятно, к этому же комплексу относятся отложения зорабатской свиты Центрального Памира и Афганского Бадахшана, однако вендский возраст их пока не доказан. На юге Индо-Памирской области к вендским образованиям принадлежит пенджабская соляная серия, обнажающаяся в Соляном кряже в Пакистане и непосредственно связанная с платформенным чехлом северной окраины Индийской платформы (Геология и рудные месторождения Среднего Востока, 1973).

ГИМАЛАЙСКАЯ ОБЛАСТЬ

Докембрийские образования Гималаев целесообразно рассмотреть раздельно для Высоких (или Тибетских), Средних и Низких Гималаев, отвечающих региональным структурным зонам.

В зоне Низких Гималаев, охватывающей систему южных краевых хребтов, докембрийские породы, по признанию подавляющего большинства исследователей, участвуют в строении целого ряда покровов и чешуй, надвинутых к югу в сторону Индийской платформы. В районе г. Симла устанавливается следующая последовательность докембрийских комплексов. В основании залегает комплекс наиболее метаморфизованных пород (серия джутог), состоящий из кварцитов, слюдяных, местами известковистых сланцев, мраморов, кальциево-силикатных пород и амфиболитов. Они слагают останец тектонического покрова, располагающийся на менее метаморфизованных сериях докембрия, отделяясь от них поверхностью надвига (Naha, Ray, 1970). Подстилающие серии представляют собой более молодую часть перевернутого разреза докембрия (Kanwar, 1966). Более древняя часть этого комплекса (серия чаил) состоит из переслаивающихся филлитов, кварцитов и кремнистых сланцев; среди них встречаются известняки, песчаники и зеленокаменно измененные вулканиты. Верхняя часть комплекса (серия симла) сложена слюдястыми сланцами, шиферными и аспидными сланцами с подчиненными прослоями песчаников и граувакк. Эта сланцевая серия (800 м) представляет собой геосинклипальную флишевую (с турбидитами) формацию. Среди сланцев присутствуют известняки, в которых обнаружены остатки строматолитов и микрофоссилий среднего рифея (Valdiya, 1962; Наливкин, 1966).

Следующий комплекс докембрия в Низких Гималаях образуют отложения серии джаунсар. В районе Симлы серия джаунсар представлена

в основном красноцветными конгломератами с галькой кварца и кварцита, буроватыми сланцами и песчаниками, мощность которых превышает 1000 м. В Гархвале серия джаунсар состоит из переслаивающихся кварцитов и филлитов (1500 м), среди которых располагаются прослои туфов и лав основного состава. Местами в этом комплексе преобладают песчаники, гравелиты, конгломераты, часто окрашенные в пестрые тона и, возможно, имеющие континентальное происхождение (Цагарели, 1966). В основании серии джаунсар отмечается несогласие.

Метаморфизм пород этих комплексов не остается постоянным. Так, восточнее Симлы в серии джутог обнаружены кианитовые, ставролитовые, графитовые сланцы и другие породы, свидетельствующие о более высокой степени метаморфизма, чем это имеет место в стратотипическом районе (Kanwar, 1969). То же самое известно и для отложений серии джаунсар. В Гархвале к ней отнесены кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты. Во всех случаях повышение метаморфизма пород сопровождается мигматизацией и появлением массивов гранитов.

Возраст указанных комплексов трактуется по-разному, но большинство исследователей относит их к докембрию. Для гранитов чора, прорывающих серию джутог и вызывающих зональный метаморфизм вплоть до образования гранито-гнейсов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации, получены определения возраста калий-аргоновым методом (по валовым пробам). Цифры 1000—1200 млн. лет свидетельствуют о позднепротерозойском (возможно, раннерифейском) возрасте пород серии. Поскольку для тех же гранитов и гранито-гнейсов получены и более молодые датировки, некоторые исследователи считают указанные цифры не достоверными и относят внедрение гранитов и метаморфизма к третичному времени (Чаттерджи, 1973). Однако полученные для этих толщ датировки рубидий-стронциевым методом, показавшие возраст 1500 ± 200 млн. лет, видимо, могут считаться убедительными для отнесения этого комплекса к рифею (Frank, 1974).

Наибольшие разногласия относятся к верхнему (третьему) комплексу: серию джаунсар иногда относят к палеозою (Frank, Fuels, 1970). Наличие в нижележащем комплексе строматолитов среднего рифея позволяет включать эту серию в поздний докембрий, к тому же есть основания предполагать присутствие в Низких Гималаях более молодого вендского комплекса.

Ближайшим к Низким Гималаям районом распространения венда (или инфракембрия) является Соляной край в Пакистане. Тектоническое положение этого района очень сходно с положением зоны Низких Гималаев — это край Индийской платформы, испытавший альпийскую орогению. К инфракембрию здесь принадлежит пенджабская соляная серия, имеющая трехчленное строение. Ее нижняя часть (около 250 м) состоит из гипсов и доломитов, среди которых встречаются прослои мергелей; средняя часть (270 м) представлена толщей соленосных мергелей с пластами соли до 70 м; верхние горизонты (10—70 м) сложены доломитами с гипсами. Вендский возраст пенджабской серии определяется на основании перекрытия ее «пурпурными песчаниками» раннекембрийского возраста.

Отложения венда известны и южнее в районе г. Джодпур (Раджастан). Здесь на вулканитах верхнего протерозоя (серия малани) несогласно залегают свита песчаников джодпур, которая начинается красно-бурыми и белыми песчаниками с волноприбойными знаками и косой слоистостью. Выше песчаников согласно залегают окремненные битуминозные известняки. Мощность свиты джодпур, по-видимому, не превышает первые сотни метров.

Отложения этого комплекса, вероятно, выстилают значительные части северного склона Индийской платформы, однако они почти повсеместно перекрыты мезокайнозойскими отложениями альпийских краевых прогибов.

В пределах Низких Гималаев к вендскому комплексу могут быть отнесены пестроцветные терригенные и карбонатные толщи, образующие серии блэйш и крол (Моралев, Перфильев, 1974). В серии крол были обнаружены горизонты строматолитовых известняков с формами, сходными с известными из инфракембрия Ирана. Микроскопическое изучение пород этой серии показало наличие в них остатков проблематичных микроорганизмов. Обе упомянутые серии, составляющие самостоятельный структурный комплекс, обнаруживают много общего с низами постбайкальского осадочного чехла, известного в Иранской и Индо-Памирской областях. Как и там, этот комплекс отделяется несогласием от пажележащих серий.

Вендский комплекс протягивается почти непрерывной полосой (пояс Крол) вдоль краевых хребтов Низких Гималаев. В Непале сходные отложения включаются в серии пиутхан и рани-гхаг. В полосе распространения этих серий, севернее г. Тансинг, известны два радиологических определения возраста шиферных сланцев, сделанных калий-аргоновым методом по валовым пробам: 540 ± 17 и 559 ± 18 млн. лет, что соответствует переходному интервалу между вендом и кембрием (Khan, Tater, 1970). Из этого же района для серицита из углистого сланца была получена цифра в 1280 млн. лет. Причина этих расхождений пока не ясна. На востоке Гималаев в Бутане к вендскому комплексу принадлежит серия бакса, сложенная пестроокрашенными осадочными породами карбонатного (известняки, доломиты, мергели) и терригенного (глинистые сланцы и алевролиты) состава.

К северу от зоны краевых хребтов, т. е. в Средних Гималаях, докембрийские образования изучены еще слабее, хотя и здесь они слагают огромные площади. В структурном отношении эта зона характеризуется наличием спокойных широких и пологих структур. Большинство исследователей они трактуются как тектонические покровы, корни которых находятся к северу от Главного Центрального надвига в зоне Высоких Гималаев. В районах Альмора и Питхорагарха в Кумаоне наиболее древний комплекс пород объединяется в серию лохагхат, состоящую из различных кристаллических сланцев, гнейсов, кварцитов, амфиболитов и филлитов (Misra, Sharma, 1967). Комплекс кристаллических пород прослеживается на восток в Непал, в район Данделдхура. Из этого района по биотиту калий-аргоновым методом был определен возраст биотитового сланца в 1195 ± 33 млн. лет (Khan, Tater, 1970), т. е. можно предполагать, что региональный метаморфизм пород серии лохагхат произошел где-то между нижним и средним рифеем. Более молодой комплекс образуют отложения серии питхорагарх, состоящей в основном из карбонатных пород. Мощность этой серии несколько километров и в ее составе наблюдаются (снизу): 1) массивные окремненные доломитовые известняки с известковистыми филлитами; 2) зеленые и серые аспидные сланцы, глинистые сланцы с прослоями известняка; 3) строматолитовые известняки с горизонтом кристаллического магнезита и прослойками фосфоритов; 4) массивные доломиты с прослоями кремнистых сланцев. Этот комплекс отложений протягивается на восток в Непал, где также присутствует толща со строматолитовыми известняками (серии навакот, шали и их аналоги). Строматолиты из этого комплекса определены как среднерифейские (Valdiya, 1962). Таким образом, комплекс известковистых отложений Средних Гималаев может параллелизоваться с серией симла Низких Гималаев.

Верхний комплекс докембрия в Средних Гималаях включает отложения серий беринаг, кунч и их аналоги. Он имеет большую мощность (до 3000 м) и сложен в основном кварцитами и филлитами. В Гималаях Кумаона он имеет следующее строение (снизу): 1) филлиты и аспидные сланцы; 2) массивные кварциты с косою слоистостью, иногда прослой вулканитов; 3) слюдястые кварциты, хлоритовые сланцы и амфиболиты

с косо́й слоистостью, иногда прослой вулканитов; 3) слюди́стые кварциты, хлоритовые сланцы и амфиболиты с прослоями доломитов и известняков. Радиологические определения возраста пород из серии калий-аргоновым методом по слюдам и основным эффузивам показали 872 и 819 ± ± 80 млн. лет соответственно (Krummenacher, 1966).

В пределах зоны Высоких Гималаев докембрийские отложения практически не изучены, но их присутствие здесь очевидно. В северо-западной части этой зоны (хр. Заскар) докембрийские породы выделяются в серию вайкрита. Они представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, филлитами и мигматитами. Стратиграфическое положение этих пород не определено. Предполагают, что они лежат ниже серии хайманты, верхи которой имеют кембрийский и ордовикский возраст.

В более восточных районах этой зоны, в Гималаях Кумаона, аналогичные породы выделялись в «кристаллическую серию» и серию мартоли. Более древняя «кристаллическая серия» состоит из гнейсов, гранито-гнейсов, образующих толщу мощностью около 10 км. Вышележащая серия мартоли мощностью около 5 км представлена слабо метаморфизованными известняками и филлитами, среди которых присутствуют кварцевые прослой. Количество карбонатных пород уменьшается к востоку. Серия мартоли перекрывается конгломератами (серия ралам), с которых обычно начинают разрез кембрия (Гансер, 1967).

В Высоких Гималаях Непала метаморфические породы докембрия вверх по разрезу сменяются слабо метаморфизованными толщами нижнего палеозоя. В верховье р. Кали-Гандаки в восточной части Непала метаморфические породы выделяются в «комплекс Верхних Гималаев». Этот комплекс по Главному центральному надви́гу повсеместно оказывается надвинутым на верхнедокембрийский комплекс Средних Гималаев (Bordet, 1970). В его основании вдоль плоскости надвига располагается серия хлоритизированных мусковит-биотитовых и гранатовых сланцев. Они сменяются серией (2500 м) серых гнейсов с мусковитом, биотитом, дистеном и иногда с силлиманитом. Выше располагается серия (500 м) гнейсов с горизонтами мраморов, содержащих флогопит, гранат и скаполит. Следующая серия (4000 м) представлена тонкослоистыми гнейсами с мусковитом, биотитом и гранатом, в нижней части отмечается мигматизация различной интенсивности. Вышележащая серия (400 м), залегающая с видимым несогласием, представлена мраморами с гранатом, пироксеном, флогопитом. Она сменяется толщей (600 м) массивных белых и желтых мраморов, иногда слюдистых. Выше следуют метаморфизованные известняки (1600 м). Они залегают согласно на нижележащих мраморах, на основании чего вся карбонатная серия относится к низам палеозоя. Аналогичный по строению метаморфический комплекс устанавливается и в других районах Высоких Гималаев Непала, но мощность его не постоянна. Так, например, севернее хр. Аннапурна он достигает 12 000 м. Местами метаморфизованными оказываются отложения триаса, ниже которых последовательно устанавливаются все зоны прогрессивного метаморфизма.

Присутствие в составе комплекса Верхних Гималаев отложений докембрийского возраста пока не подтверждено данными радиометрического возраста. Имеющиеся определения указывают на альпийский возраст метаморфизма (калий-аргоновый метод по слюдам). Во многих случаях метаморфический комплекс без видимых несогласий сменяется менее метаморфизованными породами, которые принадлежат нижнему палеозою. Это позволяет рассматривать комплекс как верхнепротерозойский — нижнепалеозойский. Многие исследователи, в частности А. Гансер (1967), сопоставляют нижние серии метаморфического комплекса Высоких Гималаев с архейскими толщами Индостанского щита. Возможность присутствия в Высоких Гималаях пород архея исключить трудно, особенно в восточных районах, где усиливается метаморфизм пород, однако дока-

зательства столь древнего возраста комплекса пока не получены.

Вопрос о возрасте метаморфизма в Высоких Гималаях до сих пор дискусионен. Большинство исследователей, опираясь на определения возраста слюд калий-аргоновым методом, связывают его с альпийской складчатостью. Имеющиеся определения возраста метаморфических пород, расположенных к югу от Главного Центрального надвига, указывают на докембрийский возраст метаморфизма, а для зоны надвига (зона чешуй, по Р. Борде) характерны промежуточные цифры между докембрием и кайнозоем. И только к северу от зоны Главного Центрального надвига датировка метаморфических пород постоянно дает альпийский возраст. Можно предполагать, что древнейшие породы Высоких Гималаев неоднократно подвергались метаморфическим преобразованиям, подобно древнейшим породам Индо-Памирской области. В общем, в Гималаях устанавливаются три главных структурно-вещественных комплекса: кристаллический, карбонатный и кварцитовый, принадлежащие к верхнему протерозою и к верхнему протерозою — нижнему палеозою. Четвертый (вендский) комплекс выделяется только в Низких Гималаях.

ЮГО-ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ

На юго-восточном окончании Альпийско-Гималайского складчатого пояса в пределах территории Индокитая докембрийские комплексы имеют ограниченное распространение на поверхности, слагая небольшие по размерам тектонические блоки (рис. 43). Тем не менее есть основания предполагать, что значение древних комплексов в тектоническом строении Юго-Восточной Азии достаточно велико, так как они, видимо, слагают несколько крупных, но погребенных и переработанных срединных массивов. Докембрийские комплексы Юго-Восточной Азии разделяются на три главные группы.

Наиболее древний (нижний) комплекс глубокометаморфизованных пород обнажается в северной части Восточной Бирмы около г. Могок. Метаморфические породы комплекса известны как «гнейсы могок» или «серия могок» и представлены биотитовыми и пироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями гранат-графит-силлиманитовых гранулитов, кальцифиоров, скаполитовых пород и мраморов. С последними связаны знаменитые месторождения рубинов. Породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и многими исследователями сопоставляются с чарнокитовой серией Восточных Гат Индийской платформы, относящейся к архею (Кудрявцев и др., 1969). Сжатые линейные складки в серии могок имеют субмеридиональное простирание. От более молодых толщ породы нижнего комплекса отделены разрывными нарушениями, так что гнейсы Могок слагают изолированный тектонический блок.

Предполагается, что породы нижнего комплекса слагают также центральную часть Индосинийского срединного массива, занимающего значительную площадь на территории Юго-Восточной Азии (Геологическая карта докембрия континентов, 1974). Однако существование здесь архейского ядра не доказано, так как пород более древних, чем 2070—2300 млн. лет, в пределах Индокитая пока не установлено.

Следующий (средний) докембрийский комплекс развит значительно шире в Юго-Восточной Азии. К этому комплексу принадлежат метаморфические толщи, обнажающиеся на плато Контум и выступающие в других горстовых и антиклинорийных структурах (антиклинорий Фансипан и др.). Обычно эти толщи рассматривают как комплекс основания каледонской (катазиатской) геосинклинали (Гатинский и др., 1973).

В составе среднего комплекса присутствуют как глубокометаморфизованные и гранитизированные породы, так и менее интенсивно мигмати-

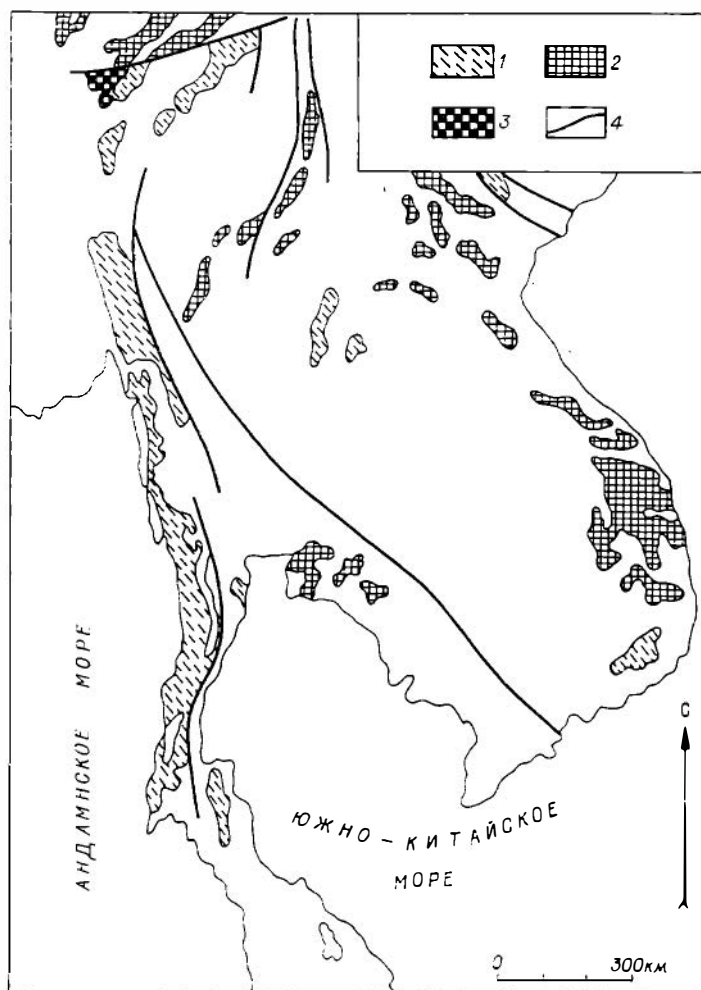


Рис. 43. Схема распространения докембрийских комплексов в Индокитае.

1 — верхнерифейско-нижнепалеозойский комплекс; 2 — нижне-среднепротерозойский комплекс; 3 — архейский гранулитовый комплекс; 4 — разломы.

зированные кристаллические сланцы. В северо-восточной части Индокитая к этому комплексу принадлежат очковые гнейсы и мигматизированные кристаллические сланцы (гранатовые, ставролитовые, силлиманитовые, кианитовые, графитовые), объединяемые в комплекс сонг-хонг (Кудрявцев и др., 1969). В этом же районе в составе комплекса указываются мигматизированные плагиогнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты, магнетитовые кварциты общей мощностью более 7000 м (Гатинский и др., 1973). В Восточной Бирме к среднему комплексу могут быть отнесены породы серии монлон, представленные биотитовыми сланцами и гнейсами. На юго-востоке Индокитая в пределах Контумского выступа в составе комплекса выделяются две толщи: нижняя, сложенная амфиболовыми, гранатовыми, биотитовыми парагнейсами и амфиболитами, и верхняя, состоящая из кристаллических сланцев (двуслюдяных, силлиманитовых, кианитовых, гранатовых, графитовых) с прослоями кварцитов, амфиболитов и мраморов (Кудрявцев и др., 1969).

Метаморфические породы среднего комплекса резко несогласно перекрываются отложениями геосинклинального комплекса, имеющего

позднепротерозойский — раннепалеозойский возраст. Предполагается, что образования среднего комплекса образуют складчатые системы вокруг архейских массивов (нижнего комплекса), спаивая их в единое основание катазиатской (каледонской) геосинклинали (Гатинский и др., 1973).

Возраст среднего комплекса определяется по-разному. Часть исследователей относит его к архею, другие — к нижнему и среднему протерозою, третьи — к нижнему палеозою. Определения калий-аргоновым методом по валовым пробам амфиболитов и мигматитов из комплекса сонг-хонг показали величины 2070 и 2300 млн. лет (Гатинский и др., 1973). Эти датировки убедительно свидетельствуют о ранне-среднепротерозойском возрасте комплекса. Полиметаморфический характер комплекса явствует как из анализа минеральных парагенезисов пород, так и из результатов изотопических определений возраста. В частности, для пород контумского комплекса южной части Вьетнама рубидий-стронциевым методом получены определения: по валовым пробам гранитов и кварцитов — 530 млн. лет; по биотиту — 250 млн. лет (Hurley, Fairbairn, 1972). Очевидно, что эти определения отражают возраст определенных тектонических событий, вызвавших наложенный метаморфизм пород среднего комплекса и их «радиологическое омоложение». Действительно, датировка первой тектонической эпохи совпадает с периодом развития каледонской геосинклинали, а вторая — герцинской, эволюция которых составляет наиболее существенную часть докембрийского развития Юго-Восточной Азии (Гатинский и др., 1973).

К верхнему докембрийскому комплексу Юго-Восточной Азии принадлежат слабометаморфизованные толщи, довольно широко распространенные. К ним прежде всего относятся образования серий мергуи и чаунмаджи, а также их аналогов (серии мочи, пукет, толщи намко, чиёмхоа, наханг и др.). В составе этих серий преобладают филлиты, глинистые сланцы, песчаники, кварциты, алевролиты, аргиллиты. Наблюдаются прослои и линзы известняков, эффузивов и пирокластических пород кислого и основного состава. Региональный метаморфизм толщ не поднимается выше фации зеленых сланцев, однако во многих случаях породы интенсивно рассланцованы и прорваны многочисленными интрузиями гранитов, в связи с чем образуются слюдястые кристаллические сланцы с кордиеритом, андалузитом, силлиманитом, графитом и актинолитом. Для серии мергуи очень характерны углистые и аспидные глинистые сланцы. Мощность отложений составляет не менее 5000 м. Слои смяты в скатые липейные складки с углами падения 60—70° (Кудрявцев и др., 1969; Гатинский и др., 1973).

Породы комплекса несогласно перекрываются терригенными отложениями с ордовикской фауной. В верхних горизонтах серии пукет, сопоставляемой с серией мергуп, найдены кембрийские окаменелости. Эти данные позволяют определить возраст пород верхнего комплекса как позднепротерозойский — раннепалеозойский и рассматривать его как раннекаледонскую геосинклинальную формацию Юго-Восточной Азии.

Своеобразна тектоника докембрия территории Индокитая. Здесь практически отсутствуют верхнепротерозойские структурно-вещественные комплексы, столь характерные для других частей Альпийско-Гималайского пояса. Лишь верхний комплекс, переходный к палеозою, обнаруживает явные признаки сходства с докембрийскими комплексами более западных областей и позволяет говорить об их структурном единстве в позднем докембрии. Вместе с тем в Юго-Восточной Азии, так же как и в Индо-Памирской области, большую роль играют массивы дорифейских кристаллических пород, что позволяет предполагать возникновение этих областей, в отличие от других отрезков Альпийско-Гималайского пояса, в результате тектонического сучивания разнородных и разновозрастных консолидированных массивов.

Заканчивая обзор докембрийских комплексов Альпийско-Гималайского складчатого пояса, попытаемся суммировать некоторые общие черты их строения, которые могут быть сведены к следующим.

Наиболее древние докембрийские толщи нижнего комплекса, известные в пределах складчатого пояса, относятся к дорифейским (архейским, ниже-среднепротерозойским) образованиям, подвергшимся на ранних этапах развития метаморфизму в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Породы комплексов подверглись неоднократному термальному и дислокационному воздействию, в связи с чем в настоящее время представляют собой полиметаморфические образования, в которых первичные (главным образом субмеридиональные) складчатые формы в значительной мере переработаны и деформированы. Дорифейские комплексы слагают крупные блоки континентальной земной коры, консолидированной до заложения байкальской геосинклинали, и в современной структуре выступают как срединные массивы (стабильные области). Значительные по размерам массивы располагаются в пределах наиболее широких отрезков складчатого пояса — Карпато-Балканского, Мало-Азиатского, Индо-Памирского и Индокитайского. Геолого-петрологические особенности древнейших комплексов свидетельствуют об их сходстве с некоторыми комплексами соседних древних платформ (Восточно-Европейской и Индийской), что позволяет предполагать аллохтонный характер срединных массивов (Пейве, 1969) и рассматривать их в качестве тектопических отторженцев (микроконтинентов), перемещенных в позднейшие тектонические эпохи.

Второй докембрийский комплекс распространен более широко. Он устанавливается почти на всем протяжении Альпийско-Гималайского пояса, слагая многочисленные, но мелкие по размерам блоки и выступы. По времени образования второй комплекс объединяет отложения позднего докембрия (рифей). Породы этого комплекса метаморфизованы в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Гранитизация и метасоматические преобразования пород проявлены локально, но местами весьма интенсивно, с образованием характерных очковых гнейсов. По составу комплексов можно говорить об их принадлежности к формациям, типичным для многогеосинклиналей или эпикратонных геосинклиналей. В основании комплекса иногда устанавливается структурное несогласие. Сходство состава отложений комплекса на всем протяжении Альпийско-Гималайского пояса (за исключением Юго-Восточной Азии) указывает на единство позднепротерозойского геосинклинального пояса, обрамляющего с севера платформы Гондваны и позднее вошедшего в состав альпийского складчатого пояса. Их единство находит отражение и в данных геохронологии, свидетельствующих о широком проявлении позднерифейских движений.

Третий докембрийский комплекс — байкальский — включает в себя отложения, метаморфизм которых обычно не выше фации зеленых сланцев. Возраст этого комплекса соответствует позднему рифею — раннему палеозою. Состав комплекса не остается одинаковым в разных областях, как это наблюдается для более древних комплексов. Формационная зональность первого порядка состоит в смене по латерали осадочных и магматических формаций в поперечном сечении геосинклинального пояса. Для внутренних зон пояса характерны зеленокаменно-сланцевая и глинисто-сланцевая формации, с которыми иногда ассоциируют тела гипербазитов. Внешние зоны, занимающие большую часть пояса, характеризуются более разнообразным составом отложений. Кроме упомянутых выше формаций существенную роль здесь начинают играть вулканиты кислого и среднего состава, преимущественно пирокласты. В Юго-Восточной Азии и в Гималайской области большое значение приобретают песчано-сланцевая и граувакко-кремнистая формации. Приуроченность существенно терригенных

Формаций к краевым частям пояса может быть связана с близостью ранне-докембрийских щитов или срединных массивов, служивших поставщиками обломочного материала.

Четвертый докембрийский комплекс в качестве самостоятельной и обособленной структурно-вещественной единицы представляется возможным выделить только в южной части Альпийско-Гималайского пояса. Он охватывает отложения венда, представленные платформенными, терригенными, эвапоритовыми и карбонатными формациями, залегающими ниже кембрия и отделенными несогласием от рифейских и более древних толщ. Область формирования комплекса отвечает северным окраинам Индийской и Аравийской платформ и частично имеет очевидное сходство с перикратонными прогибами. С внутренней стороны эти прогибы ограничивались полосой поднятий и участков накопления отложений квазиплатформенного типа, за которыми располагалась область накопления эвгеосинклинальных зеленокаменно-сланцевых и глинисто-сланцевых формаций верхнего рифея — нижнего палеозоя. Таким образом, на рубеже верхнего рифея и палеозоя южная часть Альпийско-Гималайского пояса представляла собой относительно стабильную структуру платформенного типа с континентальной корой, созданной байкальской складчатостью. К северу от нее, по-видимому, располагалась геосинклинальная область с корой океанического типа, пережившая складчатость и консолидацию в палеозойское время. В последующие (герцинскую, киммерийскую и альпийскую) тектонические эпохи докембрийские комплексы подвергались деструкции и вошли в состав гетерогенного комплекса основания Альпийско-Гималайского складчатого пояса.

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ
ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Докембрийские образования в областях мезозойской и кайнозойской складчатости на северо-западе Тихоокеанского подвижного пояса выходят на поверхность в немногих местах. В пределах мезозой — во внешних зонах пояса — они известны преимущественно в срединных массивах, слагающая их фундамент и входя в состав чехла. В меньшей мере докембрийские комплексы развиты в ядрах антиклинальных сооружений и в тектонических блоках, приуроченных к крупным разломам. В области кайнозойской складчатости — во внутренних зонах Тихоокеанского пояса — докембрийские образования приурочены к ядрам антиклинорий, где они входят в состав зональных метаморфических комплексов (например, в Камчатском антиклинории), и к тектоническим блокам, структурное положение которых не всегда ясно (блок Хида на о. Хонсю).

Выделение и возрастное расчленение докембрия во многом затруднено. Докембрийские комплексы слагают изолированные, обычно небольшие и плохо обнаженные участки, значительный метаморфизм препятствует восстановлению состава исходных пород, а наложенные ретроградные изменения затушевывают проявления более ранних метаморфических событий. В позднедокембрийских породах в результате метаморфизма органические остатки перекристаллизованы и деформированы и не могут использоваться для целей стратиграфии. Все это усугубляется развитием в рассматриваемом регионе преимущественно вулканогенно-терригенных толщ эвгеосинклинального типа, в которых такие важные руководящие ископаемые, как строматолиты, практически не встречаются. Метаморфизм и многократные проявления интрузивной деятельности приводят вместе с тем к омоложению радиометрических датировок, и надежные значения возраста получены лишь в единичных случаях.

Поэтому при выделении и расчленении докембрия наряду с другими методами широко применяются сравнительный анализ и метод подобия, в частности его разновидность — метод эталонных комплексов (Смирнов, 1974). За эталоны для сравнения принимаются хорошо изученные комплексы, возраст которых установлен более или менее надежно.

Для нижнего архея в качестве эталонов приняты зверевский и алданский комплексы, для верхнего архея — становой комплекс и аньшаньская серия, для нижнего протерозоя — субганский комплекс, а для среднего — серии уянская и ляохэ. Для верхнего протерозоя за эталоны принимаются разрез чехла юго-востока Сибирской платформы и эвгеосинклинальные свиты (бамяньгунская и суйфынхэ) Маньчжурии.

Сейчас в пределах рассматриваемого региона с большей или меньшей степенью условности удастся выделить пять возрастных подразделений докембрия, каждому из которых отвечает определенный структурно-вещественный (рудно-петрологический) комплекс (Маракушев, Смирнов, 1960): нижний и верхний (?) архей, средний протерозой, нижний рифей и средний рифей — венд.

Нижнеархейские образования во внешних зонах Тихоокеанского пояса выделяются достаточно падежно, во внутренних же зонах — лишь условно. Толщи этого возраста, облекающиеся в области позднемезозойской складчатости, для лучшего понимания их особенностей рассматриваются совместно с их аналогами в более древних сооружениях, окаймляющих мезозойды с запада.

Нижнеархейские образования, развитые в области мезозойской складчатости и ее западного обрамления, объединены в маньчжурский комплекс (Смирнов и др., 1970). Они выходят на поверхность в нескольких кристаллических массивах, протягивающихся от северных границ Сино-Корейского массива до крайнего северо-восточного отрезка Монголо-Охотской области (рис. 44). Площадь, занятая на поверхности породами маньчжурского комплекса, в Ханкайском, Кэнтэйском, Фэншуйлинском и Хингано-Буреинском массивах и в меньших выходах (200 000 кв. км), оценивается приблизительно, так как во многих местах нижнеархейские толщи не отчленимы от докембрийских образований другого возраста.

Маньчжурский комплекс сложен гранитизированными и мигматизированными гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами; к ним присоединяются мраморы, кальцифиры и кварциты. Преобладают гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, широко распространены силлиманитовые, кордиеритовые, диопсидовые, роговообманковые, графитовые и богатые рутилом кристаллические сланцы, доломитовые мраморы с диопсидом, форстеритом, шпиделью, клиногумитом и флогопитом, а также гиперстеновые гнейсы и кристаллические сланцы, чарнокиты и эндрбиты. Им подчинены турмалинсодержащие гнейсы, гиперстеновые, гранатовые, кордиеритовые, магнетитовые кварциты и эвлизиты.

В Кэнтэйском и Фэншуйлинском массивах комплекс включает серии шуаньяшаньскую, машаньскую и хадахэ (Смирнов, 1976).

Шуаньяшаньская серия (до 3500 м) описана в Фэншуйлинском массиве, где ее породы облекаются в ядре антиклинали, на крыльях которой залегают породы машаньской серии. Нижняя половина серии (2500 м) сложена кордиеритовыми и альмандин-кордиеритовыми гнейсами, иногда с гиперстеном, перемежающимися с силлиманитовыми, альмандин-силлиманитовыми, турмалиновыми и магнетит-кордиеритовыми сланцами. Выше лежат биотитовые (часто с грапатом), силлиманитовые и силлиманит-биотитовые гнейсы, переслаивающиеся с кварцитами — магнетитовыми, гранат-магнетитовыми, часто с силлиманитом и турмалином, к которым сверху присоединяются пачки мраморов с диопсидом и графитом, турмалин-ставролитовые, биотит-кварцевые и графитовые сланцы.

Небольшие интрузивные тела сложены турмалиновыми, аляскитовыми и мясо-красными биотитовыми гранитами.

Машаньская серия (до 5000 м) широко развита в Кэнтэйском, Фэншуйлинском и на юге Хингано-Буреинского массива (правобережье Амура), слагая блоки среди складчатых палеозойских и мезозойских толщ. Нижняя ее свита (1500 м) представляет двукратное переслаивание пачек гранат-биотитовых гнейсов и чарнокитов с амфиболитами. В средней свите (2300 м) перемежаются биотитовые, силлиманит-биотитовые и силлиманит-

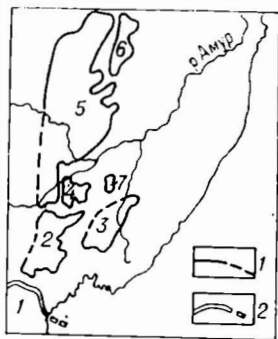


Рис. 44. Схема расположения срединных массивов Сихотэ-Алиньской складчатой области и ее западного обрамления (по А. М. Смирнову, 1963).

1 — границы срединных массивов; 2 — границы Сино-Корейского массива. Цифры на рисунке: 1 — Сино-Корейский массив; 2—6 — срединные массивы (2 — Кэнтэйский, 3 — Ханкайский, 4 — Фэншуйлинский, 5 — Хингано-Буреинский, 6 — Дуссе-Алиньский); 7 — Дагэчжэньский выступ.

товые гнейсы, часто с графитом, чарнокиты, доломитовые мраморы, кальцифиры, графитовые сланцы с залежами графита и амфиболиты. Верхняя свита (1000 м) сложена диопсидовыми кварцитами и гнейсами с пачками доломитовых мраморов с диопсидом. В мраморах развиваются метасоматиты с диопсидом и скаполитом, с которым связаны месторождения апатита и флогопита.

В породы серии внедрены пластовые тела аляскитовых и ортотектитовых гранитов и пегматоидов.

Серия хадахэ (3500 м) развита преимущественно в Кэнтэйском массиве; не исключено, что она отделена от машаньской серии угловым несогласием. Нижняя ее часть представлена перемежающимися пачками биотитовых гнейсов, доломитовых мраморов и амфиболитов. В вышележащей свите (2300 м) переслаивающиеся пачки сложены силлиманит-биотитовыми и биотитовыми гнейсами (с прослоями графитовых сланцев) и кальцитовыми мраморами.

Описанный разрез обладает крупной ритмичностью: высокоглиноземистая шуаньяшаньская серия завершает первый ритм, нижние горизонты которого не обнажены, а серии машаньская и хадахэ образуют средний и верхний ритмы, начинающиеся более основными породами и завершающиеся более кислыми и карбонатными.

В левобережье Амура, там где река прорезает Малый Хинган, обнажены туловчихинская и союзненская свиты — аналоги серий машаньской и хадахэ, лежащие на продолжении по простиранию их структур (Докембрий..., 1973). *Туловчихинская свита* (2,0 км) сложена гранат-биотитовыми, биотит-роговообманковыми и силлиманитовыми гнейсами с прослоями графитистых, слюдистых и роговообманковых сланцев, амфиболитов и кварцитов. Контакты ее с союзненской свитой тектонические, но предполагается угловое несогласие между ними (Эйриш, 1960). *Союзненская свита* (1,9—2,3 км) представлена мраморами с прослоями диопсидовых и гранатовых кварцитов в низах и биотитовыми, биотит-силлиманитовыми гнейсами, кварцитами, графитистыми и слюдистыми сланцами в верхах.

Интрузивный магматизм выразился во внедрении мелких массивов преимущественно лейкократовых гранитов; гнейсы и кристаллические сланцы местами мигматизированы и гранитизированы. Все породы смяты в крупную антиклиналь, осложненную складчатостью второго и более высоких порядков вплоть до пloyчатости.

На севере Бурепинского антиклинория (Дуссе-Алиевского массива) развиты породы тастахской серии (Смирнов, 1963). Нижняя, *амбардазская свита* (0,3 км) сложена кварцитами и слюдистыми кварцитами с прослоями биотитовых гнейсов. *Саганарская свита* (1,9 км) состоит из гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов, часто с графитом и с прослоями кварцитов и амфиболитов. *Лепиканская свита* (1,0 км), параллелизующаяся с союзненской, представлена графитовыми и слюдистыми сланцами и гнейсами, графитистыми мраморами и кварцитами с прослоями амфиболитов и кристаллических сланцев, содержащих силлиманит и гранат.

Тастахская серия имеет кислый в значительной степени высокоглиноземистый состав. Все породы мигматизированы, гранитизированы и смяты в линейные складки.

Раннеархейский возраст описанных толщ Хингано-Бурепинского и Дуссе-Алиевского массивов многие геологи отрицают: туловчихинская свита считается нижнепротерозойской (сопоставляется со становым комплексом), а союзненская — среднепротерозойской (Геология СССР, т. XXXII, 1969) или даже рифейской.

Структуры машаньской серии прослеживаются на правый берег р. Усури в пределы Ханкайского массива. Здесь к маньчжурскому комплексу относятся матвеевская и ружинская свиты (Мишкин, 1969), а также тургеневская свита (Докембрий..., 1973). Место свит в разрезе точно не

установлено, но тургеневская свита, несомненно, является самой верхней. Положение нижележащих свит спорно (Смирнов, 1976).

Матвеевская свита (3,2 км) сложена биотитовыми, гранат-кордиеритовыми и гранат-кордиерит-силлиманитовыми гнейсами и сланцами, прослоями гранатовых, гранат-гиперстеновых, магнетитовых и фаялитовых кварцитов, элизитов, графитистых сланцев, мраморов, гиперстеновых и диопсидовых гнейсов. Подстилающие ее мраморы, содержащие графит и диопсид, с прослоями биотитовых, гиперстен-биотитовых, диопсидовых гнейсов и сланцев, М. А. Мишкин (1969) относит к ружинской свите. *Ружинская свита* (1,0—2,0 км) представляет собой переслаивание диопсидовых, салитовых и биотитовых гнейсов с мраморами, кальцифирами (содержащими диопсид, графит и минералы группы гумита) и графитистыми сланцами. *Тургеневская свита* (2,0 км), залегающая со скрытым угловым несогласием, сложена биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами и сланцами, прослоями мраморов (с графитом и диопсидом) и амфиболитов.

Породы прорваны лейкократовыми, часто турмалиновыми гранитами и жиллообразными телами ортотектитовых гранитов с гранатом, часто мигматизированы и гранитизированы с развитием порфиробластовых гнейсов. Самые ранние интрузивные породы — габбро-нориты. Толщи смяты в крупные куполовидные структуры, обрамленные открытыми складками. Повсеместно развиты складчатость высших порядков и будинаж. Для матвеевской и ружинской свит имеется несколько докембрийских (по не архейских) К-Аг датировок — 729, 783, 830 и 1630 млн. лет (Мишкин, 1969).

В Сихотэ-Алиньской складчатой области глубокометаморфизованные породы выходят в Хорско-Аньюнской зоне разлома (Изох, Ушакова, 1969). С. С. Зимин (личное сообщение) наблюдал здесь кордиеритовые гнейсы с полисинтетически сдвойникованным кордиеритом — типичным минералом нижнеархейских образований. Возраст мелких блоков гнейсов, кристаллических сланцев и мигматитов, известных в Южном Приморье на берегу Японского моря, А. А. Маракушев и А. М. Смирнов считают раннеархейским. Здесь развиты порфиробластовые биотитовые, грапат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы, биотитовые и графитовые сланцы и амфиболиты. Ксенолиты этих пород содержатся в двуслюдяных и мусковитовых гранитах и в габбро. К-Аг возраст мусковита из двуслюдяного гранита, содержащего ксенолиты, 529 млн. лет, а роговой обманки из амфиболита — 622 млн. лет (Мишкин и др., 1970). Гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы М. А. Мишкин сравнивает с архейскими породами Хапкайского массива. Метаморфические толщи простираются на северо-запад резко несогласно по отношению к господствующему северо-восточному простираению мезозойских структур Сихотэ-Алиня. Имеющиеся данные по архейским (?) образованиям Сихотэ-Алиня позволяют параллелизовать их с маньчжурским комплексом.

Толщи, входящие в состав маньчжурского комплекса, хорошо сопоставимы, а комплекс в целом параллелизуется с алданским комплексом (табл. 13). Основанием для этого служит сочетание общих признаков. Таковы набор пород (высокоглиноземистые и пироксеновые гнейсы и сланцы, чарнокиты и эндербиты, двухпироксеновые кристаллические сланцы, высокоглиноземистые и диопсидовые кварциты, кальцифиры), цикличное строение разреза, метаморфизм в условиях от гранулитовой до амфиболитовой фации, мигматизация и гранитизация с образованием порфиробластовых гнейсов, типичная минерализация (графит, флогопит, апатит, турмалин), куполовидные структуры и т. д. Аналогичный вулканогенно-карбонатно-терригенный состав исходных пород маньчжурского и алданского комплексов подтверждается специальными исследованиями И. В. Мишкиной (1975) и И. С. Шульдипера (1973) архейских образований Хапкайского массива.

Строение разреза маньчжурского комплекса и возраст его подразделений

Эталонный комплекс	Докембрий... 1973; Смирнов, 1976				Милкия, 1969		Геология СССР, 1966	
	Восточная Маньчжурия	Халкайский массив	Малый Хинган	Бурейский антитиплоорий	Халкайский массив	Малый Хинган	Бурейский антитиплоорий	
Архейский комплекс	Серия хадэ ?	Тургеневская свита ?	Союзенская свита ?	Лепицанская свита	Тургеневская свита ?	Союзенская свита ?	Лепицанская свита	Нижний протерозой
	Машаньская серия	Ружинская свита	Тулуншинская свита	Саганарская свита	Матвеевская свита	Тулуншинская свита	Саганарская свита	
	Шуаньшаньская серия	Матвеевская свита		Амбардахская свита	Ружинская свита		Амбардахская свита	
Ицунская серия	Карбонатная толща							
Тимтонская серия								
Джелтулинская серия								

П р и м е ч а н и е.

— согласное залегание, ~~~~~ структурное несогласие, - - - граница не установлена

Формационная принадлежность пород маньчжурского комплекса отражает своеобразные структурные условия раннеархейского этапа развития земной коры (Докембрий..., 1973). Формации сочетают геосинклинальные (в начале циклов) и платформенные (в конце их) черты. Так, близки к геосинклинальным терригенно-вулканогенные (базитовые) низы машаньской серии — аналога тимптонской. Наоборот, высокоглиноземистые и кварцитовые осадки шуаньшаньской и матвеевской серий, отвечающих верхнеалданской свите, формируются в условиях приближающихся к платформенным.

На своеобразии тектонического режима указывает и характер дислокаций. Складчатые структуры представляют собой сочетание крупных куполов и окаймляющих их «квазилинейных» складок с изгибающимися шарнирами (Докембрий..., 1973). Они осложнены складками высших порядков, часто отражающими течение вещества, — мелкими изоклинальными, птигматитовыми складочками, складками нагнетания и структурными будинажа.

Относительно кислый состав маньчжурского комплекса отличает его от образований более основного зверевского комплекса. Обособившиеся в раннем архее более кислые и более основные структурно-вещественные комплексы занимали различное структурное положение (Смирнов и др., 1970; Докембрий..., 1973). Первые сформировали крупные относительно устойчивые глыбы, вторые же были развиты в

пределах окаймляющих их более подвижных зон (рис. 45).

К наиболее ранним проявлениям магматизма относятся кристаллические сланцы ультраосновного состава — дупроксеновые, некоторые основные ортосланцы и ортоамфиболиты. Залегали ли они первоначально в виде покровов или пластовых интрузий, не установлено. Сип- и посторогенными были пластовые и рвущие тела габбро и норитов. Собственно магматические, преимущественно лейкократовые гранитоиды слагают небольшие интрузивы и часто содержат турмалин и гранат. Пегматиты и ортотектитовые граниты с голубоватым кварцем, характерным для раннеархейских образований, образуют жиллообразные массы. Они обычно содержат крупные кристаллы разложенного граната и турмалина. Анатектические гранитоиды (порфиробластовые гнейсы), приближающиеся по составу к гранодиоритам, образуют мощные, в общем согласные тела; они измеряются первыми километрами по мощности и простираются на десятки километров. Широко развиты метасоматиты, содержащие флогопит, диопсид, скаполит, апатит, редкоземельные минералы и магнетит (Маракушев, 1965; Докембрий..., 1973).

Раннеархейский возраст маньчжурского комплекса не подтвержден радиометрически и является дискуссионным. Наряду с точкой зрения, принимаемой в настоящей работе, существуют и другие представления о положении его подразделений в разрезе и их возрасте (см. табл. 13).

В связи с этим следует подчеркнуть, что возрастные сопоставления в ранних работах основывались на господствовавшем тогда мнении о раннепротерозойском возрасте станового комплекса, а глубинность метаморфизма принималась за главный критерий возраста. Недавние исследования подтвердили допротерозойский возраст станового комплекса и показали, что нижнеархейские толщи в различных регионах метаморфизованы в условиях, меняющихся от наиболее глубоких (чогарская субфация) до менее глубоких, отвечающих амфиболитовой фации (Шульднер, 1973; Корсаков, 1973). Эти данные сводят на нет противоречия в оценке возраста маньчжурского комплекса, приведенный же сравнительный материал достаточно надежно свидетельствует о справедливости точки зрения, принятой в настоящей работе. Послеархейские радиометрические датировки пород комплекса, очевидно, отражают процессы радионуклидного омоложения, протекавшие при последующих диастрофических событиях.

В области кайнозойской складчатости к нижнему архею с большей или меньшей условностью относятся некоторые метаморфические толщи Японии (комплекс Тэрано, часть гнейсов Хида) и Камчатки (гранулиты Ганальского хребта). Раннеархейский возраст комплекса Тэрано, обобщающегося в структурной зоне Куроэгава, особенно условен. Комплекс сложен двуслюдяными сланцами (часто с гранатом), гнейсовидными гранатовыми и авгит-гранатовыми амфиболитами и эпидот-актинолитовыми породами, образующими линии среди гранитов. Гнейсовидные амфиболиты могут быть продуктом регрессивного метаморфизма гранатовых габбро и основных чарьокитов (Геологическое развитие..., 1969).

Вопрос о возможности выделения нижнего архея в зоне Хида был поставлен в связи с находками на юго-западе зоны гранулитовых пород.

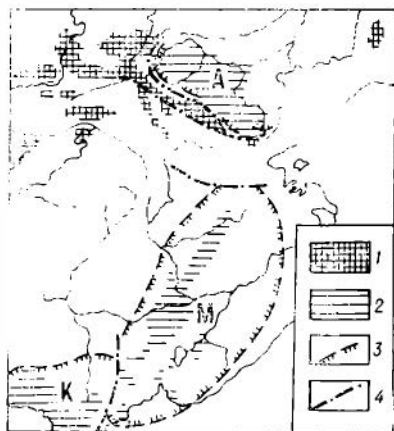


Рис. 45. Схема распространения нижнеархейских комплексов (по А. М. Смирнову и др., 1970).

1 — звероверский комплекс и его аналоги; 2 — алданский, маньчжурский, наннинский и люндунский комплексы; 3 — границы распространения более кислых комплексов в пределах овалов раннеархейской седиментации; 4 — разломы. А — Алданский овал; М — Маньчжурский овал; К — Сино-Корейский овал.

В этом районе в виде небольших линз среди мраморизованных в амфиболитовой фации роговообманково-клинопироксеновых гнейсов встречаются корундовые гнейсы. Свойственные им минеральные ассоциации (корунд-калиевый полевоы шпат — плагиоклаз — биотит), возможно, отвечают гранулитовой фации метаморфизма. Эти породы предположительно представляют собой небольшие регионально метаморфизованные интрузивные тела сиенитов (Suzuki, Kojima, 1970). В тех же условиях, а также среди мигматитов были обнаружены дупироксеновые и волластонитсодержащие клинопироксен-плагиоклазовые гнейсы и эклогитоподобные породы. Эти, возможно реликтовые, образования свидетельствуют о более раннем метаморфическом событии, когда вся толща была изменена в условиях гранулитовой фации (Suzuki, 1973).

Блоковое строение зоны Хида (см. ниже) затрудняет установление действительных стратиграфических взаимоотношений метаморфических образований смежных блоков, и не исключено, что некоторые из них, в частности на юго-западе зоны, сложены нижнеархейскими толщами. Наибольшая из радиометрических датировок гнейсов Хида — до 2 млрд. лет (древнейшая для докембрийских образований всего рассматриваемого региона) — формально отвечает рубежу раннего и среднего протерозоя. Не исключено, однако, что она отражает перестройку «первичных» архейских изотопных отношений в результате среднепротерозойских тектономагматических воздействий.

В ядре Камчатской антиклинория в самых низах разрезов метаморфид Срединного и Ганальского хребтов (см. ниже) были сделаны находки, позволяющие поставить вопрос о возможном существовании в основании Камчатской складчатой области нижнеархейских образований.

Наиболее интересные данные получены в Ганальском хребте. Здесь, в ганальской серии, метаморфизованной в амфиболитовой фации, близ контакта с габбро-норитами Юрчикского лополита встречены участки, сложенные гиперстеновыми, кордиерит-гиперстеновыми гнейсами и плагиогнейсами, кварцито-гнейсами, кварцитами и согласными телами гранитоидов. Предполагается, что эти гранулитовые породы представляют собой реликты нижнеархейского гранулитового комплекса, более древнего, чем ганальская серия (Герман, 1974). Однако А. А. Маракушев и М. А. Мишкин считают гранулиты продуктами контактового метаморфизма.

Среди пород колпаковской серии Срединного хребта, метаморфизованных в амфиболитовой фации, встречаются гнейсы с гиперстеном и кианитом и гранатовые амфиболиты — породы, обычные для гранулитовых комплексов. Подобно ганальским гранулитам они могут рассматриваться или как свидетели предшествующего метаморфического события, происходившего в более глубоких условиях, или как результат локального повышения температуры и давления. Если их появление не связано с интрузиями базитов, которые могли выносить материал из глубин, трактовка гранулитов колпаковской серии как отторженцев более древнего субстрата представляется маловероятной.

Амфиболиты и гнейсы, аналогичные породам колпаковской и ганальской серий, встречаются в виде ксенолитов в лавах вулканов Ключевской группы (Тимербаева, 1967), а диафторированные аналоги ганальской серии отмечены в Хавывенской возвышенности (Марченко и др., 1973). Это указывает на существование кислых сиалических пород в основании геосинклинального разреза Камчатки, что подтверждается также данными ГСЗ (Утнашии и др., 1974) и МТЗ (Копылков и др., 1976). Не исключено, что в их составе присутствуют и раннеархейские образования.

Находки в лавах вулканов Курильской гряды ксенолитов дупироксеновых и других кристаллических сланцев основного состава (гранулитов), анортозитов и плагиогранитов (Федорченко, Родионова, 1975), видимо, указывают на связь через «пояс Иидзима» (Докембрий..., 1973) древнейших образований Камчатки и Японских островов (рис. 46). Более

основной состав курильских ксенолитов (и комплекса Тэрано?), возможно, свидетельствует о большей близости этих образований к зверевскому комплексу.

Предположения о возможном раннеархейском возрасте некоторых метаморфических комплексов во внутренних зонах Тихоокеанского пояса основываются на их метаморфизме в условиях гранулитовой фации. На больших глубинах соответствующие условия существовали и на последующих этапах развития Земли и не могут поэтому служить критерием возрастной принадлежности. Однако региональный метаморфизм в условиях гранулитовой фации умеренных глубин является характерной особенностью раннего архея (и катархея). Обстановка на поверхности Земли в это время примерно отвечала современным условиям температуры и давления на поверхности Венеры, что благоприятствовало региональному проявлению метаморфизма гранулитовой фации (Шульдинер, 1976).

Если в области позднемезозойской складчатости присутствие нижнего архея почти доказано (отсутствуют только соответствующие радиоизотопные датировки), для кайнозойских складчатых сооружений вопрос остается открытым, но имеются серьезные доводы в пользу предположения о раннеархейском возрасте части образований, входящих в состав комплекса основания.

ВЕРХНИЙ АРХЕЙ

В области мезозойской складчатости аналоги станового комплекса условно выделяются лишь в Контумском выступе Индосинийского массива. Основанием для отнесения здесь к верхнему архею гнейсов и амфиболитов нижней толщи метаморфического комплекса служит их полная идентичность амфиболито-гнейсовому комплексу Южно-Китайского массива, который китайские геологи включают в верхнеархейский комплекс Утай, а М. С. Нагибина сопоставляет со становым комплексом (Смирнов, 1976).

В Контумском выступе мощность толщи роговообманковых, гранатовых и биотитовых гнейсов и амфиболитов измеряется несколькими километрами, толща смята в линейные складки субмеридионального простирания и прорвана гранитоидами. Вышележащая толща сложена мусковит-биотитовыми сланцами с силлиманитом, дистеном, гранатом и графитом, содержащими прослойки кварцитов, метапироксенитов, амфиболитов и мраморов (Saugin, 1944). Хотя ее взаимоотношения с подстилающими образованиями не установлены, эта толща или также относится к верхнему архею, или имеет среднедокембрийский возраст. Не исключено, что в выходах, протягивающихся полосой к северо-западу от Контумского выступа, обнажаются образования, аналогичные описанным (Смирнов, 1976).

Площадь, занятая в этом районе докембрийскими супракрустальными породами и прорывающими их гранитами, приблизительно равна 25 000 кв. км. Какую роль среди них играют верхнеархейские (?) гнейсы и амфиболиты, сказать трудно. Если учесть, что они расположены на про-

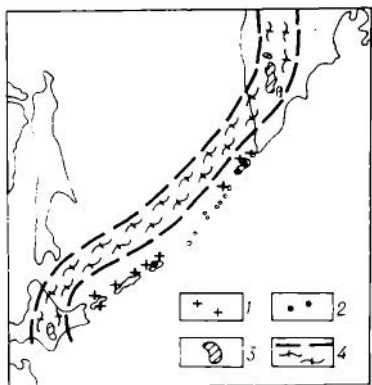


Рис. 46. Докембрийские гнейсовые комплексы Среднего хребта Камчатки и зоны Хидака (о. Хоккайдо) и «гранито-гнейсовый» пояс (по Ю. Л. Неверову и др., 1964 и А. Iijima, 1964, с дополнениями).

1, 2 — галька и ксенолиты в третичных и четвертичных конгломератах, вулканических брекчиях и магматических породах; 1 — гнейсы и гранито-гнейсы; 2 — ультраосновные породы; 3 — выходы гнейсовых комплексов; 4 — «гранито-гнейсовый» пояс.

должении по простираанию верхнеархейских толщ Южно-Китайского массива, и принять во внимание другие изолированные выходы докембрийских пород в пределах Индосинийского массива и его непосредственного обрамления, общая площадь, занятая верхнеархейскими образованиями, возможно, превышает на юге Индокитайского полуострова 400 000 кв. км.

В обрамляющих позднепалеозойских складчатых сооружениях они столь же условно выделяются в немногих местах. Таковы толщи биотитовых и роговообманковых гнейсов, амфиболитов и кварцитов, обнажающиеся в верховьях р. Нонни. Близ р. Нэхэ, например, амфиболито-гнейсовая толща смята в крутые линейные складки меридионального простираания. Через изолированные обнажения гранитизированных амфиболитов и гнейсов в междуречье Нонни и Амура намечается связь этих образований с верхнеархейскими аналогами станового комплекса, развитыми в окрестностях Благовещенска. Отдельные выходы сходных пород прослеживаются на юг до зоны развития верхнеархейских (?) гнейсов и амфиболитов, обрамляющей с севера раннеархейское ядро Сино-Корейского массива.

В пределах собственно мезозойских складчатых зон верхнеархейские (?) амфиболиты и гнейсы выходят в виде отдельных пятен среди полей развития нижнего архея. К ним условно относятся дичунская свита Хингано-Буреинского массива, а также амфиболитовые толщи, обнажающиеся в Ханкайском массиве (к западу от оз. Ханка) и развитые в районе г. Находка.

Близ Находки, на перевале Американка, они представлены мигматитами по ортоамфиболитам. Тела габбро (исходных пород амфиболитов) формировались вдоль крупных разломов, по которым внедрялись и последующие порции базитовой магмы, наращивая ранее существовавшие интрузивные тела. Образовавшиеся в результате этого крупные массивы габбро-амфиболитов трудно расчленимы по возрасту. Поэтому выделение среди них позднеархейских образований осуществимо далеко не везде. Позднеархейский возраст хотя бы части амфиболитов радиометрически не установлен и принимается по аналогии (в вещественном составе, метаморфизме и ультраметаморфизме) с эталонной аньшаньской серией Сино-Корейского массива.

Справедливость такого заключения косвенно подтверждается составом пород, образующих ксенолиты в амфиболитах, которые частично сопоставляются с нижнеархейскими породами Ханкайского массива, а частично отвечают ассоциациям, свойственным аньшаньской серии (Докембрий..., 1973). Так, Н. Г. Мельничков обнаружил в ксенолитах гнейсы и кристаллические сланцы, а М. А. Мишкин отмечает биотитовые и биотит-амфиболовые сланцы, гнейсы, мигматиты и кальцит-диопсид-тремолитовые мраморы (Мишкин и др., 1970). Биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты, по данным И. З. Бурьяновой и Ф. Р. Лихта, участвуют в строении северной части Сергеевского массива габбро-амфиболитов и других габброидов.

Дичунская свита (примерно 500 м) сложена амфиболитами, роговообманковыми, диопсидовыми и биотитовыми плагиогнейсами с редкими прослоями мраморов. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и слабо мигматизированы (Ромашкин, 1974). Они, по-видимому, согласно залегают на гнейсах и мигматитах туловчихинской свиты (Геология СССР, т. XIX, 1966) и обнажаются в виде отдельных пятен, слагая фрагменты брахисинклинальных (?) складок. А. А. Маракушев (личное сообщение) сопоставляет дичунскую свиту с аньшаньской серией.

Современная площадь распространения верхнеархейских пород этого типа невелика: измеряется первыми сотнями километров. Эти толщи, вероятно, формировались в изолированных структурах, и площадь, занятая ими в прошлом, была того же порядка, что и площадь в современном эрозионном срезе.

Позднеархейский возраст рассмотренных толщ многие геологи отрицают. Л. В. Эйриш (Геология СССР, т. XI X, 1966) относил дичунскую свиту и становой комплекс к нижнему протерозою. Габбро-амфиболиты юга Приморья считаются среднепалеозойскими (Геология СССР, т. XXXII, 1969), хотя Н. А. Беляевский (1956) включал их в архей. К-Аг датировки мусковита (2110, 2250, 2330 млн. лет) и U-Th-Pb возраст ортита (2560 млн. лет) относятся к пегматитам в мигматизированной толще в основании аньшаньской серии, вероятно имеющей раннеархейский возраст. Выше лежащие горизонты, начинающиеся конгломератами (собственно аньшапская серия), прорваны гранитами с К-Аг возрастом 1600 млн. лет (Ли Пу и др., 1960). Последняя цифра свидетельствует лишь, что аньшаньская серия древнее раннего рифея. Единственное указание на время отложения пород серии — примерно 2400 млн. лет назад (Preliminary results..., 1966) — ближе общепринятым представлениям о ее позднеархейском возрасте.

Ранние проявления позднеархейского магматизма представлены метабазитами, входящими в виде пластовых тел ортоамфиболитов в состав стратифицирующихся толщ. Гранитоидный магматизм этого этапа не изучен, но в Сино-Корейском массиве позднеархейские граниты, прорывающие породы аньшаньской и цзинаньской серий, выделялись давно (Маракушев, Смирнов, 1963; Докембрий..., 1973).

По структурной природе аналоги аньшаньской серии могут сопоставляться лишь с платформенным чехлом, отличаясь от него распространением в изолированных мульдах, преобладающей ролью магматизма, дислоцированностью и значительным метаморфизмом.

В области кайнозойской складчатости верхний архей пока нигде не выделялся.

СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

В то время как нижнепротерозойские образования в области мезозой до сих пор не были установлены, среднепротерозойский возраст условно приписывается здесь нескольким метаморфизованным толщам. Они известны как в пределах Ханкайского массива и кристаллических массивов Восточной Маньчжурии, так и на севере Вьетнама.

Лучше всего они изучены в Ханкайском и Кэнтэйском массивах. Площадь, занятая здесь среднепротерозойскими породами, приблизительно оценивается первыми десятками тысяч квадратных километров.

В Ханкайском массиве к среднему протерозою относятся нахимовская и татьяновская свиты (Мишкин, 1969). *Нахимовская свита* (500—3500 м) представлена однообразными биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гнейсами и сланцами, содержащими линзы и прослой амфиболитов и мраморов. Она согласно перекрывается *татьяновской свитой* (2200—2700 м). Нижняя ее толща (900 м) сложена биотитовыми, диопсидовыми и диопсид-амфиболовыми сланцами с линзами кальцифиров и амфиболитов. Выше лежат биотитовые и диопсидовые сланцы с прослоями и линзами графитисто-мусковитовых разностей, и верхняя часть (1000 м) состоит из диопсидовых сланцев, с биотитовыми сланцами и гнейсами в верхах. Породы обеих свит смяты в крупный Нахимовский купол, осложненный складками высших порядков, прорваны телами гранитов, а нижние горизонты нахимовской свиты послонно мигматизированы.

Первичный состав пород изучался И. В. Мишкиной (1975), которая для части гнейсов и сланцев нахимовской свиты установила их происхождение за счет грубозернистых граувакк, песчаников и аркозов. Г. А. Кейльман (личное сообщение, 1968 г.) на основании внешнего сходства некоторых гнейсов нахимовской свиты с докембрийскими ортогнейсами Урала предположил, что они могли возникнуть за счет кислых эффузивов. Значительная часть амфиболитов относится к ортопородам.

В Кэнтэйском, Фэншуйлинском и на юге Хингано-Буреинского массива аналогом нахимовской свиты является мударьцзянская свита и серия сеянлазгоу (Ходак, Сунь Шу, 1959; Маракушев, Смирнов, 1963) — двуслюдяные и биотитовые гнейсы и сланцы с прослоями эпидотовых амфиболитов, кварцитов и в верхах — мраморов.

Мударьцзянская свита (800—1200 м) близ г. Суйяна обнажается в ядре антиклинали из-под пород бамяньтунской свиты условно ранне-рифейского возраста (см. ниже). Она сложена двуслюдяными гнейсами и их турмалинсодержащими разностями, содержащими послойные жилы темного полупрозрачного кварца; в самых верхах залегают мощные линзы мраморов. В районе к востоку от г. Мударьцзяна, возможно в более низких горизонтах, появляются также амфиболиты, актинолит-плагиоклазовые, двуслюдяные сланцы и кварциты.

Серия сеянлазгоу (6300 м) имеет близкий состав, но ее огромная мощность может быть или кажущейся (за счет надвигания чешуй по системе взбросов), или действительной. В последнем случае осадки серии накапливались в зоне с более активным прогибанием; не исключено, что верхняя часть серии отвечает татьяновской свите.

Породы мударьцзянской свиты и ее аналогов метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации, местами слабо мигматизированы и инъецированы аляскитовыми гранитами. Они смяты в широкие открытые линейные или брахиформные, нередко коробчатые складки с почти горизонтальным залеганием на сводах антиклиналей и с углами падения на крыльях до 30—40° (вблизи разломов — до 60—90°). По возрасту эти образования сопоставляются с двумя нижними толщами свиты намдэчхон, развитой на северо-востоке Сино-Корейского массива (Маракушев и др., 1966), — нижней терригенной (более 4,5 км) и средней карбонатно-сланцевой (0,5—1,0 км). Несколько определений K-Ar возраста биотитов (1600—1740 млн. лет) подтверждают отнесение свиты намдэчхон к среднему протерозою. Верхняя терригенная толща (0,5 км) считается пизнерифейской (Смирнов, 1976).

Рассмотренные образования отвечают по возрасту также терригенно-вулканогенному разрезу (4600 м) Улканского и Амуликанского грабенов на юго-востоке Сибирской платформы (топориканская, элгэтэйская и конкулинская свиты). Кислым эффузивам элгэтэйской свиты, возможно, соответствует часть гнейсов нахимовской свиты. Возраст этих трех свит Сибирской платформы подтверждается налеганием на них нижнерифейских толщ, а также Pb^{207}/Pb^{206} и U-Th-Pb датировками циркона из кварцевых порфиров, гранитов из субвулканических тел и рвущих гранитоидов — 1840, 1930—1960 и 1600—1700 млн. лет соответственно (Гамалея, 1968; Смирнов, 1976).

Приведенные сравнительные данные по Сино-Корейскому массиву и Сибирской платформе подтверждают среднепротерозойский возраст нахимовской, татьяновской и мударьцзянской свит, что принимают практически все исследователи.

Преобладающий кислый состав, присутствие среди исходных пород аркозов, а среди предположительных эффузивов — кислых разностей, умеренные мощности и характер складчатости со значительным развитием брахиформных структур указывают на негеосинклинальную природу среднепротерозойских толщ. Несмотря на значительный метаморфизм, которому они подверглись в конце раннего рифея (см. ниже), их можно рассматривать принадлежащими к вулканогенно-осадочному чехлу прото-платформ (Докембрий..., 1973).

На севере Вьетнама среднепротерозойские образования выделяются условно на основании их сопоставления со свитами баньци и кунъян Южно-Китайской платформы (см. гл. XVI). Таковы согласно залегающие комплексы Нам-Ко, Чием-Хоа и На-Ханг (Геология Северного Вьетнама,

1965). Два верхних из них могут иметь и раннерифейский возраст (Смирнов, 1976).

Комплекс Нам-Ко (1,5—6,0 км) сложен кварц-мусковитовыми и кварц-биотитовыми сланцами с кордиеритом, хлоритом и силлиманитом, в верхах содержащими редкие прослой кварцитов, амфиболитов и мраморов. Порфиробласты полевых шпатов иногда делают сланцы похожими на очковые гнейсы.

Комплекс Чием-Хоа (1,0—1,5 км) представлен кварцитами (иногда с косою слоистостью аллювиального и дельтового типа), содержащими прослой метагравелитов с плохо окатанной галькой, мраморов, кварц-слюдистых и графитистых сланцев и амфиболитов.

Комплекс На-Ханг (до 2—2,5 км) с угловым несогласием перекрывается нижним кембрием. Он сложен кварц-двуслюдными сланцами и рассланцованными кварцитами с прослоями и пачками мраморов и с послонными жилами молочного кварца.

Породы прорваны высокоглиноземистыми двуслюдными гранитами и пегматитами, которые, в свою очередь, прорываются габбро-амфиболитами и плагиогранитами; галька последних содержится в пикнепалеозойских конгломератах. Открытые симметричные линейные или вытянутые брахиформные складки с пологими крыльями шириной 10—20 км простираются на северо-запад.

Нижняя половина описанных комплексов сходна с муданьцзянской, нахимовской и татьяновской свитами, а верхняя — с нижнерифейской бамяньтунской свитой и ее аналогами. Эти толщ относят или к нерасчлененному протерозою (Геология Северного Вьетнама, 1965), или к среднему протерозою (Кудрявцев и др., 1969). В бассейне Красной реки со среднерифейской половиной разреза может быть сопоставлен комплекс **Лангле** — кварц-слюдные, кварц-хлоритовые, альбит-хлоритовые, кварц-магнетит-гематитовые сланцы, альбитовые гнейсы и амфиболиты, прорванные графитогнейсами (Juskowiak, 1967).

В других районах Индокитая средний докембрий распознается с меньшей уверенностью. В Южном Вьетнаме такова, возможно, описанная выше серия кристаллических сланцев Конгтумского выступа. Не исключено, что средний протерозой участвует в строении небольших выходов метаморфических толщ в Южной Камбодже и на юге Лаоса, относимых к нерасчлененному докембрию.

В кайнозойских складчатых сооружениях средний, а может быть, и нижний протерозой предположительно участвуют в строении метаморфических зон Индонезии; таковы, например, некоторые докарбоновые комплексы, сложенные кристаллическими сланцами и гнейсами на Суматре и Сераме. Менее вероятно присутствие пород этого возраста на Филиппинах, исключением, может быть, являются домеловые амфиболиты и гнейсы перешейка Тайабас (Kimura e. a., 1968).

Лучше всего среднепротерозойские супракрустальные образования изучены на Японских островах в зоне Хида. В других районах, например в зоне Хидака, они выделяются с большей условностью (Геологическое развитие..., 1968; Докембрий..., 1973).

Комплекс гнейсов Хида (более 15,0 км), распространенный в горах Хида (центральная часть о. Хонсю), сложен биотитовыми (часто с графитом и силлиманитом), гранат-биотитовыми, роговообманковыми и диопсидовыми гнейсами, амфиболитами и мощными пачками доломитовых и кальцитовых мраморов с фаялитом, флогопитом, скаполитом и клиногумитом. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, мигматизированы и инъецированы гранитами с калиевым полевым шпатом; как упоминалось, встречаются линзы гранулитовых пород. По исходному составу выделяются терригенные породы (биотитовые гнейсы с окатанными зернами циркона), карбонатные и мергелистые осадки (мраморы, диопсидо-

вые гнейсы), основные и средние эффузивы и пирокластические породы (роговообманковые гнейсы).

Широкие открытые, часто брахиформные, антиклинали с плавно изгибающимися шарнирами и полого или наклонно падающими крыльями местами осложнены складками высших порядков. Большую роль играют крупные и мелкие разломы, и структура имеет блоковый характер.

Возраст комплекса до последнего времени был дискуссионен, но недавние радиометрические исследования внесли большую ясность в этот вопрос. Так, U-Th-Pb возраст циркона из гнейса по отношению Pb^{207}/Pb^{206} превышает 1493 млн. лет (Yamaguchi, 1967). Pb-Sr датировки силлиманитовых и гранатовых гнейсов из галек и валунов в пермских конгломератах Камиясо — 1470—1680 (и около 2000 млн. лет по изохроне), а K-Ar определения — 1540—1660 млн. лет (Shibata e. a., 1971). Эти породы, снос которых шел с массива Хида, совершенно аналогичны гнейсам Хида и отвечают по времени метаморфизма границе среднего и позднего протерозоя. Меньшие K-Ar значения (945—1440 млн. лет) отвечают позднейшим термальным воздействиям. Вместе с тем, как было отмечено, некоторые блоки в массиве Хида, возможно, являются раннеархейскими, и не исключено, что в состав комплекса входят и нижнепротерозойские толщи.

Гнейсы и другие аналоги пород комплекса Хида обнажаются в отдельных выходах, которые тянутся на запад вдоль берега Японского моря и слагают фундамент островов Оки. Существует мнение, что образования, аналогичные гнейсам Хида, входят в состав основания подводных возвышенностей Японского моря — Ямато, Кипта-Оки и Хокусан-Сё; на это указывают континентальное строение коры и обломки пород, поднятых со дна моря (Hoshino, Nomma, 1966; Береснев, Ковылин, 1969). По-видимому, предположение М. Мэнато с соавторами о существовании на дне Японского моря погруженного кристаллического массива вполне реально (Геологическое развитие..., 1968).

Возможно, что среднепротерозойский возраст имеют и мигматиты осевой части зоны Хидака (о. Хоккайдо); подобные породы, которые были вскрыты здесь глубокой скважиной под юрскими отложениями, сходны, по мнению Т. Ватанабе (личное сообщение, 1966 г.), с породами докембрийского фундамента на севере Кореи. Аналогичное возрастное положение может занимать также серия такануки комплекса Нисидохира в зоне Абукума (биотитовые и амфиболовые гнейсы, двуслюдяные и ставролит-кианит-биотитовые сланцы, мраморы и амфиболиты). Структурный план комплекса Нисидохира резко не соответствует палеозойским структурам зоны Абукума, а породы близки к гнейсам Хида; зерна ставролита и кианита (минералов, редких для метаморфических комплексов фанерозоя) найдены в девонских песчаниках.

Подобные образования распространены и в других районах. В зоне Сангун в плейстоценовых андезитовых лавах содержатся ксенолиты роговообманково-биотитовых и гранатовых плагиогнейсов, амфиболитов, лейкократовых биотитовых гнейсов и мигматитов, близких по составу к породам зоны Хида (Kojima e. a., 1968). В зоне Майдзуру на о. Хонсю метаморфический комплекс Комори сложен биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами и амфиболитами с прослоями мраморов; галька гнейсов и гранито-гнейсов входит в состав пермских и триасовых конгломератов (Капо, 1969).

На присутствии среднепротерозойских пород в комплексе основания геосинклинального складчатого сооружения Японских островов указывает и U-Th-Pb датировка детритового циркона (по отношению Pb^{207}/Pb^{206} из гнейса в зоне Рёкэ — 1792 млн. лет (Ishidzaka, 1969)). По данным ГСЗ, слой со скоростью $V_p = 6,0—6,2$ км/с (отождествляемый с досилурийским фундаментом) выходит на поверхность или приближается к ней в плато Абукума, поясе Хида, поясе Майдзуру и других зонах (Капо,

1969). Значительная его часть, видимо, сложена докембрийскими образованиями, аналогичными гнейсам Хида.

О возможности существования сиалической коры в докембрии как в пределах Японского моря, так и в части Тихого океана, примыкающей к Японским островам, говорят и некоторые другие факты. Галька гнейсовидных гранат-микроклиновых гранитов и ортокварцитов была обнаружена в конгломератах серии Симанто на островах Кюсю, Окинава и в поясе Мино-Танба (о. Хонсю). Этот материал поступал с размывавшейся суши, существовавшей на месте Тихого океана и Филиппинского моря (Токуока, 1967; Капо, 1974). При драгировании на подводной возвышенности Криштофовича в Японском море были подняты обломки плагиогнейсов, гнейсов и мигматитов с Rb-Sr возрастом 1983—2729 млн. лет (Леликов, Береснев, 1975). Значительные радиометрические датировки позволяют лишь частично сопоставлять описанный материал с породами серии Намдэчхон. Большинство гнейсов и мигматитов, поднятых со дна Японского моря, ближе по возрасту к раннеархейским комплексам Хаикайского массива.

В Срединном хребте Камчатки к нижнему — среднему протерозою условно относится **колпаковская серия** (4—5 км). В нижней части она сложена биотит-силлиманитовыми гнейсами, гранито-гнейсами и мигматитами, а в верхней половине серии развиты биотитовые, амфибол-биотитовые и гранат-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, гранито-гнейсы и амфиболиты. Породы серии, видимо, согласно перекрываются микрогнейсами и сланцами камчатской серии и вместе с ней смяты в складки и прорваны гранитами (Смирнов, 1976). Судя по находкам в третичных конгломератах Курильских островов гальки (а в лавах вулканов — ксенолитов) пород, аналогичных породам колпаковской серии (см. рис. 46), среднедокембрийские (?) образования протягивались по внутренней стороне Курильской дуги от Камчатки до Японских островов (Неверов и др., 1964; Iijima, 1964). Сходство колпаковской серии с гнейсами Хида говорит в пользу их разновозрастности, но в гнейсах Хида широко распространены карбонатные породы, не характерные для колпаковской серии.

Ганальская серия Ганальского хребта, сходная с колпаковской, но имеющая более основной состав, или трактуется как ее возрастная аналог, или считается залегающей несколько ниже (Смирнов, Марченко, 1976). Она, очевидно, древнее ордовика (Герман, 1974).

Среди среднепротерозойских образований выделяются два структурно-формационных типа: протсплатформенный (нахимовская, татьяновская, суйянская свиты) и протогеосинклинальный (гнейсы Хида, колпаковская серия). Толщи второго типа не обладают четко выраженными чертами, свойственными фанерозойским эвгеосинклинальным образованиям, а их положение вблизи симатического ложа Тихого океана представляется неожиданным. Этот вопрос будет рассмотрен в конце главы.

НИЖНИЙ РИФЕЙ

Нижнерифейские толщи, возраст которых более или менее надежно установлен, известны только в мезозойской складчатой области и в ее обрамлении — в большинстве массивов Северо-Восточного выступа (Маркушев, Смирнов, 1963). Лучше изучена *бамяньтунская свита* (4,5—7,8 км). Она согласно залегает на муданьцзянской свите и сложена кварц-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми, мусковитовыми, известково-хлоритовыми и альбит-актинолитовыми сланцами и серицитовыми кварцитами, к которым в низах присоединяются железистые и марганцевосные кварциты. Послойные жилы молочного кварца связаны постепенными переходами с кварцевым материалом сланцев и со слюдистыми кварцитами.

На Малом Хингане, в правобережье Амура изучен наиболее полный разрез свиты (7,8 км), но прямых взаимоотношений с вышележащими (?)

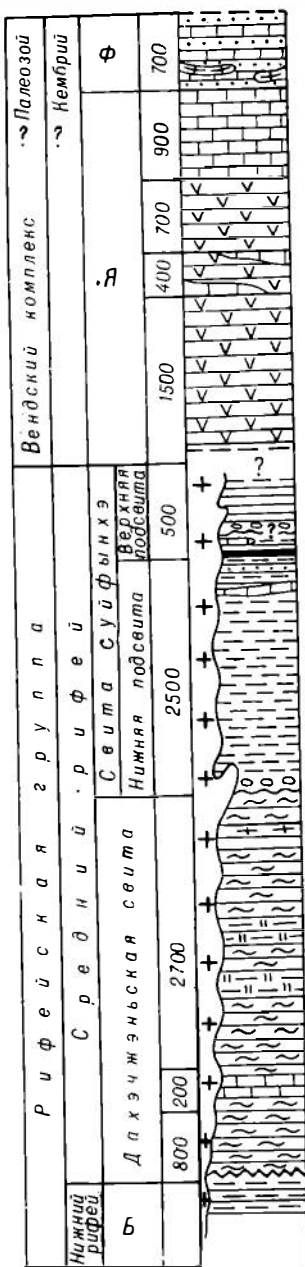


Рис. 47. Сводная колонка средверифейских — вендских (?) образований между речья Амура — Уссури. Составил А. М. Смирнов.

1 — фыньсянские гранитоиды; 2 — основные эффузивы и их туфы; 3 — бамьянгутские гранитоиды; 4 — кварциты (точки), филлитовидные сланцы и филлиты; 5 — мраморизованные известняки; 6 — железистые и марганцовистые кварциты; 7 — серицит-графитовые сланцы; 8 — порфириды; 9 — зеленые сланцы (эпидот-хлоритовые, серицит-хлоритовые, хлоритовые) и порфиритоиды; 10 — кремнистые и серицит-кремнистые сланцы; 11 — кальцитовые мраморы; 12 — метаконгломераты; 13 — серицит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые сланцы; 14 — угловое несогласие; 15 — разрыв. Б — бамьянгутская свита; Я — янмуганская свита; Ф — фыньсянская толща (аналог лондоковской свиты).

кальцитовыми мраморами лагоуской свиты (2 км) не установлено; в Кэнтэйском же массиве свиту, видимо согласно, перекрывают мраморы с пылеватым графитом хуланьской свиты (0,2 км), вероятно отвечающие лагоуской свите. Все породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации (Маракушев, 1965).

В нижней части свиты залегают пластовые тела и линзы ортоамфиболитов, а примерно в середине — мелкие массивы серпентинитов, которые группируются в цепочки, вытянутые по простиранию. В верхах свиты кварцевые и бескварцевые порфиры образуют сплошные тела, иногда разлитозованные и рассланцованные. Мало мощные согласные интрузии биотитовых и аляскитовых гранитов дислоцированы вместе с вмещающими толщами (рис. 47).

Все породы смяты в широкие (до 8—10 км) открытые, часто сундучные, антиклинали, осложненные складками второго порядка. В сводах антиклиналей залегают почти горизонтальное, на крыльях же углы падения достигают 70—90°, развиваются системы согласных сбросов и структуры волочения. Складки вытянуты иногда на десятки километров, но простирания их осей не выдержаны; нередко развиваются бра-

хиформные антиклинали. Плойчатость, широко развитая в сводах антиклиналей, не имеет линейной ориентировки. Поверхности сланцеватости образуют брахиформные микроскладки. По границам с блоками пород раннеархейского Маньчжурского комплекса складки, осложненные продольными сбросами, взбросами и чешуйчатыми структурами, обрамляют их резко дискордантно.

Верхняя часть свиты представляет собой, по С. С. Зимину (1958 г.), морские геосинклинальные образования. Хлоритовые и актинолитовые сланцы, порфиритоиды и амфиболиты являются метаморфическими аналогами продуктов подводных излияний — эффузивных диабазов, порфиритов и их туфов. Часть амфиболитов, очевидно, образовалась за счет интрузивных пород основного состава, внедрившихся в виде пластовых тел. Исход-

ными породами серицит- и серицит-хлорит-кварцевых сланцев, а также кварцитов, видимо, были бедные алюминием кремнисто-глинистые осадки — терригенно-кремнистая формация верхов свиты. В низах геосинклинального разреза выделяется офиолитовая серия, представляющая собой сочетание подводных излияний основного состава с послойными телами ультрабазитов.

Нижняя часть свиты (2 км) преимущественно терригенного первичного состава с марганцевыми и железными рудами и пластовыми интрузивными телами основных пород, возможно, накапливалась в субплатформенных условиях, близких к условиям, существовавшим при накоплении осадков муданьцзянской свиты (Смирнов, 1968). Линзовидные тела известняков, венчающие разрез, видимо, формировались в изолированных бассейнах на завершающей стадии геосинклинального цикла.

Отнесение бамяньтунской свиты к нижнему рифею основывается на ее положении между среднепротерозойскими и средне-позднерифейскими толщами; структуры последних наложены на структуры бамяньтунской свиты. К-Аг датировки реликтовых участков в мезозойских гранитах, прорывающих бамяньтунскую свиту, — 1,0—1,1 млрд. лет (Смирнов, 1968).

Аналоги бамяньтунской свиты широко распространены в складчатом обрамлении мезозойд и встречаются в области мезозойской складчатости. *Урильская свита* (1,1—2 км) развита на Малом Хингапе; в ущелье Амура ее породы протягиваются на правый берег, в поле развития бамяньтунской свиты. Большинство геологов урильская свита включается в состав амурской серии, которая перекрывается «синийской» хинганской серией (Геология СССР, т. XIX, 1966). Исследования на обоих берегах Амура показали, что контакты как между амурской и хинганской сериями, так и между свитами амурской серии тектонические и стратиграфическое положение урильской свиты в плохо обнаженном левобережье Амура едва ли может быть однозначно установлено (Смирнов, 1963).

Свита сложена биотитовыми, двуслюдяными и хлоритовыми сланцами (часто с альбитом и гранатом), кварцитами, преимущественно слюдястыми, иногда грапат-магнетитовыми, а также графитовыми сланцами, амфиболитами и (в верхах) мраморами (Геология СССР, т. XIX, 1966). Сланцы обладают бугорчатой поверхностью плоскостей сланцеватости, вызванной развитием «очков» кварца и альбита, обтекаемых слюдястым материалом. Местами сланцы импрегнированы гранитным материалом. Крупные открытые, часто сундучные, складки с почти горизонтальным залеганием в сводах антиклиналей на крыльях осложнены разломами и связанными складками второго порядка с круто падающими осевыми плоскостями. Подобные образования протягиваются в виде провесов кровли среди гранитов до Софийского и Афанасьевского куполов на севере Хингано-Буреинского массива. Обнажающиеся в них эльгинская, афанасьевская свиты (а также ипатинская, залегающая на среднепротерозойской саларинской свите) неотличимы от урильской.

Породы **краевского комплекса** (4,8 км), обнажающегося в западном обрамлении Хапкайского массива, непосредственно прослеживаются в поле развития пород бамяньтунской свиты. Обе толщи имеют одинаковый состав и принадлежат к единому геологическому телу.

Сланцы изобилуют послойными кварцевыми жилами и смяты в пологую складку близширотного простирания. Выше с угловым несогласием (?) залегают метаконгломераты среднего (?) рифея.

Бамяньтунская свита и ее аналоги распространены от северных границ Хингано-Буреинского массива до северо-востока Корейского полуострова. Низы нижнерифейских и среднепротерозойских образований близки формационно и могут рассматриваться как осадки протоплатформенного чехла. Выше разрез приобретает эвгеосинклинальный облик: внизу развивается спилитовая формация с офиолитами, а еще выше —

кремнисто-глинистая; цикл завершается карбонатными толщами. Строение разреза, слабые проявления гранитоидного магматизма, складчатость неальпийского типа и развитие на протоплатформенном основании позволяют называть структуры, в которых формировались эти образования, рудиментарными геосинклиналями (Смирнов, 1968).

Тожественные комплексы, обнажающиеся на севере Вьетнама, были рассмотрены выше.

Площадь, запятая выходами на поверхность раннерифейских образований в пределах мезозой и их рамы на юге Дальнего Востока и в Восточной Маньчжурии, превышает 20 000 кв. км, а на севере Вьетнама доходит до 8000 кв. км. (Смирнов, 1968; Геология Северного Вьетнама, 1965).

В области кайнозойской складчатости нижний рифей не установлен; возможно, этот возраст имеет нижняя часть камчатской серии. Приблизительная площадь, занятая выходами этих образований, едва ли превышает 1000 кв. км.

СРЕДНИЙ РИФЕЙ — ВЕНД

Толщи этого возраста, который определяется с известной условностью, развиты в области мезозойской складчатости и в ее западном обрамлении. Они обнажаются в вытянутых зонах, ограниченных разломами и наложенных на более древние структуры. Среднерифейские (?) горизонты лучше изучены в Кэнтэйском и Фэншуйлинском массивах и в Дахэжэньском выступе, где в их составе выделены две свиты (см. рис. 47).

Дахэжэньская свита (3,7 км) сложена зелеными (серицит- и эпидот-хлоритовыми.) серицит-кремнистыми и кремнистыми сланцами, мраморизованными известняками, порфиритоидами и порфироидами. Эти породы, несогласно залегающие на бамяньтунской свите, распространены в субмеридиональной полосе, которая тянется от Дахэжэньского выступа почти до Сино-Корейского массива.

Свита суйфынхэ (3,1—3,5 км) залегают с разрывом и конгломератами в основании и представлена кварц- и серицит-графитовыми сланцами, филлитами и кварцитами (с прослоями магнетитовых и марганцовистых разностей), а также пачками мраморизованных известняков. Верхние свиты (0,5 км) сложены однообразными филлитами и филлитовидными сланцами, переслаивающимися с кварцитами, среди которых встречаются железистые разности; они начинаются конгломератами с галькой серицит-графитовых сланцев.

К венду в этом районе условно отнесена *ямуганская свита*, взаимоотношения которой со свитой суйфынхэ не известны (см. рис. 47).

В дахэжэньскую свиту внедрены согласные тела серпентинитов, с которыми связаны рудопоявления хромита, а обе свиты прорываются гранитами и тропдьемитами.

Максимальный K-Ar возраст рвущих бамяньтунских гранитоидов (по биотиту) — 790 млн. лет — отвечает позднему рифею, и на этом основании, а также по аналогии с другими рифейскими толщами Дальнего Востока, дахэжэньская свита и большая часть свиты суйфынхэ отнесены к среднему рифею, а верхние свиты суйфынхэ — к верхнему рифею. Обе свиты смяты в узкие линейные открытые и сжатые складки. Углы падения на крыльях открытых складок с шириной, измеряющейся первыми километрами, редко превышают 45°. Сжатые складки — прямые, наклонные и опрокинутые, местами группируются в веерообразные структуры. Углы падения в сжатых складках доходят до 80—90°, а ширина складок не превышает 1 км.

На Малом Хингане строение лучше всего изученного и прекрасно обнаженного разреза по Амуру все еще дискуссионно. Точка зрения

С. А. Музылева, В. А. Ярмолюка и Л. В. Эйриша, которые в состав хинганской серии верхнего докембрия включают союзненскую свиту, была принята на совещании по докембрию юга Дальнего Востока (Хабаровск, 24—26 февраля 1976 г.). Другие исследователи (М. С. Марков, М. Г. Золотов, А. М. Смирнов) исключают союзненскую свиту из разреза верхнего докембрия, считая ее более древней.

По принимаемой в настоящей главе схеме в состав среднерифейских — вендских отложений юга советского Малого Хингана входят четыре свиты — от дигурской до рудоносной. Низы разреза, видимо соответствующие дахэжэньской свите и нижней части свиты суйфынхэ, обнажаются в верховьях Нимана: *ландырьская свита* (до 2,5 км) — зеленые и кварцитовидные сланцы, линзы мраморов; *туянская свита* (1,1 км) — кварциты, метаэффузивы, метапесчаники; *ниманская свита* (1,5 км) — графитистые филлиты, филлитовидные сланцы, прослой ашм и линзы известняков (по В. В. Онихимовскому; Решения..., 1958). Хотя сейчас эти свиты не выделяются, а их образования относятся к фанерозою, весьма вероятно, что в состав фанерозойских толщ включены и литологически сходные рифейские отложения.

Вышележащий разрез следующий. *Дигурская свита* (1,0—1,2 км) сложена известняками, частично с пылеватым графитом, вверху — мергелистыми, а внизу содержащими прослой филлитов, графитистых сланцев и зеленокаменных пород. *Игинчинская свита* (0,5—1,1 км) представляет собой флишоподное переслаивание полимиктовых метапесчаников и металавролитов, перекрытых филлитовидными сланцами. *Мурандавская свита* (0,2—1,0 км) сложена доломитами, часто кремнистыми и глинистыми, содержащими линзы магнезитов, прослой седиментационных брекчий (в верхах), кремнисто-глинистых, кремнистых и углисто-глинистых сланцев и известняков. В нижней половине свиты найдены остатки водорослей и мелких бескульптурных раковин (*Lingula?*), а в верхней — водоросли, близкие к *Newlandia*, и медузообразные отпечатки.

Рудоносная свита (до 0,4 км) перекрывает мурандавскую свиту с размывом. В нижней ее части залегают глинисто-доломитовые и доломитовые брекчии, прослой глинистых доломитов и доломитовых песчаников, углисто-глинистых, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев. Местами эта толща (20—40 м) замещается доломитами (50—200 м). Выше лежат полосчатые железистые микрокварциты (в основании с марганцоворудным горизонтом), переслаивающиеся с глинисто-доломитовыми брекчиями. Верхняя половина свиты представлена углисто-глинистыми, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с линзами и прослоями углстых и известковистых доломитов и известняков. В них найдены остатки водорослей и мелкие раковины, похожие на *Lingula*.

Выше согласно залегают известняки и кремнистые сланцы *лондоковской свиты* (0,5—0,6 км), относимой к нижнему кембрию.

Дигурийские известняки аналогичны известнякам в средней части свиты суйфынхэ, игинчинская свита отвечает верхней ее половине. Б. М. Келлер считает возможным сопоставлять юдомскую и мурандавскую свиты и отнести их к «терминальному» рифею (венду). Вероятно, вендский возраст имеет и рудоносная свита; на это указывают определения возраста монацитов из гранитов биджанского комплекса, прорывающих «спинкембрийские» отложения Малого Хингана, — 570—604 млн. лет (Ициксон, 1961; Лови, 1961). Не исключено и второе предположение, что существуют две рудоносные свиты — вендского и раннекембрийского возраста (Смирнов, 1976).

Возраст вышележащей лондоковской свиты, видимо, раннекембрийский: ее приблизительный аналог в Приморье — прехоровская свита — содержит археоциаты анданского яруса (Окунева, 1969). Тем не менее, как и в случае с рудоносной свитой, возможно, что близкие по составу и строению разреза толщи встречаются и в верхах венда, и в низах кембрия.

В мельгинском разрезе на западе Хингано-Буреинского массива *суларинская* и *мельгинская свиты*, сопоставляющиеся соответственно с игинчинской и мурандавской свитами, согласно перекрываются *чергиленской свитой* с археоциатами ленского яруса.

В пределах собственно мезозойд среднерифейские — вендские толщи развиты в Вознесенской, Спасской и Кабаргинской зонах Ханкайского массива.

В Вознесенской зоне к верхам рифея (к венду) относятся две согласно залегающие свиты (Смирнов, 1976; Липкин, 1967). *Насыровская свита* (0,8—1,3 км) сложена серицит-гематитовыми, кварц-серицит-гематитовыми и кварц-серицитовыми сланцами, микрокварцитами, метаалевролитами и метапесчаниками с желваками железомарганцевых окислов. *Лузановская свита* (0,9—1,1 км) представлена переслаиванием метаалевролитов, метапесчаников, серицитовых, серицит-гематитовых, шунгитовых и графитовых сланцев и прослоев известняков. Нижнекембрийские толщи, содержащие остатки археоциат, залегают выше с размывом или скрытым несогласием.

Породы обеих свит (вместе с нижнекембрийскими толщами) смяты в узкие линейные складки северо-северо-западного простирания, которое на юго-востоке сменяется на северо-западное до почти широтного. Открытые, сжатые, наклонные или опрокинутые складки осложнены крутыми складками высших порядков и многочисленными сбросами, взбросами и сдвигами с горизонтальным перемещением до 0,7 км. К интрузивным образованиям относятся рвущие тела габброидов и вознесенских гранитов. Их K-Ar датировки — 425, 460 и 455 млн. лет (последнее значение для пегматита) — близки по времени к концу позднебайкальских движений.

В Спасской зоне к среднему рифею — венду отнесены две свиты (Мишкин, 1969). *Спасская свита* (2,3 км) с угловым несогласием лежит на татьяновской свите и представлена серицитовыми, серицит-хлоритовыми, кварц-серицитовыми и актинолитовыми сланцами, порфироидами и амфиболитами. Ее согласно перекрывает *митрофановская свита* мощностью более 2,9 км (серицит-графитовые, графитовые, серицитовые, серицит-хлоритовые и актинолитовые сланцы, порфироиды и филлиты). Метаморфизм в Спасской зоне возрастает вниз по разрезу от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, но изограды не совпадают со стратиграфическими границами.

По исходному составу среди пород распознаются эффузивы кератофирового ряда (серицитовые, кварц-серицитовые сланцы, порфироиды), средние и основные эффузивы (актинолитовые сланцы, амфиболиты) и терригенные отложения (филлиты, слюдисто-графитовые сланцы) (Громов, 1956; Мишкин, 1969). Спасская свита сопоставляется с дахэчжэньской. Для этой зоны характерны линейные складки северо-западного простирания, которые обрамляют с юго-запада Нахимовский купол и прилегают по разлому к нижнекембрийским отложениям (Окунева, 1969).

В разрезе Кабаргинской зоны (примерно 4 км) участвуют шесть или пять согласно залегающих свит (Мишкин, 1969; Смирнов, 1976). На нижнеархейских образованиях с угловым несогласием залегают породы (0,7—0,8 км), относимые к спасской свите — биотитовые и силлиманит-биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные сланцы и мусковитовые кварциты, которые скорее представляют собой более метаморфизованные низы митрофановской свиты. *Митрофановская свита* (0,65 км) сложена кварц-мусковитовыми, часто с графитом, графитовыми, полевошпатово-серицитовыми и филлитовидными хлорит-серицитовыми сланцами, а также графитистыми филлитами и прослоями амфиболитов и известняков. Часть амфиболитов, вероятно, слагает пластовые интрузии. Вместе с лысогорской свитой полосчатых графитовых мраморов (0,5—0,6 км) митрофановская свита сопоставляется с нижней полесвиной свиты суйфынхэ. *Кабаргинская свита* (0,4—1,1 км) — аналог игинчинской и верхов

свиты суйфынхэ — представлена кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми и углеродистыми сланцами с пачками кварцевых и кварц-полевошпатовых метапесчаников. *Смольнинская свита* (доломитизированные известняки и доломиты с прослоями хлорит-серицитовых и кремнистых сланцев мощностью 0,1—1,0 км) сопоставляется с мурандавской и, как и рудоносная свита, возможно, относится к венду. *Рудоносная свита* (0,3—0,8 км) сложена в своей нижней половине переслаивающимися глинисто-серицитовыми, серицит-графитовыми и серицит-хлоритовыми сланцами с линзами и прослоями марганценосных и фосфат-кремнистых кварцитов (в том числе железомарганцевых и марганцевых), магнетит-гематитовых и марганцевых руд. Выше появляются прослои известняков, а еще выше — пачка известняков, перекрывающаяся глинисто-серицитовыми сланцами. Разрез венчают битуминозные известняки с линзами кремнистых сланцев, сопоставляющиеся с пижнекембрийской прохоровской свитой.

Рифейский возраст описанных отложений подтверждается изотопными датировками мусковита (K-Ar метод) и рубелита (K-Ar и Rb-Sr методы) из пегматитов, рвущих в Кабаргинской зоне митрофановскую свиту (635 и 635 млн. лет соответственно). Толщи Спасской и Кабаргинской зон прорваны метагаббро, амфиболитами и гранитоидами, которые Е. П. Леликов (1964) считает байкальскими, а также более молодыми гнейсовидными гранитами с порфиробластами микроклина. Рифейские породы обеих зон сматы в открытые и сжатые складки, простирающие которых подчинено более древним структурам, или разрывным нарушениям.

На юге мезозойской складчатой области к перасчлененным рифейско-палеозойским отложениям относится толща серицитовых сланцев, филлитов и кварцитов с линзами известняков, обнажающаяся на о. Хайнань и выделенная в **серию итай** (Региональная стратиграфия..., 1963).

Рифейско-вендские толщи области мезозоид являются эв- и миогеосинклинальными. В базитовых низах толщ первого типа распознаются офиолитовая и спилит-диабазовая формации (дахэчжэньская свита), выше следуют своеобразная углеродисто-терригенная и флишoidalная формации (нижняя и верхняя половины свиты суйфынхэ). В типичном представителе миогеосинклинального типа — толщах Вознесенской зоны — к венду относится только карбонатно-терригенная формация низов разреза, объединяющая насыровскую и лузановскую свиты. В других рассмотренных комплексах, особенно в Кабаргинской зоне, вверх по разрезу происходит смена эвгеосинклинальных формаций миогеосинклинальными.

Общая площадь, занятая выходами на поверхность пород рифейско-вендского возраста, составляет 6500 кв. км на юге Дальнего Востока и в Восточной Маньчжурии и до 2000 кв. км на Хайнане.

В кайнозойской складчатой области (во внутренних зонах Тихоокеанского пояса) рифейско-вендский (?) возраст предположительно имеет камчатская серия Срединного хребта Камчатки.

Камчатская серия (2—3 км) залегает на колпаковской серии согласно или с угловым несогласием и состоит из двух толщ. Нижняя из них (0,4—2 км) сложена «микрогнейсами» — биотитовыми и двуслюдяными плагиогнейсами, иногда с гранатом и силлиманитом, а также биотит-роговообманковыми и роговообманковыми разновидностями. Вблизи гранитных массивов развиваются инъекционные биотитовые гнейсы, сходные с гнейсами и мигматитами колпаковской серии (Смирнов, 1964). Верхняя толща (1,6 км) представлена биотитовыми и двуслюдяными кристаллическими сланцами с многочисленными прослоями, обогащенными графитом, гранатом, ставролитом, кианитом, силлиманитом и андалузитом и подчиненными микрогнейсами. Породы серии метаморфизованы в условиях начальных стадий амфиболитовой фации (Лебедев, 1967). Материнскими породами были, по В. И. Мокроусову (Геология СССР, т. XXXI, 1964) и А. Ф. Мар-

ченко (1968), песчано-глинистые образования. В связи со среднепалеозойским возрастом перекрывающих образований K-Ar датировки (173 и 193 млн. лет) явно преуменьшены (Смирнов, 1976).

Метаморфический комплекс Срединного хребта Камчатки прорывают ультрабазиты, габброиды и гранитоиды; последние, в частности, протерозойского (?) возраста, внедряются в породы колпаковской и камчатской серий, а галька их находится в конгломератах средне-позднепалеозойской малкинской серии. Структура комплекса характеризуется развитием широких открытых, часто брахиформных, складок преобладающих северо-северо-западных простираний и в целом близка к огромному вытянутому окаймленному гнейсовому куполу. Фундамент его, вероятно, сложен породами колпаковской и ганальской серий, которые в значительной мере переработаны в мигматиты и анатектические плагиограниты, занимающие ядро купола. Палеозойские породы верхней части метаморфического комплекса, по-видимому играющие роль чехла, выходят преимущественно на крыльях.

Структурное положение камчатской серии пока не установлено. Небольшая мощность, терригенный состав, простота складчатых форм и близость структурных планов камчатской серии и фанерозойских образований, возможно, свидетельствуют о принадлежности серии к чехлу купола. Исходные отложения скорее всего накапливались в прогибе типа терригенной миогеосинклинали.

В Японии в конгломератах силурийской «группы» Оканаро содержатся гальки трондьемитов (их интрузии широко распространены в байкалидах), письменных гранитов, серицит-биотит-альбит-кварцевых сланцев и биотитовых гнейсов; поскольку в Японии отсутствуют ордовик и кембрий, а до своего размыва породы были метаморфизованы, нет оснований относить их к нижнему палеозою, и, вероятнее всего, сланцы и часть гранитоидов являются рифейскими (Геологическое развитие..., 1968; Смирнов, 1976). Весьма вероятно, что к рифею относятся и некоторые метаморфические образования зоны Рёкэ. Этот вывод подтверждается Rb-Sr значениями возраста метаморфических и магматических пород «внешней зоны» юго-запада Японии (407—448 млн. лет), которые, учитывая широко проявленные процессы омоложения, близки к заключительным фазам байкальского этапа (Matsumoto e. a., 1968). В зоне Хидака внедрения трондьемитов, возможно, происходили в конце протерозоя.

На п-ове Босо глыбы роговообманково-олигоклаз-эпидот-кварцевых, гранат-гематит-кварцевых и биотит-мусковит-хлорит-микроклин-олигоклаз-кварцевых сланцев залегают в серпентинитах (Kanahira e. a., 1968). K-Ar возраст мусковита из гранита, секущего серпентиниты, 42⁴ млн. лет (Kawano e. a., 1966).

Приведенные факты подтверждают существование верхнего докембрия в Японии, но отчленение этих образований как от более древних, так и от более молодых метаморфических толщ пока невозможно.

Выходы подобных пород встречаются также на островах Рюкю, а на Тайване метаморфический комплекс Дананьбао (несколько километров) условно палеозойско-мезозойского возраста обнажается в ядре Тайваньского антиклинория. Здесь выходят серицит-графитовые сланцы, кристаллические известняки, кварцевые, графитовые и хлоритовые сланцы и основные метаэффузивы (Региональная стратиграфия, 1963). Эти породы прорваны гнейсовидными гранитами, смяты в сжатые линейные складки, осложненные взбросами, и несогласно перекрывают условно меловыми обломочными породами (Основы тектоники Китая, 1962). Возможность присутствия среди метаморфид Тайваня позднекембрийских образований не исключена (Ч. С. Хо, личное сообщение).

Слабо обосновано выделение верхнего протерозоя и на Филиппинах, где к нему, возможно, принадлежит часть метаморфизованных доюрских толщ, отнесенных на картах к комплексу основания. Входящие в их сос-

тав амфиболиты, кварц-полевошпатовые, слюдяные и хлоритовые сланцы, филлиты и гнейсы с пачками мраморов и кварцитов широко развиты на Палаване, Миндоро, Лусоне и Минданао. Они прорваны перидотитами, габбро и диоритами и смяты в широкие открытые складки, перемежающиеся с узкими зонами сжатых линейных складок.

Не исключено, что к верхнему докембрию относится часть филлитов, кристаллических сланцев, амфиболитов и гнейсов, распространенных в Индонезии. На геологических картах они иногда разделяются по возрасту на домезозойские (Сулавеси, Молуккские острова), допермские (Тимор) и докарбонные (Калимантан, Серам и Суматра).

Исключительный интерес представляет зональный (?) метаморфический комплекс, обнажающийся в Малайзии (на крайнем северо-востоке Борнео) и относящийся к допозднеюрскому основанию. В его состав входят породы, метаморфизованные в условиях от зеленосланцевой до гранулитовой фации, в частности прорванные ультрабазитами роговообманковые, пироксен-роговообманковые и двупироксеновые бедные кварцем гнейсы, чарнокиты (?) и амфиболиты — продукты метаморфизма габброидов. Считается, что возраст описанных образований едва ли докембрийский (Hutchison, Dhonau, 1971), но это мнение ничем не обосновано.

* * *

Обзор докембрийских образований, развитых в области кайнозойской складчатости и в южной части мезозойского азиатского отрезка Тихоокеанского пояса, позволяет сделать некоторые общие выводы.

В раннем архее на севере региона, возможно повсеместно, включая окраинные моря, сформировался гранитно-метаморфический слой, т. е. кора континентального типа. Возможно, что континентальная кора простиралась в сторону Тихого океана вплоть до современных глубоководных желобов (например, на Камчатке и в Японии), а может быть, и далее.

Наблюдаемые сейчас в пределах мезозойского позднеархейские эвгеосинклинальные складчатые зоны (Контумский выступ), вероятно, представляют собой остатки складчатого сооружения, простиравшегося от Индосинийского массива до северо-восточного обрамления Сибирской платформы. Эта складчатая область в большей своей части скрыта под водами Южно- и Северо-Китайского морей.

Нижнепротерозойские геосинклинальные образования в рассматриваемом регионе не распространены, и можно лишь предполагать их присутствие в составе колпаковой серии и гнейсов Хида. Если это предположение правильно, по восточной окраине материка Азии в раннем протерозое существовала слабо подвижная область. Вместе с тем среднепротерозойские толщи, а также низы нижнего рифея имеют преимущественно протоплатформенный или миогеосинклинальный характер. Эти особенности, свойственные первой половине протерозоя, возможно, отражают ослабление тектонической активности в это время (эпипермский перерыв).

Со второй половины раннего рифея четко обособились платформы и геосинклинали, мало отличимые от соответствующих структурных элементов фанерозоя. Простирания главных геосинклинальных областей обладали «тихоокеанским» направлением, а связанные с ними второстепенные зоны были вытянуты или в близширотном («монголо-охотском») направлении, или в двух других, расположенных под углом 45° . Эта регмагическая система сохранилась без существенных изменений на протяжении около 1,5 млрд. лет.

Таким образом, предистория мезозойских и кайнозойских геосинклинальных складчатых зон южного Тихоокеанского пояса уходит своими корнями в ранний докембрий.

ФУНДАМЕНТ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ, ТУРАНСКОЙ И СКИФСКОЙ ПЛИТ

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Геологических данных о районах распространения и по составу докембрийских образований в фундаменте Западно-Сибирской плиты пока очень мало. Однако по единичным скважинам предположительно докембрийские метаморфические и изверженные породы встречены в западной и центральных частях плиты и на ее восточной окраине.

Среди геофизических материалов особое место занимают данные глубинных сейсмических зондирований (Пузырев, Крылов, 1971). Построенные на этой основе геологические модели показывают, что складчатые системы фундамента плиты образуют мощный гранитно-метаморфический слой, характеризующийся многоярусным строением. Весьма возможно, что во многих участках преломляющий горизонт с граничной скоростью 6,2—6,4 км/с и более представляет собой поверхность кристаллических и глубокометаморфизованных образований докембрия.

В целом тектонические позиции докембрийских комплексов можно представить, исходя из анализа общей структуры доюрского фундамента (рис. 48). В его составе выделяются три блока, по-видимому, добайкальской стабилизации. Два из них (Нядояхский и Касский) расположены на востоке плиты, а третий (Уватский) — на западе. В остаточном поле силы тяжести эти блоки характеризуются положительными аномалиями, подобно архейско-раннепротерозойским блокам в обрамлении плиты (Тараташский на Урале, Ангаро-Канский в Енисейском кряже, Канский в Восточном Саяне). Не исключено, что они могли быть связаны соответственно с Сибирской и Европейской платформами и обособились в процессе образования байкальских геосинклинальных систем. О строении складчатых комплексов древних блоков могут быть даны лишь самые общие сведения, основанные на истолковании геофизических материалов. Касский блок характеризуется уменьшенной мощностью земной коры, положительными аномалиями остаточного поля силы тяжести и по геофизическим характеристикам близок к Канскому блоку, что позволяет предполагать сходство слагающих их метаморфических комплексов. Нядояхский блок, вероятно, аналогичен Касскому, но погружен на большую глубину. В остаточном гравитационном поле он также отражается интенсивными положительными аномалиями изометричной формы. Уватский блок характеризуется положительным полем силы тяжести с субширотной ориентировкой аномалий, подобных аномалиям восточной окраины Европейской платформы. В пределах Уральской складчатой системы подобные же субширотные простирания гравитационных и магнитных аномалий «проевчивают» на фоне доминирующих субмеридиональных простираний.

Геологические и геофизические материалы по обрамлению и внутренним районам плиты позволяют полагать, что в среднем и позднем протерозое на территории Западно-Сибирской плиты существовали обширные геосинклинальные системы, которые к началу палеозоя образовали гетерогенный складчатый пояс, разделявший Европейскую и Сибирскую платформы.

Поскольку складчатые системы позднего докембрия (за исключением Енисейско-Туруханской) были переработаны палеозойскими геосинкли-

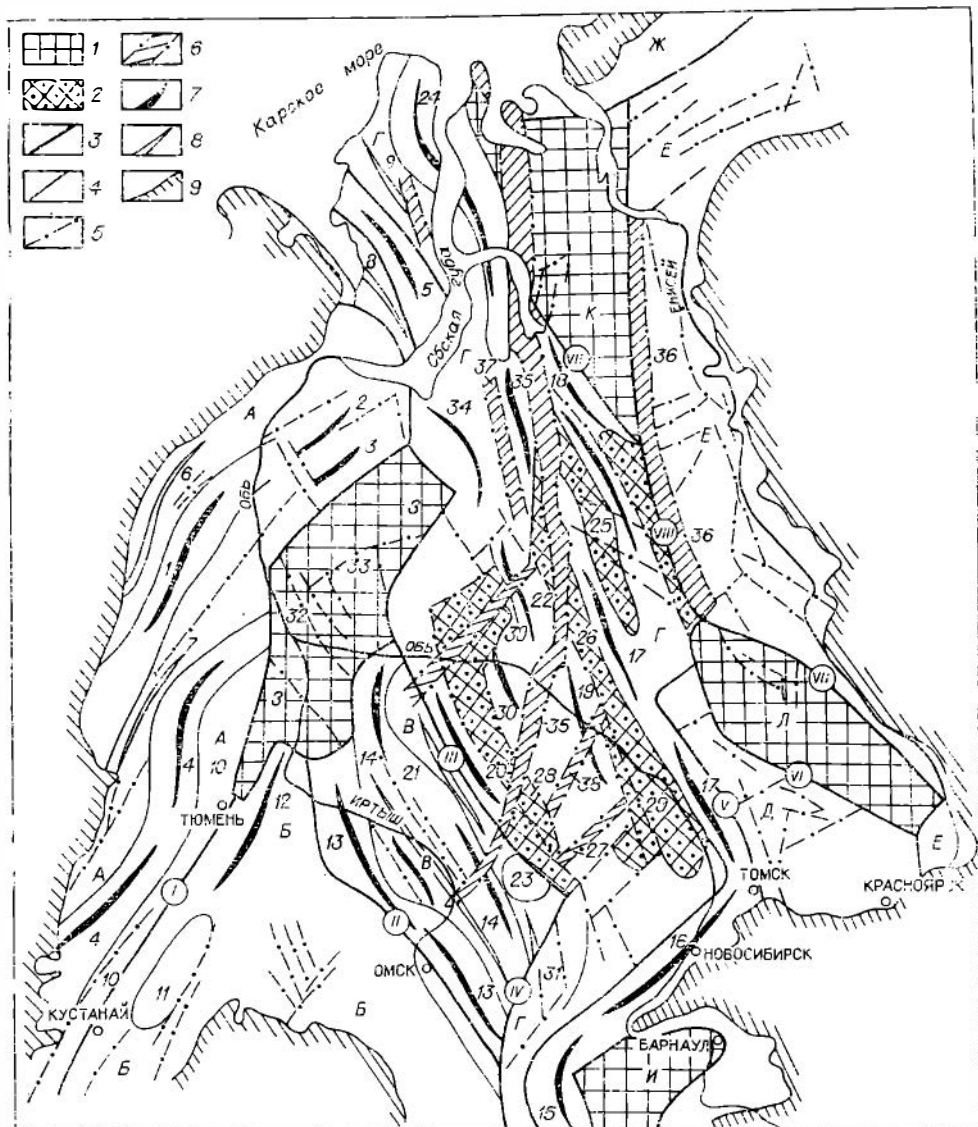


Рис. 48. Схематическая тектоническая карта складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты.

Составили В. С. Сурков, О. Г. Жеро, Л. В. Смирнов.

1 — срединные и окраинные массивы; 2 — массивы, являющиеся основаниями межгорных прогибов и внутренних впадин; 3 — разломы, разграничивающие районы разного возраста складчатости; 4 — разломы, разграничивающие крупнейшие структурно-формационные зоны; 5 — прочие разломы; 6 — раннемезозойские грабен-рифты; 7 — оси антиклинорных зон; 8 — оси синклинорных зон; 9 — границы распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Складчатые системы Фундамента: А — Уральская (поздние герциниды); Б — Центрально-Казахстанская (каледониды); В — Салымская (ранние герциниды); Г — Центрально-Западносибирская (поздние герциниды); Д — Кузнецкоалатауская (салаириды); Е — Енисейская (байкалиды); Ж — Таймырская (поздние герциниды); З — Уват-Хантымансийский срединный массив; И — Барнаульский срединный массив; К — Няояхский окраинный массив; Л — Касский окраинный массив. Цифры на карте: 1 — Пельымский антиклинорий; 2 — Северо-Сосьвинский антиклинорий; 3 — Полуёвский антиклинорий; 4 — Зауральский антиклинорий; 5 — Нурымский антиклинорий; 6 — Ляпинский синклинорий; 7 — Шерналинский синклинорий; 8 — Байдаракский синклинорий; 9 — Нейтинский синклинорий; 10 — внутренняя зона Урало-Казахского краевого прогиба; 11 — Урицкий выступ; 12 — Тобольский антиклинорий; 13 — Старо-Солдатскомихайловский антиклинорий; 14 — Тарско-Муромцевский синклинорий; 15 — Калбинский антиклинорий; 16 — Новосибирский антиклинорий; 17 — Пылькараринский синклинорий; 18 — Таозовский антиклинорий; 19 — Назино-Сенькинский антиклинорий; 20 — Каймысовско-Верхневасюганский антиклинорий; 21 — Верхне-Демьянский антиклинорий; 22 — Нижневартовский антиклинорий; 23 — Межовский массив; 24 — Северо-Ямальный антиклинорий; 25 — Верхнеголькинский массив; 26 — Ларьякский массив; 27 — Чуэинский грабен-рифт; 28 — Нюрольский массив; 29 — Копашевско-Нарымская внутренняя впадина; 30 — Югано-Покурская внутренняя впадина; 31 — Ипатовский блок; 32 — Красноленинский выступ; 33 — Липинский выступ; 34 — Ныдовский антиклинорий; 35 — Уренгойско-Колтогорский грабен-рифт; 36 — Худосейский грабен-рифт; 37 — Худутгейский грабен-рифт; 38 — Усть-Тымыский грабен-рифт; 39 — Аганский грабен-рифт. Римскими цифрами обозначены разломы: I — Кустанайско-Тюменский; II — Викуловско-Михайловский; III — Большеюганский; IV — Павлодаро-Купинский; V — Белоярский; VI — Кемчугский; VII — Таозовский; VIII — Енисейский.

налями, восстановить их первоначальный структурный план на площади всей плиты не представляется возможным.

На территории западной и центральной частей плиты по комплексу геологических и геофизических материалов намечаются зоны бывшего развития крупных антиклинорных и синклинорных зон байкалид, протягивающиеся в северо-западном направлении, соответствующем направлению Тимано-Печорской складчатой системы. Антиклинорные зоны байкалид сложены метаморфическими породами и прорывающими их гранитоидами. На эрозионном срезе поверхности фундамента такие образования выходят в Березовском, Межовском, Литковском и Каменском районах. Рифейские породы, слагающие ядра герцинских антиклинорий, изучены в Березовском районе (Погорелов, 1963). Здесь группой Чуэльских, Шаховских и Березовских скважин вскрыты биотитовые и роговообманковые гнейсы, гранито-гнейсы, кварцево-роговообманковые и слюдяные сланцы.

По особенностям гравитационного поля, представляющего собой своеобразную «решетку», образованную перекрещиванием аномалий, создаваемых байкальскими и герцинскими структурами, в фундаменте зауральской части Западно-Сибирской плиты выделяется ряд более мелких выступов байкальских комплексов. Этим выступам соответствуют «узлы» перекрещивающихся аномалий. Такие выступы имеются в Гортском, Полульском и Сартыннинском герцинских антиклинориях. Во многих случаях в их пределах скважинами вскрыты кристаллические сланцы и гранито-гнейсы.

Байкальские структурные зоны, по-видимому, не подверглись корневой перестройке в Ханты-Мансийском блоке, составляющем часть крупного Уват-Ханты-Мансийского срединного массива. Байкальские антиклинорные зоны отражаются здесь четко выраженными относительно пониженными аномалиями силы тяжести северо-западного простирания. Антиклинорные зоны, видимо, подверглись вторичной гранитизации в позднем палеозое, в связи с чем образовались крупные поднятия (Ляминское, Ныдовское, Красноленинское). Скважинами на Красноленинском поднятии вскрыты кремнисто-слюдистые и хлоритовые сланцы.

Во внутренних районах плиты докембрийские образования вскрыты скважинами только на Межовском антиклинории, где они представлены гранито-гнейсами с радиометрическим возрастом 937 млн. лет (данные лаборатории СНИИГГиМСа). В пределах Нарым-Парабельской площади (среднее течение р. Оби) под мезозойским чехлом залегают кремнисто-глинистые и кварцево-слюдистые сланцы, прорванные кварцевым диоритом, радиометрический возраст которого 735 млн. лет (данные лаборатории СО АН СССР).

На востоке Западно-Сибирской плиты байкальские комплексы выступают в виде блоков среди поля распространения палеозойского платформенного чехла и перекрываются мезозойскими отложениями. Рядом скважин (Больше-Лайдинская-1; Ермаковские-1, 2, 3; Щучипская-1; Костровские-2, 3, 4; Косминская-1) вскрыты хлорит-биотитовые, слюдисто-кварцевые, кварц-серицитовые сланцы, известняки и доломиты, т. е. комплекс пород, однотипный с поздним докембрием Енисейского кряжа, Туруханского и Игарского поднятий. Байкальские комплексы в выступах фундамента восточной части плиты отражаются положительными аномалиями силы тяжести.

ТУРАНСКАЯ ПЛИТА

На территории Туранской плиты преимущественно докембрийские породы вскрыты примерно тридцатью глубокими скважинами и многочисленными местными скважинами без обнажений. Обстоятельства образования пород производится с разной степенью вероятности путем сравнения с

Стратиграфическая схема докембрия Туранской плиты

Возраст	Состав	Номера скважин (места вскрытия)	Аналоги в обнажениях обрамления
Верхний протерозой	Мусковитизированные конгломераты, песчанки, сланцы хлоритовые, кварц-серицитовые, серицитовые, хлорит-мусковитовые, графит-хлорит-мусковитовые	93, 94, 95, 146 (Ай-бугир, Хоскала)	Бесапанская свита Кызылкумов
Нижний и средний протерозой	Кварциты, кварцито-сланцы слюдисто-хлорит-полевошпатовые, графит-хлорит-слюдистые, двуслюдяные, мусковитовые, сланцы альбит-эпидот-биотит-амфиболовые, хлорит-альбит-актинолитовые, хлорит-эпидот-актинолитовые, альбит-эпидот-широксен-тремолитовые, клиноцоизит-тремолит-хлоритовые, рассланцованные туфы и туфонесчаники	4 (Джанаорпа); 1, 2, 3, 6 (Каранз); 3 (Каракыр); 1, 2 (Куюмазар); 1 (Курганская); 2 (Кухнагумбас); 1 (Кызалой); 1 (Мешекли); 1 (Рометан); 27 (Учкыр); 1, 5, 7, 9, 10 (Шурчя); 1, 2 (Южный Аламурын)	Эпазддинская, ауминзинская свиты Кызылкумов, хандизишская свита Гиссара
Архей	Силлиманит-биотитовые и роговообманковые гнейсы, амфиболиты, эпидот-клиноцоизит-широксеновые сланцы	16 (Базайская); 3 (Карши); 1 (Тамды); 2 (Ташкудук); 9 (Фараб)	Байсунтауская серия Юго-Западного Гиссара

докембрийскими образованиями горного обрамления Туранской плиты, в первую очередь Гиссарского хребта и Кызылкумов.

Состав, строение, степень регионального метаморфизма пород фундамента Туранской плиты, относимых к докембрию, позволяют разделить их на три комплекса (табл. 14).

Архейские породы вскрыты лишь пятью скважинами на площадях Тамды, Карши, Ташкудук, Базайская, Фараб (рис. 49). Скв. 1 Тамды вскрыла силлиманит-биотитовый гнейс, сложенный кварцем, биотитом, мусковитом, фибролитовым силлиманитом, единичными зернами плагиоклазов, циркона, пирита. Фибролит образует расходящиеся сноповидные вроски в биотите первой генерации, что характерно для процесса низкотемпературного выщелачивания в некоторых областях развития древнейших пород (Кориковский, 1967) и, в частности, в байсунтауской серии Юго-Западного Гиссара (Князев и др., 1967; Шнип, 1974). В шламме скв. 3 Карши встречены роговообманковые гнейсы нематобластовой структуры, состоящие из роговой обманки, плагиоклаза и кварца. Скв. 2 Ташкудук прошла полосчатые роговообманково-плагиоклазовые гнейсы, составляющие до 2/3 домезозойского разреза. Полосчатость выражена в чередовании почти чисто амфиболовых и плагиоклазовых прослоев, что отражает первично-осадочный или вулканогенно-осадочный характер этих пород. В той же скважине встречены эпидот-клиноцоизит-широксеновые сланцы, состоящие из диоксида (50—80%), плагиоклаза и клиноцоизита. В скв. 16 Базайская вскрыты амфиболиты, состоящие преимущественно из амфибола. В скв. 9 Фараб также вскрыты амфиболиты, но более свежего облика. Они состоят из обыкновенной роговой обманки (65—70%) и плагиоклаза.

Гнейсы и амфиболиты, аналогичные вскрытым на площадях Тамды, Ташкудук, Фараб и Карши, широко развиты в байсунтауской серии (особенно в ее нижних свитах) Юго-Западного Гиссара, относимой к архею

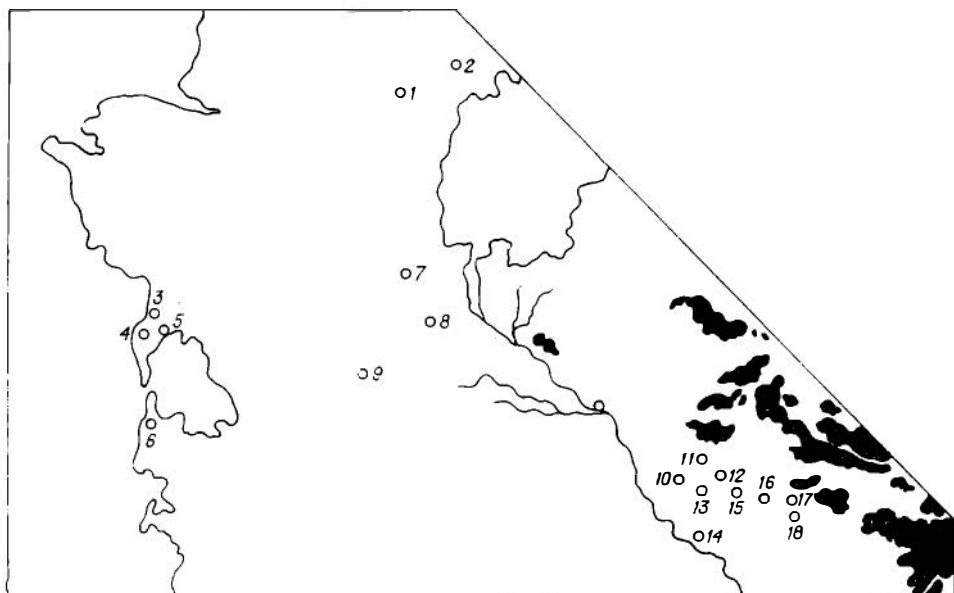


Рис. 49. Участки вскрытия глубокими скважинами докембрийских пород в фундаменте Туранской плиты.

Скважины: 1 — Базайская; 2 — Кезалой; 3 — Тамды; 4 — Южный Аламурын; 5 — Джанаорпа; 6 — Карши; 7 — Хоскала; 8 — Айбугир; 9 — Курганская; 10 — Учкыр; 11 — Каракыр; 12 — Кухнагумбас; 13 — Ташкудук; 14 — Фараб; 15 — Ромстан; 16 — Куюмазар; 17 — Караиз; 18 — Шурчи.

(Белькова и др., 1972) или архею — нижнему протерозою (Ахмеджапов и др., 1975).

Площади Карши и Тамды расположены в пределах Туркменской антеклизы, являющейся северо-западной частью Каракумо-Таджикского региона, куда входит и Юго-Западный Гиссар (Ахмеджапов и др., 1975). Площади Ташкудук и Фараб расположены на северо-восточной периферии этого региона. Степень первоначального регионального метаморфизма гнейсов и амфиболитов отвечает амфиболитовой фации, но впоследствии они были неоднократно переработаны процессами диафтореза в фации зеленых сланцев. Те же процессы описаны и в образованиях байсунтауской серии (Князев, Шнип, 1969), что позволяет с достаточной степенью вероятности считать породы Карши, Ташкудука и Тамды аналогами байсунтауских образований и относить их к архею.

Базайская площадь расположена на южном продолжении Урало-Тобольской зоны, где развит докембрийский комплекс метаморфических пород, включающий гнейсы, сланцы, амфиболиты (Херасков, 1967). Базайские амфиболиты по характеру метаморфизма и строению ничем не отличаются от аналогичных пород этого комплекса, а также байсунтауской серии, а поэтому также предположительно относятся к архею.

Нижне-среднепротерозойские породы вскрыты 21 скважиной преимущественно в пределах Бухаро-Хивинской зоны и Туркменской антеклизы (Князев и др., 1970). Среди них преобладают кристаллические сланцы, кварциты и метаморфизованные туфы и туфопесчаники, перечисленные в табл. 14.

Породы были регионально метаморфизованы до появления актинолита, биотита, а иногда и граната, а затем в разной степени подверглись диафторезу в мусковит-хлоритовой субфации. Единственное имеющееся в нашем распоряжении определение радиометрического возраста этих пород, проведенное в ИГ БФАН СССР М. А. Гаррис и Д. В. Постниковым калий-аргоновым методом по валовой пробе из скв. 2 Южный Аламурын (интервал 2605—1609 м), дало значение 278 млн. лет. Эта цифра харак-

теризует, очевидно, время заключительной фазы тектоно-магматических воздействий на породу и не отвечает ее действительному возрасту.

В разрезах горных сооружений Кызылкумов и Гиссарского хребта выделяется ряд свит, сложенных породами, по составу, строению и характеру метаморфизма не отличающимися от вышеописанных (Ахмеджанов, 1975). Это, в частности, аминзинская (архей — нижний протерозой) и зиатдинская свиты Кызылкумов, хандизинская свита Юго-Западного Гиссара (нижний — средний протерозой). Аминзинскую свиту относят к рифею, а зиатдинскую — к нижнему протерозою (Белькова и др., 1972). В центральной части Средней Азии выделяется ниже-среднепротерозойская толща, сложенная, в частности, «интенсивно метаморфизованными вулканитами, превращенными в альбит-тремолитовые, альбит-актинолитовые, биотит-актинолитовые, кварцево-эпидот-хлоритовые и другие сланцы...» (Фузайлов, 1974, с. 23). К этой толще относятся породы, вскрытые скв. 1, 5, 7, 9, 10 Шурчи; 1, 2, 3, 6 Караиз; 1 Мешекли и т. д. (Ахмеджанов и др., 1975).

К верхнему протерозою относятся породы, регионально метаморфизованные в мусковит-хлоритовой субфации и вскрытые скв. 93, 94, 95, 146 Айбугир и 1 Хоскала. В Айбугирском разрезе описаны рассланцованные мусковитизированные конгломераты, песчаники с кварц-серицитовым цементом, кварц-серицитовые, хлоритовые и серицитовые сланцы. Р. Г. Гарецкий и др. (1964) сопоставляют эти породы с бесапанской свитой Кызылкумов. В скв. 1 Хоскала вскрыто топкое переслаивание кварцевых, хлорит-мусковитовых и графит-хлорит-мусковитовых сланцев. Они сопоставляются с бесапанской свитой обнажений Кызылкумов и относятся к верхнему протерозою (Белькова и др., 1972; Ахмеджанов и др., 1975). Судя по составу пород архей, можно предположить, что в это время происходили излияния основных эффузивов, превратившихся затем в амфиболсодержащие породы (Карши, Базайская, Ташкудук), и имели место внедрения пород габброидного типа, преобразованных затем в амфиболы (Фараб). В составе пород нижнего и среднего протерозоя описаны метавулканыты, среди которых можно выделить основные, средние и кислые эффузивы, их туфы и туфопесчаники, превращенные в результате метаморфических процессов в альбит-эпидот-биотит-амфиболовые, кварц-биотит-актинолитовые, альбит-эпидот-пироксеп-тремолитовые, хлорит-слюдисто-кварцевые и другие сланцы. В образованиях верхнего протерозоя следов магматической деятельности не встречено.

Выделенные в фундаменте Туранской плиты докембрийские комплексы соответствуют, по-видимому, трем разновозрастным структурным этажам. Нижний этаж — архейский — представлен геосинклинальными осадочно-вулканогенными образованиями, регионально метаморфизованными в амфиболитовой фации и претерпевшими несколько этапов диафтореза. Ниже-среднепротерозойский этаж наиболее широко развит на доюрской поверхности и сложен геосинклинальными вулканогенно-осадочными породами, метаморфизованными в биотит-хлоритовой субфации и частично, может быть, в эпидот-амфиболитовой фации. Эти породы также претерпели последующий диафторез. Верхнепротерозойский этаж развит локально и представлен конгломерато-песчаными породами платформенного облика.

По-видимому, на территории Туранской плиты или ее значительной части до конца среднего протерозоя существовал геосинклинальный режим, прерванный карельской складчатостью. Платформенный режим продолжался до силура, когда, судя по многим данным, произошла регенерация геосинклинали. Такова же, по мнению ряда исследователей, геологическая история Кызылкумов и западного погружения Тянь-Шаня (Ахмеджанов и др., 1975; Фузайлов, 1974; и др.).

По данным КМРПВ и ГСЗ, на территории Туранской плиты выделяются сейсмические границы с граничными скоростями, равными 6,2—6,8;

6,8—7,5 и 8,1—8,3 км/с (Вольвовский и др., 1966; Федотова, 1970). Первая граница рассматривается как поверхность консолидированной коры («гранитного» слоя), или поверхность карельского кристаллического основания. В некоторых случаях она привязана по скважинам к поверхности архейских или протерозойских образований. Глубина залегания консолидированной коры, т. е. мощность осадочного слоя Туранской плиты, изменяется от 1—5 км на сводах и выступах фундамента до 10—15 км в крупных впадинах и прогибах (Гарецкий, 1972). Вторая граница, выраженная неповсеместно, сопоставляется с поверхностью «базальтового» слоя. Глубина залегания ее в северной части плиты не превышает 20 км, а к юго-востоку увеличивается до 30 км и более (Борисов, 1967). Общая мощность земной коры, т. е. глубина залегания поверхности Мохоровичича (третья граница), в пределах Устурта, Приаралья, Центральной Туркмении составляет 30—40 км. От районов Туркменской антеклизы на юг и юго-восток наблюдается погружение поверхности М до 45 км в Бухаро-Хивинской зоне и Предгиссарье и до 50 км в Предкопетдагском краевом прогибе и Юго-Восточной Туркмении (Вольвовский и др., 1966).

СКИФСКАЯ ПЛИТА

Большая часть докембрийского фундамента Скифской плиты скрыта под чехлом мезокайнозойских отложений, а также под складчатыми образованиями палеозоя. Докембрий выходит на дневную поверхность (или близко подходит к ней) лишь на севере, в Ростовском и Приазовском выступах, и на юге, в пределах Кавказа, Крыма и Добруджи.

В докембрийском фундаменте Скифской плиты, с одной стороны, отчетливо намечается многоярусное (этажное) строение, особенно характерное для ее северной части, примыкающей к фундаменту Европейской платформы. С другой — проявляется определенная латеральная зональность, заметно увеличивающаяся по мере приближения к альпийской складчатой области Большого Кавказа и Горного Крыма. Наиболее древние образования фундамента, условно датируемые верхним археем — нижним протерозоем, развиты главным образом вдоль северной окраины Скифской плиты (Дьяконов, Корнеев, 1974).

Здесь широко распространены гранито-гнейсы и кристаллические (амфиболово-сланцевые, двуслюдяные и др.) сланцы гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Они образуют общий для древней и молодой платформ структурный этаж — архей-нижнепротерозойский кристаллический фундамент. По выходам на домезозойскую поверхность этот фундамент обособляется в виде широкой зоны (рис. 50). На западном отрезке этой зоны, в пределах Юго-Западной Украины и Молдавии, формационный состав архей-нижнепротерозойского этажа обнаруживает почти полное сходство с древними метаморфическими комплексами Украинского щита. На восточном отрезке (Новодеревянковская, Станичная и другие площади бурения) рассматриваемая зона выходов кристаллического фундамента на домезозойскую поверхность представлена микроклиновыми, микроклин-плагиоклазовыми и биотитовыми гранитами, реже биотитовыми, мусковитовыми и двуслюдяными плагиогранитами. По данным Г. И. Лебедеко (1966), эти гранитоиды коррелируются с Криворожским интрузивным циклом (1150—2000 млн. лет), а более поздняя их генерация — с рифейскими интрузиями (600—960 млн. лет), получившими основное развитие по разломам, заложенным в протерозое. Формации данного типа выходят в поднятиях фундамента, имеющих субмеридиональную ориентировку.

Следующая к югу зона в фундаменте Скифской плиты выделяется по выходам древних пород (предположительно нижний и средний протерозой), метаморфизованных до амфиболитовой и зеленосланцевой фаций

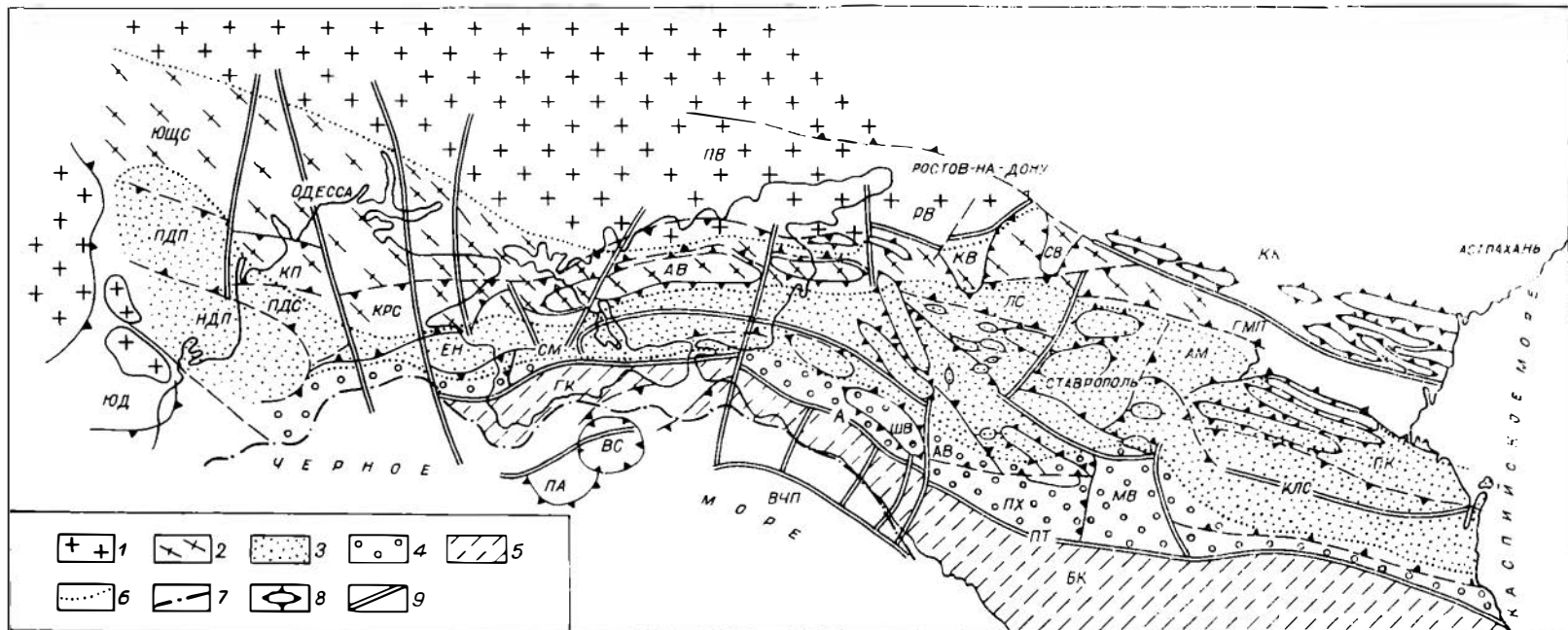


Рис. 50. Тектопическая схема докембрийского фундамента Предкавказья и Северного Причерноморья. Составлена А. И. Дьяковым по материалам треста Краснодарнефтегеофизика, Института геологии и геофизики АН МССР, Института геологии и геофизики АН УССР, объединений Крымморгео и Южморгео, Грозненского нефтяного института, СевКавНИПИ, МГРИ и МГУ.

1 — зона преимущественного распространения плагиогранитоидов, огнейсованных гранитоидов, гранито-гнейсов и сланцев гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма (архей — нижний протерозой); 2 — зона рвангитов гнейзов и сланцев амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (нижний и средний протерозой); 3 — зона зеленых сланцев (верхний протерозой — рифей) с массивами и глыбами калотерозойского фундамента; 4 — предполагаемые зоны распространения верхнепротерозойских амфиболитовых фаций; 5 — гранито-гнейсы и нерасчлененные метаморфические и магматические формации Большого Кавказа и Горного Крыма; 6 — границы фациальных зон; 7 — граница Черноморского массива; 8 — контуры выступов, поднятий и впадин; 9 — разломы. Буквами на схеме обозначены: ЮЩС — южный склон Украинского щита; ПВ — Приазовский выступ; КП — Крыловский прогиб; КРС — Карзинитская мегасинклиналь; РВ — Ростовский выступ; ПДП — Придунайский прогиб; ПДС — Преддобруджская ступень; НДП — Нижнедунайское поднятие; ЮД — выступ Южной Добруджи; ЕН — Евпаторийско-Новоселовское поднятие; АВ — Азовский вал; КК — Кряк Киринского; ГМП — Гудило-Маньчский прогиб; КВ — Калниболотский выступ; СВ — Сальский выступ; ЛС — Ладовская мегасинклиналь; КЛС — Кизлярская ступень; МВ — Минераловодский выступ; ПХ — подножие Передового хребта; БК — мегантиклинорий Большого Кавказа; ГК — антиклинорий Горного Крыма; ВС — впадина Сорокина; ПА — поднятие Андрусова; ВЧП — Восточно-Черноморское поднятие; А — Ахтырская; ПТ — Пшекишско-Тырныаузская помяные зоны.

метаморфизма. Эти образования также могут рассматриваться как самостоятельный структурный этаж фундамента. Возможно, однако, что в отдельных районах они фациально замещают архей-нижнепротерозойский кристаллический цоколь. Центральная и южная части докембрийского фундамента Скифской плиты сложены верхнепротерозойскими (рифейскими) образованиями. Они выходят на дневную поверхность на юге Предкавказья — в Лабино-Малкинской зоне и зоне Передового хребта, и также вскрыты многими скважинами в равнинной части Предкавказья и Крыма.

В Лабино-Малкинской зоне, по данным Е. А. Снежко (1968), Л. А. Варданыца (1960), Ю. А. Потапенко и Г. А. Стукалиной (1974), верхнепротерозойские вулканогенно-осадочные образования слагают Бечасынский и Кисловодский антиклинории, разделенные Хасаутским синклиномом. Здесь выделяются две согласно залегающие друг на друге серии: нижняя — хасаутская (3500 м) и верхняя — чегемская (2700 м).

Хасаутская серия расчленена на три свиты (спизу вверх): муштинскую, малкинскую и шиджатмазскую. Муштинская свита сложена преимущественно биотит-кварцевыми сланцами с подчиненными прослоями амфиболитов, инъецированных гранитоидами верхнепалеозойского возраста. Малкинская свита характеризуется чередованием вулканогенных и осадочных пород. В нижней части разреза амфиболиты переслаиваются со сланцами, главными минеральными компонентами которых являются кварц, альбит, хлорит и слюды. В средней части разреза распространены порфиroidы по лавам и туфам с горизонтами интрузивных конгломератов. Разрез венчают филлиты с редкими прослоями известняков. Шиджатмазская свита сложена ритмично-слоистыми зелеными метатупфитами от кислого до основного состава. Подчиненное положение занимают прослои парасланцев. Среди пород хасаутской серии известны гипабиссальные тела плагиогранит-порфиров и эпидиабазов, которые, возможно, представляют собой одни из самых древних интрузивных образований на Северном Кавказе. Их галька встречена в конгломератах верхней части разреза серии.

Чегемская серия представлена преимущественно альбитизированными, иногда огнейсованными парасланцами, главными составляющими которых являются кварц, хлорит и слюды.

Возраст названных серий определяется трансгрессивным перекрытием их песчаниками кембрия. В зоне Передового хребта верхнепротерозойские образования, выступающие в ядрах антиклиналей, представлены в нижней части разреза (2000 м) амфиболитами и амфиболитовыми огнейсованными сланцами с прослоями кварц-гранат-слюдяных сланцев. Верхняя (3000 м) часть разреза сложена кварц-мусковитовыми сланцами и плагиогнейсами.

Метаморфизм верхнепротерозойских пород соответствует фации зеленых сланцев и лишь в отдельных случаях, особенно в зоне, прилегающей к Бол. Кавказу (см. рис. 50), достигает амфиболитовой фации метаморфизма.

В Западном Предкавказье породы этого возраста вскрыты скважинами в районе г. Майкопа, где они представлены кварц-гранат-мусковитовыми, мусковит-кварцевыми сланцами, чередующимися с кварцевыми порфирами или биотитовыми дацитовыми порфиритами и гнейсами. Эти породы произошли за счет осадочно-вулканогенных образований в результате процессов полиметаморфизма. Первоначально они были изменены до фации зеленых сланцев, а местами (Майкопская, возможно, Косиновская площади) дополнительно претерпели контактное воздействие позднепалеозойских гранитоидов.

На северо-западном склоне Восточно-Кубанской впадины верхнепротерозойский фундамент вскрыт в скв. № 2 Южно-Леушковская, расположенной в зоне пересечения разломов. Верхняя часть разреза (интер-

вал 3350—3775 м) здесь представлена тектонической брекчией, состоящей из альбит-мусковитовых сланцев, нижняя (3775—3801 м) — теми же сланцами, но без существенных следов катаклаза. Текстура сланцев в верхней части милонитовая, в нижней — гнейсовая; структура порфириобластовая с элементами лепидобластовой. Преобладает в сланцах альбит: в подчиненных количествах присутствуют кварц, мусковит, серицит и хлорит (Воскресенский и др., 1972).

Изменение сланцев обусловлено проявлением двух видов метаморфизма: раннего регионального до фации зеленых сланцев и позднего динамотермального. Докембрийский возраст сланцев определяется тем, что они более метаморфизованы, чем известные в этом районе отложения девона или нижнего карбона. Абсолютный возраст сланцев 470 млн. лет (определения Г. П. Багдасаряна, ИГи АН АрмССР). Эта цифра отвечает, вероятно, времени проявления метаморфических процессов. Формирование же самой вулканогенной толщи, несомненно, произошло раньше. Подобные породы, датируемые верхним протерозоем, известны также в горной части Кавказа и Крыма (Плахотный, 1973). Близки к ним по составу и метаморфические образования рифей-нижнепалеозойского структурного этажа Молдавии и Юго-Западной Украины, вскрытые на площадях Рещи, Вулканешты, Яргора и др. Метаморфические породы здесь слагают ядра древних поднятий, условно относимых к «байкалидам». Они сложены преимущественно кварц-хлоритовыми, кварц-хлорит-эпидотовыми, хлорит-серицитовыми, кварц-мусковитовыми и другими сланцами, местами содержащими пластовые тела андезито-дацитовых порфиритов. Породы испытали региональный метаморфизм в фации зеленых сланцев, а позднее — контактово-инъекционный, в результате внедрения палеозойских гранитных интрузий. Реликты аналогичных предположительно «байкальских» метаморфических образований отмечены также в степном Крыму (Нижнегорская и другие площади).

С рифей-нижнепалеозойским этапом связано, вероятно, формирование складчатой системы Добруджи и заложение прилегающего к ней Придунайского перикратонного прогиба. Вулканогенно-терригенные комплексы верхнего протерозоя слагают большую часть фундамента Предкавказья. Они обычно рассматриваются как реликты Байкальской складчатой области в фундаменте молодой платформы. В современном тектоническом плане названные комплексы образуют зону фундамента, которая территориально совпадает с Индоло-Кубанским и Терско-Каспийским прогибами. Наблюдаемое поле силы тяжести в этой зоне характеризуется фоновыми отрицательными значениями, а остаточное — высокими положительными аномалиями. Последнее свидетельствует о том, что под маломощной толщей верхнего палеозоя (а местами непосредственно под триасом) здесь залегают погребенные вулканогенно-осадочные комплексы, среди которых выступают массивы и глыбы древних пород, характеризующиеся повышенной плотностью.

- Абдуллин А. А. Геология Мугоджар. Алма-Ата, «Наука», 1973. 391 с.
- Абдуллин А. А., Водорезов Г. И., Гетлинг Р. В., Касимов И. А., Костик И. Е. и др. (Львов К. А., Миловский А. В., Рощкович Г. Р., Рийкопено А., Русли И. А., Сегедин Р. А., Фопарев В. И. К проблеме стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Мугоджар.— «Изв. АН Каз. ССР. Серия геол.», Алма-Ата, 1968, № 6, с. 8—18.
- Абдулкабирова М. А. Докембрий Северного Казахстана.— В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана (тезисы докл.). Алма-Ата, «Наука», 1971.
- Аблизин Б. Д., Курбатский А. М., Крылов И. Н. К стратиграфии верхнего докембрия западного склона Северного Урала.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 9, с. 108—113.
- Абрамович Г. Я., Гундобин Г. М., Таскин А. П., Шамес П. И. Стратиграфия Урикско-Ийского прогиба.— В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск, 1971, с. 112—120.
- Абрамович Г. Я., Шамес П. И. Докембрийские магматические формации При-Саянья.— В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., «Наука», 1974, с. 65—70.
- Авдеев А. В. Докембрийские отложения Атасу-Моинтинского водораздела.— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 53—57.
- Авров П. Я., Варенцов М. И., Дитмар В. И., Ли А. Б., Майлибаев М. М., Цирельсон Б. С., Миркаримов М. М., Жалабаев С. А., Филиппов Г. П., Карагодин П. Ф., Кунин Н. Я. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности Южного Казахстана.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1966, № 2, с. 69—75.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Леонтьев Л. Н. Тектоника Забайкалья. М., «Недра», 1973. 172 с.
- Амантов В. А. Первая находка отложений нижнего кембрия в Восточной Монголии.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра», 1966, с. 13—15.
- Амантов В. А., Благодиров В. А., Борзаковский Ю. А., Дуранте М. В., Зоненшайн Л. П., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Суетенко О. Д., Филиппова И. Б., Хасин Р. А. Основные черты стратиграфии палеозоя Монгольской Народной Республики.— В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1970, с. 8—63.
- Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Волчек И. И., Лувсанданзан Б., Маринов Н. А., Матросов П. С., Михайлов Э. В., Суетенко О. Д., Хасин Р. А. Современное представление о геологическом строении и некоторых закономерностях размещения полезных ископаемых МНР.— В кн.: Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1967.
- Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Суетенко О. Д., Хасин Р. А., Хурц Ч. Основные черты тектоники Монголии.— В кн.: Органические пояса. М., «Наука», 1968, с. 62—67.
- Аникеев Н. П., Виттенбург П. В., Тест Б. И. Геология и полезные ископаемые северо-западной части Таймырского полуострова.— «Труды Горно-геол. управл. Главсевморпути», 1941, вып. 12.
- Антонюк Р. М. К вопросу о возрасте уртынджальской серии (Центральный Казахстан).— «Докл. АН СССР», 1968, т. 180, № 4, с. 923—925.
- Антонюк Р. М. Протерозой и нижний кембрий востока Центрального Казахстана.— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 67—73.
- Арсентьев В. П. Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна.— «Труды БурКНИИ. Серия геолого-географ.», Улан-Удэ, 1960, вып. 2, с. 39—50.
- Арсентьев В. П. Главные структурные элементы территории Бурятской АССР.— В кн.: Материалы по геологии и полезные ископаемые Бурятской АССР. Вып. IX. Улан-Удэ, 1965, с. 3—36.
- Арсентьев В. П. Остатки тектонических покровов в Тункинских альпах (Восточный Саян).— «Докл. АН СССР. Серия геол.», 1967, т. 177, № 3, с. 655—657.
- Арсентьев В. П., Егоров Ю. И., Хренов П. М. О сдвиговой природе структур Байкало-Патомского нагорья.— «Докл. АН СССР. Серия геол.», 1975, т. 221, № 3, с. 677—680.

Арсентьев В. П., Хренов П. М. Структурно-металлогенетические зоны центральной части Саяно-Байкальской горной области. — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966, с. 257—276.

Афанасьев Г. Д., Бенеш К., Бойко А. К., Барсук А. М., Заубек В., Каменцкий Л., Крац К. О., Митрофанов Ф. П., Паливцева М., Семенов Н. П., Цамбал Б., Шуркин К. А. Предварительные итоги сотрудничества ученых Чехословакии и Советского Союза по проблеме корреляции докембрийских образований и этапов развития подвижных поясов в сочлениии с платформой (на примере Чешского массива и Западных Карпат Чехословакии и Северного Кавказа и Беломорья СССР). — Изв. АН СССР. Серия геол., 1973, № 11, с. 3—14.

Ахмеджанов М. А. и др. Докембрий Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, «Фан», 1975. 170 с.

Бакиров А. Б. Некоторые вопросы метаморфизма толщ Атбашинского хребта. — В кн.: Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1964. 80 с.

Бакиров А. Б. Типы метаморфических комплексов Средней Азии. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971. 295 с.

Бакиров А. Б., Добрецов Н. Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе, «Илим», 1972.

Баранов В. В. Тектоника метаморфических толщ южной части Восточно-Уральского поднятия. Автореф. канд. дис. Свердловск, 1971.

Баранов Г. И. Докембрий Кавказа. — В кн.: Вопросы тектоники докембрия Евразии. Владивосток, 1974.

Баратов Р. Б. и др. Полиметаморфические комплексы Таджикистана. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1973, № 6, с. 34—45.

Башарин А. К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М., «Наука», 1967. 203 с.

Беззубцев В. В. О стратиграфии докембрия и кембрия бассейна р. Дзабхан. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат, 1963, с. 29—42.

Беккер Ю. Р. Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1961, № 9 с. 49—60.

Беккер Ю. Р. Стратиграфическая схема и корреляция алпийских отложений Урала и Предуралья. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 4, с. 891—894.

Беккер Ю. Р. Уральская складчатая система. Архей. Протерозой. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. М., «Недра», 1968а.

Беккер Ю. Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л., «Недра», 1968б. 160 с.

Беккер Ю. Р. Основные проблемы стратиграфии докембрия Русской платформы и ее складчатого обрамления. — «Сов. геология», 1972, № 5, с. 52—68.

Беккер Ю. Р. О выделении бакеевских отложений в стратотипическом разрезе рифей. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1975, № 6, с. 125—129.

Беккер Ю. Р. Первые находки Metazoa в рифее Урала. — В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного симпозиума. Новосибирск, 1976, с. 129—130.

Беккер Ю. Р., Крылов Н. С. О новом горизонте с массовыми микрофитолитами в стратотипе верхнего рифей. — В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного симпозиума. Новосибирск, 1976, с. 84.

Беличенко В. Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., «Наука», 1969. 205 с.

Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийского складчатого пояса в палеозое. — «Геотектоника», 1967, № 3, с. 19—31.

Белов А. А. Тектоническое развитие Западного и Центрального Тавра в палеозое (Турция). — «Геотектоника», 1973, № 1, с. 65—80.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. К стратиграфии и тектонике древних толщ Киргизского хребта. — В кн.: Геология Средней Азии. Изд-во Ленингр. ун-та, 1961, с. 37—72.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Стратиграфия и тектоника докембрия Средней Азии. — В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Доклады сов. геологов. (Проблема 10). М., «Недра», 1964, с. 208—218.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М., «Недра», 1964. 136 с.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Докембрий Среднего Тянь-Шаня. М., «Недра», 1969. 144 с.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Кангро О. Г. Докембрий Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов. М., «Недра», 1972. 132 с.

Белицкий П. А. Очерк геологии Приморья. — В кн.: Материалы по геологии полезных ископаемых Вост. Сибири и Дальнего Востока. М., 1956, с. 5—12.

Беликова Л. Т. Геосинклинальный рифей севера Урала. Автореф. канд. дис. М., 1972.

Беликова Л. Т., Маслов М. А. Докембрийские отложения Приволжского Урала. — «Труды института геологии и геохимии УИЦ АН СССР», Свердловск, 1972, вып. 91, с. 47—54.

Белянкина М. Н., Долгинов Е. А. Структура рифа в северо-западной части Енисейского кряжа.— «Геотектоника», 1965, № 2, с. 17—31

Береснев А. Ф., Ковылин В. М. Некоторые особенности глубинного строения земной коры южной части Японского моря.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 5, с. 17—22.

Берзин Н. А. Зона главного разлома Восточного Саяна. М., «Наука», 1967. 147 с.

Безр А. А. Юдомо-Майский прогиб и его восточное обрамление в верхнем протерозое и нижнем палеозое.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 4, с. 71—85.

Библикова Е. В., Чайка В. М., Поляков А. Л. Возраст кристаллического основания севера Сибирской платформы и некоторые вопросы образования протерозойских сланцевых толщ Енисейского кряжа и Таймыра.— «Геохимия», 1968, № 6, с. 733—736.

Благонравов В. А., Зайцев Н. С. Джибинская зона ранних каледонид Монголии.— «Геотектоника», 1972, № 6, с. 55—64.

Благонравов В. А., Ильин А. В. Протерозойская группа.— В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. Т. I. Стратиграфия, М., «Недра», 1973.

Благонравов В. А., Палей И. П. Строение докембрийских толщ Северо-Восточной Монголии.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1976, т. 51, вып. 2, с. 33—43.

Благонравова Л. А. Краткие сведения о метаморфизме.— В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. Т. II. Магматизм, метаморфизм, тектоника. М., «Недра», 1973, с. 535—550.

Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М., Изд-во АН СССР, 1963. 178 с.

Богданов Н. А. Палеозой востока Австралии и Меланезии. М., «Наука», 1967. 179 с. (Труды ГИНа, вып. 181).

Богуславский И. С., Рассказчиков А. Н. К геологии кристаллического комплекса восточной окраины хр. Хучжегин-Нуру в Северной Монголии.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра», 1966, с. 117—123.

Борзаковский Ю. А., Сустенко О. Д., Храпов А. А. Новые данные о докембрийских и нижнепалеозойских отложениях Восточной Гоби (МНР).— «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 3, с. 657—660.

Борисов А. А. Глубинная структура СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967. 303 с.

Боровко Н. Г., Кель Г. Н., Смирнов Ю. Д. Стратиграфия, условия образования и алмазность отложений «чурочной» свиты (Северный Урал).— В кн.: Материалы по геологии Урала. Л., 1964, с. 23—50. (Труды ВСЕГЕИ, т. 119).

Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). М., Госгеолтехиздат, 1955. 408 с.

Боянов Ив., Кожухарова Е., Кожухаров Д. Взаимоотношения между докембрийской высококристаллиной цоколь и диабазфилигтонидная формация в Източните Родопи.— София, «Списание Болг. геол. дружество», 1969, т. 30, № 2, с. 113—122.

Бузиков И. П., Обручев С. В. Стратиграфия и тектоника докембрия Тункинских гольцов (Восточный Саян).— В кн.: Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР. Улан-Удэ, 1957, с. 69—89.

Булгатов А. Н. Байкалиды и ранние каледониды Средне-Витимской горной страны.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 10, с. 50—57.

Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск, «Наука», 1973. 138 с.

Бутаков Е. П., Карпинский Р. Б., Усталов В. В. Венд Тейско-Чапского района (Енисейский кряж).— «Геол. и геофиз.», 1975, № 8, с. 67—77.

Бямба Ж. Венд и нижний кембрий Северной Монголии.— «Сов. геология», 1970, № 8, с. 86—95.

Варданиц Л. А. Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы масштаба 1 : 5 000 000. ВСЕГЕИ. М., Гостоптехиздат, 1960.

Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринюв Н. А., Мокшанцев К. Б. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Под ред. Ф. К. Шипулина. Л., Гостоптехиздат, 1959. 494 с.

Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.— Л., 1963. 225 с. (Труды АН СССР. Серия геол., вып. 17).

Вельдяков Ф. Ф., Песков Е. Г. Стратиграфия и магматизм Кухтуйского выступа Охотского массива.— В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 81—89.

Ветлужекх В. Г., Кудрявцев В. А., Соколов Н. А. Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966, с. 26—33.

Винкман М. К. Об отложениях Алтае-Саянской области, эквивалентных юдомским Сибирской платформы.— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1974. с. 61—65. (Труды СНИИГГиМС, вып. 173).

Виноградов В. А. Тектоника Верхоянского мегаантиклинория и Ленского прогиба (севернее Полярного круга).— В кн.: Ученые записки НИИГА. Региональная геология. Вып. 5. Ленинград, 1965, с. 87—126.

- Виноградов В. А., Соболевская Р. Ф.** Спийские отложения северной части Хаураулахских гор.— В кн.: Сборник статей по геологии Арктики. Л., 1958, с. 64—66. (Труды НИИГА, т. 85, вып. 9).
- Владимирская Е. В.** Додевонские отложения Ковво-Вицерского края. Л., 1955. (Труды ВНИГРИ. Новая серия, вып. 90).
- Власов Н. Г., Гвиловский В. Г.** Докембрийские образования Северного Памира.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 1, с. 139—142.
- Водорезов Г. И.** Докембрий Мугоджар.— «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1951, вып. 15.
- Водорезов Г. И., Сагло В. В., Сегедин Р. А.** К стратиграфии докембрийских отложений Мугоджар.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 4. М., «Недра», 1965, с. 4—9.
- Вознесенский В. Д.** О возрасте уртынджалского комплекса в Прибалхашье и некоторых структурных особенностях Прибалхашья в конце раннего и начале среднего палеозоя.— В кн.: Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана. Алма-Ата, «Недра», 1965, с. 34—44.
- Волков В. В.** Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1966. 163 с.
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Мусатов Д. И., Ступникова Н. И.** Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и радиологическим данным.— В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., «Наука», 1964, с. 3—58.
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Стрижев В. П., Мусатов Д. И.** Геохронология Енисейского кряжа.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М., «Недра», 1964, с. 108—127.
- Вологдин А. Г.** К открытию остатков протерозойских водорослей на Дальнем Востоке и на Урале.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 4, с. 926—928.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И.** Тектоника Туранской плиты.— «Труды ГИН АН СССР», вып. 265, М., 1966. 289 с.
- Воскресенский И. А., Корнев Г. П., Любофеев В. П.** Новые данные в строении фундамента Скифской плиты в пределах Западного Предкавказья.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 4, с. 903—904.
- Вотах О. А.** Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., «Наука», 1968. 137 с.
- Вотах О. А., Козлов Г. В., Шишкин Б. Б.** Строение докембрийского этажа в Игарском районе.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 3, с. 50—56.
- Вотах О. А., Сафаров Э. И., Полухтович Б. М., Гениш И. В.** Типы тектонических структур в зонах сочленения древних и молодых платформ (на примере Молдавии и Юго-Западной Украины).— «Геол. и геофиз.», 1969, № 10, с. 3—9.
- Вронский Ю. С., Чеботарева Н. А.** Состав и метаморфическая эволюция пород купальской толщи Тараташского комплекса (Южный Урал).— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., «Недра», 1973, с. 131—132.
- Врублевич Е. И., Корнев Т. Я.** Некоторые вопросы стратиграфии докембрия южной части Енисейского кряжа.— В кн.: Материалы по геологии Красноярского края. Вып. 3. Сб. КГУ. Красноярск, 1962, с. 13—19.
- Гамалей Ю. Н.** Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутопа.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1968, № 2, с. 35—40.
- Гансер А.** Геология Гималаев. М., «Мир», 1967. 352 с.
- Гарань М. И.** Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М., Госгеолтехиздат, 1946. 51 с.
- Гарань М. И.** Протерозой и нижний палеозой Южного Урала.— В кн.: Советские по упрощению стратиграфических схем Урала. Л., 1956.
- Гарань М. И.** Корреляция разрезов верхнедокембрийских образований Урала.— В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 204—206.
- Гарань М. И.** Западная и Центральная структурно-фациальная зона.— В кн.: Геология СССР. Т. XII. М., «Недра», 1969.
- Гарецкий Р. Г.** Тектоника молодых платформ Евразии. М., 1972. 298 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 226).
- Гарецкий Р. Г., Пантелеев Г. Ф., Флоренский П. В., Шлезингер А. Е.** Породы складчатого фундамента Центрального Устьюрта.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1964, № 1, с. 50—62.
- Гарпе М. А.** Байкальский магматизм и метаморфизм на Урале и в Мугоджарах.— В кн.: Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформы. Уфа, 1972, с. 71—81.
- Гарпе М. А., Постников Д. В.** Геохронология докембрия востока Русской платформы в многоосинклинальной области Урала.— В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука», 1970, с. 74—96.
- Гатинский Ю. Г., Рассказов Ю. П., Исаев Е. И., Каменецкий А. Е., Ле Ван Кы, Сухов В. И., Чан Ван Чи.** Структурные элементы территории Демократической Республики Вьетнам.— «Сов. геология», 1973, № 9, с. 95—110.
- Гауэр К. Е.** Стратиграфия и литология докембрия и нижнего палеозоя в бассейне р. Уя на восточном склоне Южного Урала. Автореф. канд. дис. Свердловск, 1974.

Гелеция Г. Г. Вулканогенно-осадочный литогенез рифейских отложений Игарско-Туруханского района. Новосибирск, «Наука», 1974. 168 с.

Гельман М. Л., Терехов М. И. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива.— В кн.: *Метаморфические комплексы Востока СССР*. Владивосток, 1973, с. 66—73.

Геологическая карта докембрия континентов м-ба 1 : 15 000 000. Под ред. А. В. Сидоренко. М., Изд-во Министерства геологии СССР, 1974.

Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968. 719 с.

Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Отв. ред. Л. И. Красный. М., «Недра», 1966. 516 с.

Геология и рудные месторождения Среднего Востока. М., «Недра», 1973. 384 с. (Труды НИИЗарубежгеологии, вып. 24). Авт.: Перфильев Ю. С., Борцова А. В., Веселов В. В., Ельянов А. А., Моралев В. М., Левен Э. Я., Левицкий Е. С., Успенская Е. А., Фокина Н. А., Чальян М. А.

Геология Северного Вьетнама. Под ред. А. Е. Довжикова, Ханой, 1965. 650 с.

Геология СССР. Т. XI. Южный Казахстан. Ч. 1, 2. М., «Недра», 1971. 534 с.

Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. М., «Недра», 1966. 736 с.

Геология СССР. Т. XX. Кн. 1, 2. Центральный Казахстан. М., «Недра», 1972. 912 с.

Геология СССР. Т. XXI. Кн. 2. Ч. 1. Западный Казахстан. М., «Недра», 1970. 341 с.

Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. М., «Недра», 1970. 548 с.

Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР. М., «Недра», 1966. 459 с.

Геология СССР. Т. XXX. Кн. 1. М., «Недра», 1970. 548 с. Северо-Восток СССР. Северо-Восток СССР.

Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., «Недра», 1964. 733 с.

Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край. Ч. 1. М., «Недра», 1969. 695 с.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Под ред. М. М. Мануйловой. М., «Наука», 1968. 333 с.

Гентнер Т. М., Ескин А. С., Эз В. В. О роли магматизма в формировании докембрийских метаморфических толщ.— В кн.: *Проблемы докембрийского магматизма*. Л., «Наука», 1974, с. 43—47.

Герман Л. Л. Метаморфические комплексы Ганальского хребта на Камчатке. Автореф. канд. дис. М., 1974. 27 с.

Гессе В. Н. Новые данные по стратиграфии древних толщ Лемвинской структурно-фациальной зоны.— В кн.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР*. Вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 3—6.

Гецен В. Г. Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л., «Наука», 1975. 142 с.

Гицингер А. Б. Основные типы разрезов и структурно-фациальная зональность рифейских отложений западной части Алтае-Саянской области.— В кн.: *Материалы по региональной геологии Сибири*. Новосибирск, 1970, с. 47—69. (Труды СНИИГГиМС, вып. 110).

Гицингер А. Б., Виякман М. К., Асташкин В. А., Тараненко В. А., Краевский Б. Г., Поспелов А. Г. Разрезы докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области. Красноярск, 1969. 217 с.

Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова И. С., Судовников Н. Г. Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Алданского щита и геохронологические данные.— В кн.: *Абсолютный возраст докембрийских пород СССР*. Л., «Наука», 1965, с. 103—135.

Глико О. А. Геологическое строение и металлогеническое районирование Енисейского кряжа.— «Сов. геология», 1957а, № 62.

Глико О. А. Магматизм Енисейского кряжа.— «Сборник научно-техн. информации», 1957б, № 4.

Глико О. А. Структурно-металлогеническое районирование Енисейского кряжа.— В кн.: *Материалы по геологии Красноярского края*. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Глуховский М. З., Коген В. С., Моралев В. М., Рунов Б. Е., Ставцев А. Л. Троговый комплекс Алданского щита и его обрамление.— «Геол. и геофиз.», 1976, № 6, с. 3—7.

Глуховский М. З., Ставцев А. Л. Тектоника и основные этапы развития Алданского щита.— В кн.: *Тектоника фундамента древних платформ*. М., «Наука», 1973, с. 65—75.

Глуховский М. З., Ставцев А. Л., Коген В. С. Тектоника и магматизм Вигимо-Охотской области.— «Тектоника», 1972, № 4. с. 76—89.

Гольвенко В. К. О положении Мамской толщи среди докембрийских образований Северо-Байкальского и Патомского нагорий.— «Докл. АН СССР. Серия геол.», 1960, т. 133, № 6, с. 1402—1405.

Горбов В. В., Загрягина И. А. Первые определения абсолютного возраста метаморфических пород Колымского среднего массива.— «Докл. АН СССР», 1971, с. 197, № 5, с. 1131—1132.

Горелов С. Ф. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя восточной части Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дис. Томск, 1967. 22 с.

Горохов С. С. Рифей хребта Урал-Тау. М., «Наука», 1964. 138 с.

Горяйнова О. П., Фалькова Э. Л. Геология Изьерского и Зигазино-Комаровского районов Башкирской АССР. — «Труды Геол. упр. БашАССР», 1940, вып. 9. 372 с.

Грачев В. А., Кейльман Г. А., Крылов Р. А. Геологический очерк Салдинского гнейсового комплекса. — В кн.: Труды II Уральского петрографического совещания. Т. V. Л., «Наука», 1969, с. 39—44.

Гребенников Г. А. К вопросу о возрасте метаморфических толщ Селенныхского кряжа. — В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. Т. 1. Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 13. Якутск, 1969, с. 138—150.

Гребенников Г. А. Тектоническое развитие в позднем докембрии и палеозое Селенныхского горст-антиклинория (северо-восток Якутии). Автореф. канд. дис. Л., 1975. 24 с.

Гребенников Г. А., Работнов В. Т., Спектор В. Б. К стратиграфии верхнего докембрия Селенныхского кряжа. — В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Тезисы Межвед. стратиграф. совещания. Магадан, 1974, с. 12.

Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М., «Наука», 1968. 187 с.

Гринсон А. С., Лукьянова Л. И., Погорелов Ю. И. К вопросу о происхождении и размещении первосточников алмазов на западном склоне Северного Урала. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1975, № 1, с. 24—29.

Громов Ю. Я. Метаморфизованные эффузивы в протерозое Южного Приморья и их геологическое значение. — «Бюл. науч.-техн. информ. МГиОН СССР», 1956, № 1, с. 42—43.

Давыдов Ю. В. Рифейские карбонатные отложения юго-востока Сибирской платформы и ее обрамления (состав и происхождение). Новосибирск, «Наука», 1975. 128 с.

Давыдова Н. И., Шварц Я. Б., Ярошевская Г. А. Материковый профиль Магадан — Колыма. — В кн.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964, с. 117—127.

Даминова А. М. Геологическое строение центрального Таймыра. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1958, № 3.

Дворкин-Самарский В. А., Ерхов В. Ф. История геологического развития Северного Прибайкалья. Улан-Удэ, 1974, с. 5—19.

Дзевановский Ю. К. Геология западной окраины Станового хребта. — «Бюл. ВСЕГЕИ», 1958, № 1, с. 21—28.

Демин А. Н., Караетов С. С., Сонин И. И. К стратиграфии докембрийских отложений Центрального Афганистана. — «Вестн. МГУ. Серия геол.», 1973, № 2, с. 108—112.

Дзевановский Ю. К., Судовиков Н. Г. Докембрий Алданского щита и хребта Станового. — В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. Л., Изд-во АН СССР, 1960, с. 77—88.

Добрецов Н. Л. Глаукофан-сланцевые и эклогит-глаукофан-сланцевые комплексы СССР и их генезис. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1970.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев И. В., Хлестов В. В. Фации регионально-го метаморфизма высоких давлений. М., «Недра», 1974. 327 с.

Додин А. Л., Гурьянова В. Н., Маньковский В. К., Решетова С. А., Семейная Б. Г., Гольман Е. И. Окинский и Ийский стратиграфические разрезы позднедокембрийских образований Восточного Саяна. М., «Недра», 1971. 196 с.

Додин А. Л., Конигов А. З., Маньковский В. К., Тащиллов А. Ф. Стратиграфия докембрийских образований Восточного Саяна. М., «Недра», 1968. 280 с.

Докембрий Восточного Саяна. М.—Л., «Наука», 1964. 328 с.

Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1973. 180 с.

Дольник Т. А. Корреляционные биостратиграфические подразделения в верхнем докембрии Саяно-Байкальской складчатой области. — В кн.: Тезисы докладов I конференции ВостСибНИИГГиМС. Иркутск, 1974, с. 248—253.

Дольник Т. А., Воронцова Г. А. К вопросу о возрасте мпричунской свиты Восточного Саяна. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 198, № 4, с. 909—912.

Дольник Т. А., Воронцова Г. А. Биостратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Иркутск, 1974. 95 с.

Домниковский Г. Г. Петрография кристаллических сланцев средней части Ильменских гор. — «Труды Ильменского гос. заповедника». 1971, вып. IX, с. 130—148.

Дунаев В. А., Краснобаев А. А. Об абсолютном возрасте и этапах метаморфизма в Ильменском комплексе по данным калий-аргонового, рубидий-стронциевого и альфа-свинцового методов. — В кн.: Тезисы докладов XVI комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1969.

Дунаев В. А., Степанов А. И., Панова М. В. Возраст метаморфизма пород Харбийского антиклинория (Полярный Урал). — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация нисходящих значений возраста. Тр. XVI сессии. М., «Наука», 1973, с. 248—251.

Дьяконов А. И., Корнеев В. И. Тектоническое районирование и перспективы нефтегазоносности Западного Предкавказья и Северо-Западного Кавказа. — В кн.: Тезисы докл. IV конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974, с. 89—90.

Елизарьев Ю. З. К стратиграфии шарьжалгайского комплекса Юго-Западного Прибайкалья. — В кн.: Материалы по геологии Восточной Сибири. Иркутск, 1959.

Енокли В. С. Доордовикские отложения острова Вайгач и Западного Пай-Хоя.— В кн.: Труды VII геологической конференции Коми АССР. Т. 1. Сыктывкар, 1971, с. 113—118.

Есин А. С., Обухов С. П., Фельдман М. С., Эз В. А., Гептнер Т. М., Глазун-нов О. М., Иванов А. П. Этапы докембрийского магматизма в Западном Прибайкалье.— В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., «Наука», 1974, с. 70—79.

Ефимов И. А., Судеркин А. А. Месторождение линис-лазури Сары-Санг в Северном Афганистане.— «Вестн. АН УзССР», 1967, № 8, с. 35—46.

Жуланова И. Л. Новые данные об архейском кристаллическом комплексе полуострова Тайгонос.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР (тезисы докл.). Магадан, 1974, с. 13—14.

Журавлев В. С., Забродин В. Е., Раабен М. Е., Черный В. Г. К стратиграфии фундамента Тиманского кряжа.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1966, т. 41, вып. 2, с. 49—75.

Журавлев В. С., Осадчук М. И. Структурно-фацциальная зональность рифейского складчатого фундамента Тимана.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1960, т. 35 (3).

Журавлев В. С., Осадчук М. И. Тиманский кряж и полуостров Канин.— В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 206—239.

Журавлева З. А., Мамаев Н. Ф. О нахождении опколитов в древних толщах восточного склона Южного Урала.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1966, № 3, с. 114—116.

Забияка А. И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. Красноярск, 1974. 128 с. (Труды СибНИИГГиМС, вып. 143).

Забродин В. Е. Микрофитолиты рифея Урала и Шницбергена. Автореф. канд. дис. М., 1967.

Загрусина И. А., Пепанен Н. И. Основные итоги геохронологических исследований на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Труды Первого Северо-Восточного петрографического совещания. Ч. 1. Магадан, 1976, с. 86—95.

Загрусина И. А., Пепеляев Б. В. Новые данные по геохронологии докембрия Северо-Востока СССР.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Тезисы докл. Межвед. стратиграфического совещания. Магадан, 1974, с. 14—15.

Зайцев Н. С. Области ранней каледонской складчатости.— В кн.: Тектошка Евразии. М., 1966, с. 69—79.

Зайцев Н. С., Благоданов В. А., Бямба Ж. Формационная характеристика раппекаледонских структур Северной Монголии.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1974, т. 49, № 4, с. 57—69.

Зайцев Н. С., Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритопосыль бассейн (МНР).— «Докл. АН СССР», 1970а, т. 192, № 2, с. 395—399.

Зайцев Н. С., Ильин А. В. Тектоника Прихубсугульского прогиба.— «Геотектопика», 1970б, № 5, с. 3—11.

Зайцев Ю. А. О выделении среднерифейской исседонской складчатости в Казахстане.— «Вестн. Моск. ун-та. Серия геол.», 1974, № 3, с. 32—52.

Зайцев Ю. А., Королев В. Г., Филатова Л. И., Шлыгин Е. Д. Схема сопоставления разрезов докембрия Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня.— В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня. (Тезисы докл., г. Караганда, 1969 г.). М., 1969, с. 18—21.

Зайцев Ю. А., Филатова Л. И., Мясев В. С., Розанов С. Б., Хераскова Т. Н., Япаскерт О. В. Основные черты строения докембрия Улу-Тау (Центральный Казахстан).— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1965, т. XI(6), с. 57—81.

Зайцев Ю. А., Зыков С. И., Краснобаев А. А., Стушикова П. И., Траянов Н. В., Филатова Л. И., Филиппович Н. З. О радиологическом датировании докембрийских пород Центрального Казахстана.— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 26—42.

Зайцев Ю. А., Королев В. Г., Филатова Л. И., Шлыгин Е. Д. Новые данные по корреляции стратиграфических разрезов докембрия Центрального и Южного Казахстана.— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 4—10.

Зайцев Ю. А., Королев В. Г., Филатова Л. И. О сопоставлении верхнего протерозоя Тянь-Шаня и Улу-Тау.— «Вестн. МГУ. Серия геол.», 1966, № 4, с. 23—42.

Зайцев Ю. А., Филатова Л. И. Стратиграфия докембрия Улу-Тау.— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974, 276 с.

Зайцев Ю. С., Агейкин А. С., Гольшикина Р. И., Шибанов В. М. Новые данные по геологии докембрия юго-восточной части Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 59—73.

Заялеев Р. Ш., Беззубцев В. В. О Челюскинском гипербазитовом поясе.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 12, с. 132—134.

Замараев С. М., Мазукайзов А. М., Рязанов Г. В., Селько А. И., Васильев Е. П., Грабкин О. В. Древняя структура земной коры Восточной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1975, 185 с.

Звонцов В. С. О клинковой серии докембрия (рифей) Атасу-Моиптинского антиклинория.— В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана (тезисы докл.). Алма-Ата, 1974.

Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии.— «Геотектоника», 1967, № 6, с. 49—70.

Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналиях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому полюсу. М., «Недра», 1972. 240 с.

Зоненшайн Л. П., Кудрляцев Г. А. Место главнейших гранитоидных интрузий в тектонической структуре Саяно-Тувинской горной области.— В кн.: Каледонская орогенезия. Международный геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 69—79.

Иванов А. И. К стратиграфии и древнему орогенезу западного склона Южного Урала.— «Труды Башкир. геол. треста», 1937, вып. 7.

Иванов А. И. Обоснование сводного стратиграфического разреза древних свит западного склона Южного Урала.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1949, т. 24, вып. 5.

Иванов А. И. Древние свиты Южного Урала.— В кн.: Совещание по унификации стратиграфических схем Урала. Л., «Недра», 1956.

Иванов А. И. Древние свиты западного склона Южного Урала.— В кн.: Геология СССР. Т. XIII. Ч. 1. М., «Недра», 1964, с. 58—71.

Иванов А. Х. Восточное Прикосоголье. Монгольская Народная Республика. Географическое и геологическое описание.— «Труды Монгольской комиссии АН СССР». М., 1953. вып. 3.

Иванов А. Х., Маринов П. А., Хасин Р. А. Геологический очерк северо-восточной части Монгольской Народной Республики.— «Труды Монгольской комиссии АН СССР». М., 1953. вып. 1.

Иванов О. И. Стратиграфия докембрия крайнего Северо-Востока СССР (Восточная Чукотка, о. Врангеля).— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР (тезисы докл.). Магадан, 1974, с. 15—17.

Иванов О. И. Геология Алазейского нагорья в связи с тектоническим районированием Северо-Востока СССР.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975, с. 227—235.

Иванов О. И., Крюков Ю. В. Докембрий восточного сектора Советской Арктики.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 9, с. 50—59.

Иванов О. И., Крюков Ю. В. Докембрийские магматические формации восточного сектора Советской Арктики.— «Геол. и геофиз.», 1976, № 9, с. 23—33.

Иванова А. М. Протерозой и нижний палеозой северной части Полярного Урала. Л., «Недра», 1956.

Ивошин И. П. Стратиграфия и магматизм докембрия осевой части Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дис. Томск, 1971. 26 с.

Изох Э. П., Ушаков Е. Н. Глубинные метаморфические породы в бассейне р. Ануй.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 6, с. 117—119.

Ильин А. В. О Тувино-Монгольском массиве.— В кн.: Материалы по региональной геологии Африки и зарубежной Азии.— «Труды НИИЗарубежгеологии», М., 1971, вып. 22, с. 67—73.

Ильин А. В. Докембрий Монгольской Народной Республики.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия Евразии. Владивосток, 1974. 224 с.

Ильин А. В., Журавлева И. Т. О границе кембрия и докембрия в Прикосоголье (МНР).— «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 5, с. 1164—1167.

Ицксон Г. В. Структурное районирование и история геологического развития Малого Хингана.— В кн.: История геологической разведки и магматизм Малого Хингана. Л., 1961, с. 5—63.

Кабаньков В. Я. К проблеме стратификации рифейских, вендских (юдомских) и нижнепалеозойских отложений Приколымского поднятия. Корреляция верхнедокембрийских образований Северо-Востока СССР.— В кн.: Рифей центрального сектора Арктики. Л., 1972, с. 6—19. (Труды НИИГА).

Казак А. П. К проблеме генезиса и возраста гнейсов на примере Средиземноморского бассейна.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 212, № 6, с. 1416—1419.

Кальберг Э. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике Среднего Тимана.— «Сов. геология», 1948, № 33.

Каменева Г. И., Ильченко Л. К. Докембрий и нижний кембрий острова Врангеля.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР (тезисы совещания). Магадан, 1974, с. 19.

Капустин Ю. Л. Новые данные о характере контакта гнейсовой и карбонатной частей разреза докембрия Сангилена.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 4, с. 134—140.

Карапетов С. С., Довгаль Ю. М., Демин А. П., Нагалева В. С., Мирзод Х. С., Котов А. Я. Основные черты стратиграфии бассейна р. Ангадаб (Центральный Афганистан).— «Сов. геология», 1971, № 2, с. 126—135.

Караченцев С. Г., Молдавандцев Ю. Е., Перфильев А. С. Новые данные о стратиграфии метаморфических толщ осевой полосы Полярного Урала.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1964, т. 39 (1), с. 49—57.

Карпинский Р. Б. О находке жильных кимберлитов в Енисейском крае.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 3. Красноярск, 1962, с. 235—237.

Келлер Б. М. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы.— «Труды ИГи АН СССР. Серия геол.», 1952, № 37. вып. 109.

Келлер Б. М., Казаков Г. А., Крылов И. Н., Нужнов С. В., Семихатов М. А. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1960, № 12, с. 26—41.

- Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов И. Н.** К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 4, с. 101—115.
- Кейльман Г. А.** Геологическое строение Уфалейского гранитного массива.— «Сов. геология», 1963, № 10, с. 120—122.
- Кейльман Г. А.** Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., «Недра», 1974. 197 с.
- Кейльман Г. А., Бутин В. В., Подсосова Л. Л., Пономарев В. А.** К вопросу о геологическом строении осевой зоны Полярного Урала.— «Труды Свердловск. горного ин-та», 1973, вып. 91, с. 5—10.
- Кеpezинская В. В., Зайцев Н. С., Лучицкий И. В., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В.** Основание континентальной коры по гранулитовым ксенолитам.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 229, № 2, с. 451—454.
- Кеpezинская К. Б., Палей И. П., Доржнамжаа Д., Зверева Л. А.** Соотношение распределения температур и давлений при метаморфизме докембрийских пород северного склона хребта Хан-Хухей (МНР).— «Докл. АН СССР», 1972, т. 205, № 6, с. 1451—1454.
- Кеpezинская К. Б., Фирсов Л. В.** Фашии и абсолютный возраст метаморфических комплексов северо-западного обрамления Хангайского нагорья (МНР).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1972, № 2, с. 13—17.
- Кириченко Г. И.** Тектоника Енисейского кряжа.— В кн.: Геология СССР. Т. XV. Ч. 1. Красноярский край. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Кириченко Г. И.** Некоторые новые данные по геологии Енисейского кряжа.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1955, № 1, с. 5—61.
- Кириченко Г. И.** К стратиграфии докембрия Енисейского кряжа.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1956а, № 6.
- Кириченко Г. И.** О тектонической структуре Енисейского кряжа по о положению ее в общей структуре региона.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1956б, № 4, с. 45—52.
- Кириченко Г. И.** Енисейский кряж и Туруханское поднятие.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. М., Госгеолтехиздат, 1958а.
- Кириченко Г. И.** Стратиграфия западной и южной окраин Сибирской платформы (Енисейский кряж, Туруханское поднятие, северные предгорья Восточного Саяна).— В кн.: Труды Межвед. совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г. Докембрий. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958б, с. 83—92.
- Кириченко Г. И.** Енисейский кряж.— В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963а, с. 331—348.
- Кириченко Г. И.** Тектоника Енисейского кряжа.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. II. Тектоника Красноярского края. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963б, с. 65—82.
- Киселев В. В., Королев В. Г.** Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Киргизского хребта.— В кн.: Материалы по геол. Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1964, с. 3—44.
- Киселев В. В., Королев В. Г.** О соотношении инициального и субсеквентного магматизма.— «Геотектоника», 1970а, № 3, с. 41—49.
- Киселев В. В., Королев В. Г.** Особенности позднедокембрийской и раннепалеозойской тектоники Тянь-Шаня.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970б, с. 93—103.
- Киселев В. В., Королев В. Г.** Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе, «Илим», 1972. 80 с.
- Киселев В. В., Королев В. Г., Криволицкая В. Н.** Докембрийский магматизм Байкало-Каледонской складчатой области Тянь-Шаня.— В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., «Наука», 1974.
- Киселев В. В., Королев В. Г., Краснобаев А. А., Криволицкая В. Н., Усманов Г.** О добайкальском возрасте некоторых гранитоидных интрузий в западной части Киргизского хребта (Тянь-Шань).— «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 2, с. 407—409.
- Киселев В. В., Королев В. Г., Нурманбетов К.** К стратиграфии докембрия в верховьях р. Мал. Нарын (Терской Ала-Тоо).— В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1965, с. 3—13.
- Кичман Э. С.** Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений Бетпак-Далы, Западного Прибалхашья и Чу-Илийских гор.— В кн.: Совещание по допалеозой и палеозой Казахстана (тезисы докл.). Алма-Ата, 1971.
- Клингер Б. Ш.** О возрасте дарбазинской свиты Юго-Западного Прибалхашья.— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974а, с. 63—64.
- Клингер Б. Ш.** Микрофитолиты басагинской свиты Атасу-Моштинского водораздела.— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974б, с. 65—66.
- Клитни К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С.** Байкалиты юго-востока Сибири. М., «Наука», 1970. 143 с.
- Князев В. С., Мельниченко А. К., Шнип О. А.** Метаморфический комплекс Юго-Западного Гиссара.— «Изв. отд. фпз.-мат. и геол.-хим. наук АН ТаджССР», 1967, № 3 (25), с. 86—100.
- Князев В. С., Чарыгин А. М., Шнип О. А.** О докембрийских породах фундамента Туранской плиты.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 5, с. 1173—1176.

Князев В. С., Шнип О. А. Региональный метаморфизм докембрийских пород центральной части Средней Азии.— *Изв. вузов. Геология и разведка*, 1969, № 4, с. 48—53.

Коген В. С., Рунов Б. Е., Ставцев А. Л. Стратиграфия верхнеархейских (?) — нижнепротерозойских образований Южного Верхоянья.— В кн.: *Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Тезисы докладов Межведомственного стратиграфического совещания*. Магадан, 1974, с. 20—21.

Козаков И. К. Структурно-метаморфическая характеристика докембрийских раннекладчатых гранитоидов Сангиленского нагорья Тувы.— *Геол. и геофиз.*, 1976, № 12.

Козаков И. К., Митрофанов Ф. П. Полиметаморфизм гранулитового основания Сангиленского срединного массива Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: *Термодинамический режим метаморфизма*. Л., 1976, с. 313—316.

Козлов В. И. К вопросу о строении уских и ашинских отложений верхнего протерозоя Южного Урала.— *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1973, № 7, с. 112—123.

Козлов В. И. Верхний и терминальный рифей Башкирского Урала. Автореф. канд. дис. М., 1975.

Козлов Г. В., Александров В. С., Спешилова М. А. Продукты коры выветривания в рифее Туруханского поднятия.— *Труды СНИИГГиМС*, 1973, вып. 170, с. 37—40.

Комар В. А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М., «Наука», 1966. 122 с.

Коржинский Д. С. Геология и полезные ископаемые южного района.— В кн.: *Якутская АССР. М., Изд-во АН СССР, 1933, с. 183—221.*

Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового.— В кн.: *Стратиграфия СССР. Т. 1, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939, с. 349—366.*

Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967. 298 с.

Корнев Т. Я., Крымский Б. М. О сульфидном оруденении вулканогенных пород западной части Енисейского кряжа.— В кн.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 5. Красноярск, 1968.*

Константиновский А. А. Улканский и Билякчанский Среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы.— *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1974, № 4, с. 72—84.

Константиновский А. А. К стратиграфии верхнедокембрийских и нижнепалеозойских отложений хр. Черского.— *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1975, № 8, с. 95—105.

Копылков В. Р., Старжинский С. С., Баринов Н. Н. Новые данные МТЗ о распространении кристаллического фундамента (комплекс основания) в Малкинско-Петропавловской зоне (Южная Камчатка).— В кн.: *Геология Дальнего Востока. Владивосток, 1976.*

Коробов М. Н. Нижний кембрий Хараулаха.— *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1963, № 4, с. 35—51.

Королев В. Г. Средняя Азия.— В кн.: *Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий*. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 256—279.

Королев В. Г. Особенности строения и развития геосинклиналей Средней Азии в верхнем протерозое.— В кн.: *Проблемы геологии Средней Азии*. М., «Наука», 1966, с. 34—43.

Королев В. Г. Палеогеография Средней Азии и Центрального Казахстана в позднем докембрии.— В кн.: *Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970, с. 5—35.*

Королев В. Г., Крылов И. Н. К стратиграфии верхнего докембрия Северного Тянь-Шаня.— *Докл. АН СССР*, 1962, т. 144, № 6, с. 1334—1336.

Корольков В. Г., Рудник В. А., Соботович Э. В. О позднеархейском — раннеархейском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива.— *Докл. АН СССР*, 1974, т. 219, № 6, с. 1441—1444.

Корсаков Л. П. Некоторые особенности геологии докембрия восточной части Станового хребта.— В кн.: *Геология и золотопосность докембрия Якутии*. Якутск, 1971, с. 85—89.

Корсаков Л. П. Геология и петрология гранулитового комплекса восточной части Станового хребта. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1973. 23 с.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969. 616 с.

Кочетков А. Я., Чальян М. А., Довгаль Ю. М., Власов Н. Г. Докембрийские метаморфические образования Центрального Афганистана.— В кн.: *Геология и полезные ископ. докембрия*. М., «Недра», 1975, с. 43—50.

Крипичный Д. Д., Крипичкал В. М. Новые данные по стратиграфии метаморфических образований зоны Урал-Тау.— *Информ. бюл. ЮУГУ*, 1958, № 4(6).

Краснобаев А. А., Сплошнова П. С. Циркон и вопросы генезиса некоторых Уральских гранитоидов.— В кн.: *Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 4. Свердловск, 1971, с. 259—263.*

Крылов И. Н. Строматолиты рифей и фанерозоя СССР. М., «Наука», 1975. 243 с.

Крылов Р. А., Закожуриков В. П. Геологическое строение и метаморфические фации салдинского комплекса.— В кн.: *Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1970, с. 22—27.*

- Крылов Н. И., Шаповалова И. Г., Колосов П. Н., Федонкин М. А. Рифейские отложения низовьев р. Лены. — «Сов. геология», 1971, № 7, с. 85—95.
- Крымский В. М. Стратиграфическое соотношение игарской свиты со стрельногорской и пшансухарихинскими эффузивами. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 164, № 5, с. 1119—1121.
- Кудрявцев Г. А., Агентов В. Б., Гатинский Ю. Г., Мишина А. В. Геология Юго-Восточной Азии. Л., «Недра», 1969. 240 с. (Труды НИЛЗарубежгеологии, вып. 19).
- Кузнецов Ю. А. Енисейский кряж. Л., Изд-во АН СССР, 1952.
- Кузнецов Ю. А. Архейская группа. Енисейский кряж. — В кн.: Геология СССР. Т. IX. Красноярский край, М., Госгеолтехиздат, 1961. 815 с.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 388 с.
- Кузнецов Ю. А., Дембо Т. М. Магматизм и метаморфизм. Енисейский кряж. — В кн.: Геология СССР. Т. XV. Красноярский край. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 530—540.
- Кулестекий В. М. Геологический очерк восточной части Северной Монголии в р-не среднего течения реки Керулен. — В кн.: Материалы комиссии по исследованию Монгольской и Ташу-Тувинской Народной Республики и Бурят-Монгольской АССР. Вып. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1929.
- Кухаренко А. А. Нижний палеозой западного склона Среднего и южной части Северного Урала. — В кн.: Совещание по унификации стратиграфических схем Урала. Л., 1956, с. 45—47.
- Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Малыгина О. А. Металлогения Карпат (объяснительная записка к макету металлогенической карты Карпат м-ба 1 : 1 000 000). Междунар. геол. конгресс. Карпато-Балканская геол. ассоциация. Материалы комиссии минералогии и геохимии, № 2, Киев, «Наукова думка», 1973. 132 с.
- Лебедев М. М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки. — «Сов. геология», 1967, № 4, с. 57—69.
- Лебедев Г. И. Докембрий Азовского выступа и юго-восточного склопа Воронежской антеклизы. — Автореф. канд. дис. Ростов-на-Дону, 1966. 32 с.
- Левашов К. К. Магматизм Южного Верхоянья. — В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., «Наука», 1964, с. 157—169.
- Левашов К. К. Среднепалеозойский магматизм Сетте-Дабанской и Вилуйской рифтовых зон и Приколымского поднятия. Автореф. докт. дис. Томск, 1975. 38 с.
- Левин В. Я. Щелочная провинция Ильменских Вишневых гор. М., «Наука», 1974. 222 с.
- Леликов Е. П. Сино-корейские (байкальские) граниты северной части Ханкайского массива. — «Информ. сборник ПГУ», 1964, № 5, с. 37—40.
- Леликов Е. П., Березнев И. И. Раннепротерозойский пегмато-магматитовый комплекс юго-западной части Японского моря. — «Докл. АН СССР», 1975, т. 223, № 3, с. 676—679.
- Ленных В. И., Петров В. П. Гранулитовый метаморфизм и этапы диафтореза пород таратанского комплекса. — В кн.: Тезисы докладов III Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1974.
- Лепезин Г. Г., Летушинкас А. И., Шепель А. Б., Ивонин И. П. Особенности регионального метаморфизма Кузнецкого Алатау и Горной Шории. — «Геол. и геофиз.», 1975, № 8, с. 45—53.
- Лесафт А. В. Стратиграфия докембрийских отложений Енисейского кряжа. — В кн.: Труды Межд. совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Докембрий. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1958. с. 112—116.
- Пликин Ю. С. Геология и развитие южной части Ханкайского массива. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1967. 19 с.
- Ли Пу, Чен Ю-чи, Ту Гон-чжи, Тугаринов А. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Кнорре К. Г., Полевая Н. И., Бранди С. Б. Об абсолютном возрасте горных пород Китайской Народной Республики. — «Геохимия», 1960, № 7, с. 563—569.
- Лови Б. И. Интрузивные комплексы Малого Хингана. — В кн.: История геологического развития и магматизм Мал. Хингана. Л., Госгеолтехиздат, 1961, с. 65—122.
- Лодочников В. И. Петрология Ильчирско-Мондинского района. Иркутск, 1941. 142 с.
- Львов К. А. Стратиграфия прогерозоя и нижнего палеозоя Пришольного и Полярного Урала. — «Труды НИИГА», 1959, т. 405, вып. 11, с. 51—73.
- Макарычев Г. И. Развитие геосинклиналей Западного Тянь-Шаня и проблема формирования континентальной земной коры. Автореф. докт. дис. М., 1975. 48 с.
- Макарычев Г. И., Павлова Т. Г. Рифей западной части Среднего Тянь-Шаня. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1967, т. XLII(1), с. 5—20.
- Макурин А. С. Новые данные по стратиграфии докембрийских отложений хребта Куруктаг. — «Труды Московск. геол. развед. ин-та», 1969, т. 38, с. 55—62.
- Мальков Б. А., Пликин А. М., Естафьева А. Д. О возрасте диабазов Четласского Камня. — «Труды Ин-та геологии Коми фил. АН СССР», 1972, вып. 17, с. 82—86.
- Мамас Н. Ф., Черменинова И. В. Нижний палеозой и докембрий восточного склона Урала. М., «Наука», 1973. 99 с.
- Мануйлова М. М., Срывцев Н. А. Приморский комплекс гранитов рапакиви. Проблемы докембрийского магматизма. Л., «Наука», 1974, с. 174—180.

Маракушев А. А. Проблема мпкеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965. 327 с.

Маракушев А. А., Смирнов А. М. Рудно-петрологические комплексы докембрия северо-восточного выступа Китайской платформы.— В кн.: Матер. I Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудн. пояса. Вып. 2. Владивосток, 1960, с. 83—86.

Маракушев А. А., Смирнов А. М. Рудно-петрологические комплексы докембрия северо-восточного выступа Китайской платформы.— В кн.: Геология и металлогения Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд.-во АН СССР, 1963, с. 246—268.

Маракушев А. А., Ким Хак Дзе, Ким Хенео, Миникин М. А. Метаморфические комплексы Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья и связанные с ними полезные ископаемые.— В кн.: Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья. М., «Наука», 1966, с. 9—123.

Марков М. С. Тектоника южной части Карсакпайского синклиналия. М., «Наука», 1962. 140 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 72).

Марков Ф. Г. Геологическое строение и нефтегазосность территории правобережья р. Енисей от Туруханска до Дудинки.— «Труды Горно-геол. управл. Главсевморпутя», 1945, вып. 17, с. 87.

Маркова Н. Г., Коробов М. Н., Журавлева З. А. К вопросу о венд-кембрийских отложениях Юго-Западной Монголии.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1972, № 4, с. 57—71.

Маринов Н. А. Докембрийские отложения Монголии.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1956, № 6, с. 47—57.

Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд.-во АН СССР, 1957. 268 с.

Марченко А. Ф. К вопросу о существовании на Камчатке массивов доверхнемеловых метаморфических пород.— В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968, с. 21—23.

Марченко А. Ф., Мельникова С. А., Следнев Б. И. Регрессивный метаморфизм в метаморфических породах Хавивенской возвышенности на Камчатке.— В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 181—184.

Маелов М. А., Шлихов Х. Т. Стратиграфия доордовикских метаморфических образований Ний-Ноя.— В кн.: Стратиграфия и литология докембрия и нижнего палеозоя Урала. Свердловск, 1972, с. 55—68.

Матвеевская А. Л. Тектоника докембрия Западной Европы.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 8, с. 24—31.

Матвеевская А. Л. Докембрий континентов. Западная Европа (докембрий каледонской и варисийской зон). Новосибирск, «Наука», 1975. 98 с.

Махлаев Л. В., Коробова П. И. Генетические гранитоидные гряды докембрия Таймыра (метаморфизм, ультраметаморфизм, гранитообразование). Красноярск. кн. изд.-во, 1972. 158 с. (Труды СНИИГГиМС, вып. 123).

Мац В. Д. Верхний докембрий Западного Прибайкалья и западной окраины Северо-Байкальского нагорья (стратиграфия и история развития). Автореф. дис. Новосибирск, 1965. 26 с.

Мац В. Д., Таскин А. П. Стратиграфия протерозоя Присаинья и западной окраины Байкальской горной области.— «Геол. и геофиз.», 1973а, № 2, с. 26—34.

Мац В. Д., Таскин А. П. Геотектоническое расчленение протерозоя Присаинья и западной окраины Байкальской горной области.— «Геол. и геофиз.», 1973б, № 7, с. 33—41.

Медведев В. Я. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западного окончания Киргизского хребта.— В кн.: Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Вост. Казахстана. Т. 1. Алма-Ата, Изд.-во АН КазССР, 1960, с. 259—264.

Межеловский Н. В., Мальцев Ю. М. Новые данные по био-стратиграфии Саян-Алтая.— В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967, с. 376—380.

Межеловский Н. В., Мальцев Ю. М., Канищев В. М. О возрасте чадыртойской и удагартинской свит Саян-Алтайского нагорья.— В кн.: Стратиграфия, литология и вопросы металлогении востока Алтае-Саянской области. Красноярск, 1968, с. 75—80.

Меншьева Г. Геологические наблюдения в горах Кабула.— «Сов. геология», 1963, № 7, с. 105—126.

Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омудского подъятия (Северо-Восток СССР). М., «Наука», 1971. 152 с.

Милоцкий А. В., Баранов В. В. О докембрийской складчатости и структурах докембрия на юго-востоке Урала.— «Вестн. ЛГУ». 1971, № 5, с. 29—41.

Мирзод С. Х., Колчанов В. П., Манучарьянц О. А. Афганистан. (Краткие сведения о геологическом строении и полезных ископаемых).— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1968, т. 43, вып. 1, с. 31—50.

Миронок Е. П. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алдандского щита и соотношение олекминской серии и станювого комплекса.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алдандского щита. М., «Наука», 1966, с. 98—109.

Мирходжаев И. М., Головин В. Е., Хохлов В. А. Типы магматических формаций Южного Узбекистана. — В кн.: Материалы по итогам научно-исследовательских работ геологоразведочного и горно-механического факультетов ТашПИ за 1970 г. Вып. 81. Сер. геол., горн. дело. Ташкент, 1972, с. 52—59.

Митрофанов Г. Л. Стратиграфия и история геологического развития уакитской зоны байкалид в позднем докембрии и нижнем палеозое. (Тезисы докл.). — В кн.: Материалы конференции молодых ученых, ВостСибНИИГГиМС. Иркутск, 1972, с. 83—86.

Митрофанов Г. Л., Хрусталева Б. К., Яценко А. С. Тектоническое положение пулканово-плутонических формаций рифей и палеозоя в Средне-Витимской горной стране и их металлогения. — В кн.: Тезисы докл. I конференции ВостСибНИИГГиМС. Иркутск, 1974, с. 220—223.

Митрофанов Ф. П., Козаков И. Н., Зингер Т. Ф. Раннедокембрийские конгломераты с валунами грауолитов в Сангиленском срединном массиве каледонид Тувы. — В кн.: Проблемы раннего докембрия. Л., «Наука», 1976.

Мишкин М. А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М., «Наука», 1969. 184 с.

Мишкин М. А., Леликов Е. П., Овчарек Э. С. Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 6, с. 1426—1429.

Мишкина И. В. Первичный состав метаморфических толщ севера Ханкайского массива. — В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1975.

Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гудков А. А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М., «Наука», 1968. 171 с.

Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964. 290 с.

Моралев В. М., Перфильев Ю. С. Тектоника докембрия Индийской платформы. — В кн.: Вопросы докембрия Евразии. Владивосток, изд. Ин-та тектоники и геофизики, 1974, с. 203—221.

Мошкин В. Н. Стратиграфия докембрия зоны Становика — Джугджура. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 1. М., «Недра», 1958, с. 128—129.

Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1967, № 10, с. 17—63.

Мусатов Д. И., Волобуев М. И. Сопоставление стратиграфических схем докембрия и кембрия Енисейского кряжа и некоторых других районов обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., «Недра», 1964, с. 144—160.

Назаров Б. Б. Радиолярин древних кремнисто-вулканогенных отложений Центрального Казахстана. — В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. (Тезисы докл., г. Караганда, 1969 г.). М., Изд-во Московск. ун-та, 1971, с. 211—215.

Налетов П. И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1961. 278 с.

Наливкин А. Б. О стратиграфии и тектонике метаморфической толщи Тимача. — В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Додевон. М., Гостонтехиздат, 1962, с. 122—123.

Наливкин В. Д. Геологическое строение Южных Гималаев в районе Симлы. — В кн.: Проблемы геологии. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. М., 1966, с. 218—235.

Неверов Ю. Л., Сергеев К. Ф., Сергеева В. Б. Об «экзотических» породах Большой Курильской гряды. — «Геол. и геофиз.», 1964, № 5, с. 126—128.

Недовизин А. А. Докембрий и кембрий Чу-Илийских гор и Юго-Восточной Бетпак-Далы. — «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1963, вып. 3(54), с. 19—39.

Некрасов П. Я. Некоторые вопросы петрографии докембрийской кристаллической толщи Селепянского кряжа на северо-востоке Якутии. — В кн.: Материалы по геол. и полезным ископ. Якутской АССР. Вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 85—105.

Нужнов С. В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., «Наука», 1967. 175 с.

Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы. — «Сов. геология», 1959, № 7, с. 21—31.

Объяснительная записка к Металлогенической карте Карпато-Балканской зоны в масштабе 1 : 1 000 000. Отв. ред. Б. Богданов. София, изд. Геологич. ин-та БАН и МНР, 1975. 445 с. Авт.: Б. Богданов, Д. Димитров, А. Делчев, Н. Обретенов, Л. Манев, М. Стайков, И. Златогурская, Л. Эгель, Е. Мартынов, Е. Димитрова, И. Начев, Ст. Бояджиев.

Овчинников Л. П., Степанов А. И., Красюбаев А. А., Дунаев В. А. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — В кн.: Труды II Уральского петрографического совещания. Т. I. Свердловск, 1969, с. 173—205.

Ожиганова Л. Д. К. вопросу о распространении аналогов каратауской серии верхнего рифея на востоке Русской платформы. — В кн.: Геология и нефтеносность Башкирия. Уфа, 1975, с. 18—28.

Окунева О. Г. К биостратиграфии нижнего кембрия Приморья (Спаский и Черниговский районы).— В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1969, с. 66—85.

Олли А. И. Материалы по геологии Южного Урала.— «Уч. зап. Саратовск.ун-та», 1940, вып. 2, № 15.

Олли А. И., Романов В. А. Доордовикская история тектонического развития Южного Урала.— В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 7. Уфа, 1960, с. 3—33.

Осадчук М. И. Некоторые замечания по книге В. А. Разницына «Тектоника Южного Тимана».— «Геотектоника», 1968, № 1, с. 100—105.

Основы тектоники Китая. М., Госгеолтехиздат, 1962. 527 с.

Охотников В. Н. Геология рудных образований Полярного Урала. Л., «Наука», 1975. 170 с.

Павловский В. И. Строение Воронежского кристаллического массива и перспективы дальнейших поисков полезных ископаемых по геофизическим данным. Автореф. докт. дис. М., 1975.

Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1956, № 10, с. 3—12.

Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 5, с. 23—39.

Пазилова В. И. Рифейские отложения Каратау (Южный Казахстан).— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1968, т. XIII (1), с. 67—73.

Палей И. П., Благошаров В. А. Области развития протерозойских складчатых комплексов.— В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1974. 284 с.

Палей И. П., Доржнямажа Д. Особенности стратиграфии и структуры верхнедокембрийских отложений северного склона хр. Хан-Хулэй.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1974, т. 49, вып. 2, с. 45—53.

Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., «Наука», 1967. 144 с.

Парфенов Ю. И. О тектонике южной части Енисейского кряжа.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. II. Тектоника Красноярского края. Новосибирск. Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 94—96.

Пашков Б. Р. Основные особенности строения массивов древних метаморфических пород Афгано-Памирской области.— «Геотектоника», 1975, № 5, с. 81—96.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— «Геотектоника», 1969, № 4, с. 5—23.

Пепеляев Б. В. Рифейские и вендские образования Северо-Востока СССР.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР (тезисы докл.). Магадан, 1974, с. 33—38.

Пепеляев Б. В., Терехов М. И. Стратиграфия и элементы тектоники Алазейского плоскогорья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 16. Магадан, 1963, с. 181—191.

Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала. М., «Наука», 1968. 223 с.

Перфильев Ю. С., Моралев В. М. Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области.— «Геотектоника», 1971, № 4, с. 31—39.

Петров А. Ф. Стратиграфия верхнеархейских и нижнепротерозойских отложений запада Алданского щита.— «Сов. геология», 1974а, № 2, с. 135—142.

Петров А. Ф. Схема расчленения докембрия западной части Алданского щита.— кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Тезисы докл. Межвед. стратиграфического совещания. Магадан, 1974б, с. 40—41.

Петров А. Ф. Тектоника докембрия западной части Алданского щита. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1974в. 25 с.

Петров А. Ф. Структурно-вещественные комплексы протерозоя запада Алданского щита.— В кн.: Новые данные о геологии и нефтегазоносности Якутской АССР. Якутск, 1974г, с. 43—51.

Петров Б. В. Верхний докембрий области сочленения Северо-Байкальского и Патомского нагорий (стратиграфия, тектоника, метаморфизм). Автореф. канд. дис. Л., 1964.

Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 6—20.

Плахотный Л. Г., Чир Н. М. Горностаевский поперечный разлом (Черченский полуостров).— «Геотектоника», 1973, № 3, с. 116—121.

Плотников Л. М. Соотношения отложений синяя и кембрия на юго-восточной окраине Енисейского кряжа.— «Доклады первичной организации научн.-техн. Горного общества при ВСЕГЕИ», 1958, вып. 1.

Плякин А. М. Литолого-стратиграфические особенности рифейских отложений западной структурно-фацальной зоны Среднего Тимана.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1972, № 7.

Погорелов Б. С. Фундамент Березовского газоносного района. Л., Госгеолтехиздат, 1963, вып. 225. с. 167—193. (Труды ВНИГРИ).

Погребинский Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л., «Недра», 1971. 248 с. (Труды НИИГА, т. 166).

Полевая Н. И., Казаков Г. А. Возрастное расчленение и корреляция древних пемых отложений по отношению Ar^{40}/K^{40} в глаукогнитах. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1961, вып. 12, с. 103—122.

Полевая Н. И., Казаков Г. А., Мурина Г. А. Глаукогниты как индикатор геологического времени. — «Геохимия», 1960, № 1, с. 3—10.

Полевая Н. И., Мурина Г. А., Казаков Г. А. Определение абсолютного возраста осалочных пород по глаукогнитам. — «Сов. геология», 1960, № 7, с. 103—115.

Полевая Н. И., Стасюкович Т. В., Икандерова А. Д., Яковлева Л. В. К проблеме уточнения геохронологической шкалы. — В кн.: Вопросы геохронологии палеотпей геологии. Л., 1976, с. 5—15. (Труды ВСЕГЕИ. Новая сер., т. 250).

Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 7—102. (Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 12).

Половинкина Ю. И. Основные и ультраосновные породы Карскаяя в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1962, 87 с.

Постельников Е. С. Байкальский орогенез. М., «Наука», 1973, 126 с.

Потапенко Ю. А., Стукалина Г. А. О первой находке органических остатков в метаморфическом комплексе Главного Кавказского хребта. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 198, № 5, с. 1161—1170.

Прокопкин Л. Г. К вопросу о положении границы архей — протерозой в Енисейском крике. — В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., «Недра», 1964, с. 139—143.

Прокопьев А. А. К истории геологического развития юга Сибирской платформы в докембрии. — «Геол. и геофиз.», 1965, № 2, с. 3—14.

Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала (варисцидский цикл). М.—Л., «Наука», 1965, 160 с.

Пузырев И. И., Крылов С. В. Особенности строения земной коры Западной Сибири по данным глубинных сейсмических зондирований. — В кн.: Проблемы нефтегазопосности Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 94—113.

Путеводитель экскурсией Второго Уральского петрографического совещания. Вишневые — Пальменные горы. Свердловск, 1966, с. 1—66. Мугоджары. Актюбинск, 1966.

Пуцаровский Ю. М. Пригерсонийский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. М., Изд-во АН СССР, 1960, 236 с.

Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972, 222 с.

Пысгни А. М. Метаморфизм и проблема возраста пород Александровского гнейсово-амфиболитового комплекса (западный склон Урала). — В кн.: Тезисы докл. Третьего Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1974.

Раабен М. Е. Полярный Урал. — В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 176—194.

Раабен М. Е. Верхний докембрий как единица общей стратиграфической шкалы. М., «Наука», 1975, 244 с.

Раабен М. Е., Черная И. П. Новые данные по стратиграфии древних толщ Тимана. — «Докл. АН СССР», 1975, т. 223, № 6, с. 1443—1446.

Работнов В. Т. Стратиграфия верхнего кембрия Омолонского массива и Алевковского подиятия. — «Докл. АН СССР», 1975, т. 222, № 5, с. 1167—1170.

Равич М. Г., Погребинский Ю. Е. Стратиграфическая схема докембрия Таймыра. — В кн.: Проблемы геологии и минеральных ресурсов Таймыра, Северной Земли и севера Средне-Сибирского плоскогорья. Л., «Недра», 1965, с. 13—27. (Труды ПИИГА, т. 145).

Радченко В. В., Федонкин М. А. Нижерифейские отложения южной части Банкирского антиклинория. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1974, № 11, с. 117—122.

Разиницын В. А. К вопросу о возрасте кислородной свиты рифейского складчатого фундамента Тимана. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 5, с. 129—134.

Рассказов Ю. П., Ялыничев Е. В. Усть-Гиллойский трог — структура особого тпа в докембрии Стасювого хребта. — В кн.: Геология Дальнего Востока. Хабаровск, 1972, с. 120—131.

Региональная стратиграфия Китая. Вып. 2. М., ИЛ, 1963, 274 с.

Ризанов И. А. О рифейских отложениях Охотского массива. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 125, № 4, с. 870—872.

Решетня Мжеледометвенного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока. М., Госгеолтехиздат, 1958, 51 с.

Решетников И. Ф. К вопросу о стратиграфическом положении машакинской свиты Банкирского Урала. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 13—20.

Рид Г. Г. Гранитные серии в подвижных поясах. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.

Рогов Н. В., Митрофанов Ф. П., Абрамов А. В. Докембрийские анатектит-магматитовые комплексы восточных районов Алтае-Саянской области. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., «Наука», 1974, с. 104—110.

Родыгин А. И. Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). Томск, 1968, 327 с.

Розен О. М. Докембрий Кокчетавского массива и некоторые вопросы его корреляции.— В кн.: Докембрий и палеозой Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 44—49.

Ромашкин А. И. Петрография и геохимия метаморфических пород амурской серии Бурейского массива. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1974. 23 с.

Роненсон Б. М. Основные черты геологического строения северной части Восточных гор.— «Геология и разведка», 1959, № 1, с. 40—51.

Ротарь А. Ф. Манакская свита (рифей) на Южном Урале.— «Сов. геология», 1974, № 4, с. 116—123.

Ротарь А. Ф. Строение и рудоносность манакской свиты рифея на Южном Урале.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1975, № 6, с. 53—63.

Рудник В. А., Соболевич Э. В. О возрасте подметаморфических комплексов неглубокой серии Алданского щита.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 4, с. 834—837.

Руттен М. Г. Геология Западной Европы. М., «Мир», 1972. 445 с.

Савицкий В. Е., Шабанов Ю. Я., Шикин Б. Б. Игарский район. Нижний кембрий.— В кн.: Основы геологии и нефтегазоносность запада Сибирской платформы. Л., «Недра», 1969, с. 18—22.

Сагитов Н. А. Докембрий Закавказья Енисейского кряжа. Казань, Изд-во Казанского ун-та, 1962. 112 с.

Сакс В. Н. Геологический очерк района г. Игарка.— «Труды ИИИГА», 1951, т. 19, вып. 2, с. 3—13.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. I. Стратиграфия. М., «Недра», 1964. 515 с.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. II. Магматизм, тектоника. М., «Недра», 1967. 699 с.

Салоп Л. И. Байкальская складчатая система.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. II. Тектоника. Ч. 2. М., «Недра», 1968, с. 258—268.

Сборщиков И. М. Тектоника Афганистана и проблема структурной эволюции Альпийского пояса (Памиро-Восточно-Иранский отрезок).— «Геотектоника», 1976, № 3, с. 58—73.

Сегедин Р. А. К вопросу о стратиграфии древних толщ Мугоджар.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Западного Казахстана. Т. 1. Актюбинск, 1961, с. 14—18.

Сезько А. И. Метаморфические комплексы и пояса Восточного Саяна.— В кн.: Тезисы докладов II регионального петрографического совещания. Иркутск, 1974, с. 43—44.

Сезько А. И. Структура докембрийских складчатых зон центральной части Восточного Саяна. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1975. 24 с.

Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М., Изд-во АН СССР, 1962. 242 с.

Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., «Наука», 1974. 300 с.

Семихатов М. А., Комар В. А., Серебряков С. П. Юдомский комплекс стратиграфических местностей. М., «Наука», 1970. 209 с.

Семихатов М. А., Серебряков С. П. Вент и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1967, № 4, с. 87—103.

Серебряков С. Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М., «Наука», 1975. 176 с.

Синицын В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1957. 249 с.

Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В., Леонтьев Л. П., Педумов И. Б., Волочкович К. В. Рифейды юга Сибири и структурная позиция их метатитов. М., «Наука», 1967. 140 с.

Смирнов А. М. Рашерифейские «рудиментарные» геосинклинали Дальнего Востока и их заложение на платформенном основании.— «Геотектоника», 1968, № 1, с. 40—51.

Смирнов А. М., Марченко А. Ф. Комплекс основания меловой геосинклинали Камчатки.— В кн.: Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока. Владивосток, 1976.

Смирнов А. М. Сопряжение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963. 159 с.

Смирнов А. М. О структурном положении и возрасте метаморфических толщ Камчатки и Сахалина.— В кн.: Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М., «Наука», 1964, с. 55—78.

Смирнов А. М. Рашерифейские «рудиментарные» геосинклинали Дальнего Востока СССР. Тезисы докладов. Магадан, 1974. с. 46—47.

Смирнов А. М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1976. 224 с.

Смирнов А. М., Шульдинер В. И., Фалькин Е. М. Архей юго-востока Сибири и прилегающих районов и некоторые закономерности развития земной коры на ранних этапах.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М., «Наука», 1970, с. 156—163.

Снежко Е. А. Общие замечания по докембрию Северного Кавказа.— В кн.: Геология СССР. Т. IX. М., «Недра», 1968, с. 64—67.

Снежко Е. А. Зона Передового хребта.— В кн.: Геология СССР. Т. IX. М., «Недра», 1968, с. 62—64.

Снятков Б. А. Основные черты структуры северной части Верхоянского мега-тектонидора.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 13. Магадан, 1958, с. 3—20.

Соботович Э. В., Гращенко С. М., Ловцюс А. В. Возраст пород шарыжалгайской серии (Байкальская глыба).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 9, с. 28—41.

Соколов Б. С. Вендский комплекс (венд) и проблемы границы докембрия и палеозойской группы.— В кн.: Геология докембрия. М., «Недра», 1964, с. 135—150.

Соколов Д. С. Несогласия и перерыв внутри рифейской группы в Ктав-Ивановском районе (Южный Урал).— «Бюл. МОИП. Новая серия», 1947, т. 52, № 1, с. 71—82.

Солицев О. А. Метаморфические сланцы.— «Труды ВНИГРИ», 1959, вып. 133, с. 5—18.

Спрингис К. Я. Тектоника Верхояно-Кольской складчатой области. Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1958. 377 с.

Ставец А. Д. Новые принципы создания тектонической терминологии (на примере описания структур юго-восточной части Сибирской платформы для позднего докембрия).— «Сов. геология», 1965, № 4, с. 49—62.

Ставец А. Д., Невалин Б. С., Потапов С. В. Верхний протерозой юго-восточной окраины Сибирской платформы, Юдомо-Майского прогиба и Охотского среднего массива.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Тезисы докл. Межведомственного стратиграфического совещания. Магадан, 1974, с. 47—50.

Старченко В. В., Озерский А. Ф., Фальквин Е. М., Шульдинер В. И. Основные черты тектоники и металлогении Олекмо-Витимской горной страны.— В кн.: Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М., «Наука», 1968, с. 159—173.

Суетенко С. Д., Лхаасурен Б. Верхнепротерозойские отложения Юго-Восточной Монголии.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 210, № 5, с. 1171—1174.

Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В., Кац Я. Г. Докембрий Атласской области.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1976, № 1, с. 3—11.

Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф., Зайцев Г. М., Крамник В. Н. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М., «Недра», 1973. 144 с.

Таския А. П., Абрамович Г. Я., Гундобин Г. М. Тектоническое строение Урикско-Ийского прогиба.— В кн.: Тектоника Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск, 1971, с. 207—218.

Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР. Л., «Недра», 1974. 144 с. Авт.: Виноградов В. А., Гапоненко Г. И., Русаков И. М., Шимараев В. Н.

Тектоника Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000). М., «Наука», 1966. 488 с.

Тектоника Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1974. 284 с.

Тектоника Якутии. Новосибирск. «Наука», 1975. 198 с. Авт.: Мокшанцев К. Б., Горюштин Д. К., Гусев Г. С., Мутц Б. Г., Петров А. Ф., Сластенов Ю. Л., Фрумкин И. И., Штех Г. И.

Тектоническая карта Евразии. Под ред. А. Л. Япшица. М., Изд-во ГИН АН СССР и Министерства геол. СССР, 1966.

Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий масштаба 1 : 1 500 000. М., ГУГК, 1976.

Терехов М. И. Геологическое строение и история развития южной части Омолонского массива и его складчатого обрамления. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1971.

Тильман С. М. Сравнительная тектоника и мезозой севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973. 328 с.

Тимербаева К. М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М., «Наука», 1967. 207 с.

Токмачева С. Г. Докембрийские образования Юго-Западного Прибалхашья и Юго-Восточной Бетпак-Далы.— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 58—62.

Тугаринов Л. И., Бибикина Е. В., Розси О. М., Поляков А. Л. О гренвилльской фазе магматизма в Северном Казахстане.— «Геохимия», 1970, № 1, с. 112—115.

Удовкина Ш. Г. Геологическая позиция и возраст эфлюитов Урала.— В кн.: Геохронология востока Европейской платформы и сопредельных Кавказско-Карпатской системы. Тезисы докладов XIX сессии. М., 1975.

Усов М. А. Орография и геология Кентейского хребта в Монголии.— «Изв. геол. комитета», Петроград, 1915, т. 34.

Утнасин В. К., Абдурахманов А. И., Аюсов Г. И., Балеста С. Т., Будянский Ю. А., Мархинин Е. К., Федорченко В. И. Глубинное строение Ключевской группы вулканитов и проблема магматических очагов.— «Сов. геология», 1974, № 2, с. 36—53.

Ушакова Е. Н. О генетических взаимоотношениях силлиманитов, андалузита, дистена в кристаллических сланцах верховьев р. Чаны (Енисейский край).— «Геол. и геофиз.», 1966, № 3, с. 67—80.

Ушакова Е. Н., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Метаморфическая зональность в среднем течении р. Балхтыг-Хем (Тува, нагорье Сангилен).— «Геол. и геофиз.», 1975, № 7, с. 144—151.

Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М., «Наука», 1972. 130 с.

Федорченко В. И., Родионова Р. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск, «Наука», 1975. 140 с.

Федотова Г. А. Глубинное геологическое строение Северного Устьярта по геологическим данным. Автореф. канд. дис. М., 1970. 27 с.

Феокистов В. П., Деникаев Ш. Ш. Архейские образования Северо-Восточного Афганистана.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 225, № 2, с. 396—399.

Филатова Л. И. Стратиграфия метаморфических толщ Центрального Казахстана в связи с разработкой корреляционной схемы докембрия.— «Вести. Моск. ун-та. Серия геол.», 1970, № 2, с. 95—116.

Филатова Л. И. Особенности развития раннепротерозойской геосинклинали Центрального Казахстана.— «Геотектоника», 1972, № 5, с. 115—122.

Филимонов Б. Н. Строение консолидированной земной коры на Северо-Востоке СССР по геофизическим данным.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», Магадан, 1975, вып. 22, с. 3—9.

Фишман М. В., Юшкин Н. П., Голдин Б. А., Калинин Е. П. Основные этапы магматизма и метаморфизма в центральной зоне Приполярного и Полярного Урала.— «Труды Ин-та геологии Коми фил. АН СССР», 1969, вып. 13, с. 7—25.

Фонарев В. И., Миловский А. В., Гетлинг Р. В., Рошкван Г. Р. Стратиграфия верхнего докембрия (рифей) южных Мугуджар.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1966, № 6, с. 89—102.

Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— «Труды Иркутского ун-та. Серия геол.», 1951, вып. 2, с. 38—68.

Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гравитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири.— В кн.: Геология и петрология докембрия. М., 1962, с. 18—49. (Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5).

Фузайлов И. А. Структуры консолидированной коры западного погружения Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис. М., 1974. 47 с.

Фурдуй Р. С. Рифей и венд срединных массивов Северо-Востока СССР (стратиграфия и строматолиты). Автореф. канд. дис. Магадан, 1968. 26 с.

Фурдуй Р. С. Тиллиты в позднем докембрии Приколмыя.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 180, № 4, с. 948—951.

Фурдуй Р. С. О рифейских отложениях Омолонского массива — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 1, с. 191—193.

Хани В. Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации.— «Геотектоника», 1975, № 1, с. 13—27.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967. 404 с.

Хильтова В. Я., Крылов И. Н. О возрасте раннедокембрийских образований бассейна р. Оки (Восточный Саян).— В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М., «Наука», 1965, с. 136—141.

Ходак Ю. А., Сунь Шу. Сопоставление древних толщ северо-востока Китая и юга советского Дальнего Востока.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 128, № 5, с. 1036—1038.

Хоментовский В. В. Общий обзор и корреляция верхнего докембрия Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Верхний докембрий. М., Госнаучтехиздат, 1963, с. 387—400.

Хоментовский В. В. Венд. Новосибирск, «Наука», 1976. 270 с.

Хоментовский В. В., Гибшер А. С. Новые данные по стратиграфии нижнего кембрия восточной части Мавского прогиба.— В кн.: Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 160—177.

Хоментовский В. В., Шенфильд В. Ю., Яшкин М. С., Бутаков Е. П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М., «Наука», 1972. 356 с.

Хохлов В. Л., Головин В. Е. Типы догерцинских магматических формаций и магмоконтролирующих структур Южного Узбекистана.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 2, с. 430—431.

Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордиенко И. В., Киселев А. И., Лобанов М. П. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966, с. 277—315.

Цагарели А. Л. Геологические результаты экскурсии в предгорьях Кумаонских Гималаев.— В кн.: Проблемы геологии. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. М., «Наука», 1966, с. 420—423.

Цимбалюк А. В. Доордовикские и ордовикские отложения северной части Полярного Урала.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. М., 1972, с. 164—183.

Чайка В. М. Являются ли метаморфизованные конгломераты айской свиты базальными образованиями докембрия Южного Урала?— «Сов. геология», 1965, № 3, с. 115—118.

- Чаттерджи Р. Н.** *Метаморфические породы серия Джугот района Чор в Низких Гималаях (Индия)*. Автореф. канд. дис. М., Ун-т дружбы народов, 1973. 32 с.
- Чесноков С. В.** *Ларинский и Миасский гнейсовые купола Восточно-Уральского антиклинория и их эволюция*. Автореф. канд. дис. М., 1967.
- Чиков Б. М.** *Тектоника Охотского срединного массива*. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1967. 28 с.
- Чиков Б. М.** *Тектоника Охотского срединного массива*. М., «Наука», 1970. 151 с.
- Чумаков Н. М.** *Лапландское оледенение*. — В кн.: *Этюды по стратиграфии*. М., «Наука», 1974, с. 71—97.
- Шадчиев А. С. и др.** *О находке органических остатков и метаморфических образований Гарм-Хантского района (Карагетии)*. — *Докл. АН ТаджССР*, 1970, т. XIII, № 3, с. 43—45.
- Шаповалова И. Г.** *Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба*. Новосибирск, «Наука», 1974. 140 с.
- Шаповалова И. Г., Ян-жун-пин В. А.** *Стратиграфия рифейских отложений хр. Сетте-Дабана*. — В кн.: *Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР*. Тезисы докл. Межд. стратиграфического совещания. Магадан, 1974, с. 59—62.
- Шарфман В. С., Горюхов С. С.** *Стратиграфия метаморфических свит Орь-Илекского междуречья на Южном Урале*. — В кн.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала*. Вып. 4. М., «Недра», 1965.
- Шафеев А. А.** *Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана*. М., «Наука», 1970. 179 с.
- Швецов П. П.** *Белорецкий метаморфический комплекс Южного Урала*. — *Труды Ин-та геологии Баш. филиала АН СССР*, Уфа, 1975. вып. 25.
- Шинкин Б. Б.** *К стратиграфии пограничных слоев кембрия и докембрия Игарского района*. — В кн.: *Аналоги венедского комплекса в Сибири*. М., «Наука», 1975, с. 192—195.
- Шинкин Б. Б., Савицкий В. Е., Шабанов Ю. Я.** *О стратиграфическом расчленении докембрийских отложений Игарского района*. — *Труды СНИИГГиМС*, 1967, вып. 57, с. 133—149.
- Шлыгин Е. Д.** *Архейские и протерозойские отложения Северного Казахстана*. — В кн.: *Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана*. Т. 1. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960, с. 64—77.
- Шнил О. А.** *О характере метаморфизма древних толщ юга Средней Азии*. — *Докл. АН СССР*, 1974, т. 219, № 4, с. 962—965.
- Шнил О. А. и др.** *Гиссарская зона Тянь-Шаня*. — В кн.: *Геология СССР. Средняя Азия*. Т. 1. Л., «Недра», 1973.
- Штеклин Дж.** *Тектоника Ирана*. — *Геотектоника*, 1966, № 1, с. 3—21.
- Штрейсе П. А.** *Рифей эвгеосинклинальных областей на примере центрального Казахстана*. — В кн.: *Международ. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол. Probl.* 8. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Шулягин О. Г., Захаров Ю. И.** *Метаморфические пояса Таймырской складчатой области*. — В кн.: *Метаморфические пояса СССР*. Л., «Наука», 1974, с. 182—195.
- Шульдинер В. И.** *Архей на востоке Забайкалья*. — В кн.: *Геология и золотоносность докембрия Якутии*. Якутск, 1971, с. 91—100.
- Шульдинер В. И.** *Докембрий на севере Тихоокеанского кольца*. Новосибирск, «Наука», 1973. 172 с.
- Шульдинер В. И.** *Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов*. — *Геол. и геофиз.*, 1976, № 2, с. 67—76.
- Шульдинер В. И., Озерский А. Ф.** *Геология нижнего докембрия Шилко-Олекминского междуречья*. — *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1967, № 8, с. 102—113.
- Эйрнш Л. В.** *Новые данные по геологии докембрия и палеозоя юга Малого Хянгана*. — *Сов. геология*, 1960, № 3, с. 9—16.
- Языр М. М., Долматов Б. А., Языр И. К.** *Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР (Палеозой)*. М., «Недра», 1975. 184 с.
- Ян-жун-пин В. А., Иноземцева Н. Д.** *Магматические образования Кыллахского поднятия (Южное Верхоянье)*. — В кн.: *Новости геологии Якутии*. Вып. 3. Якутск, 1973, с. 63—66.
- Япаскурт О. В.** *Литологические особенности докембрийских толщ восточного крыла Майлюбинского антиклинория (Улутау, Центральный Казахстан)*. — *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1971, т. 46, № 4, с. 155—156.
- Autran A., Fontelles M., Guifard G.** *Discordance du paleozoique inferieur metamorphique sur un socle gneissique antehercynien dans le massif des Alberes (Pyrennes orientales)*. — *C. r. Acad. Sci.*, 1966, D 263, № 4, p. 317—320.
- Barton C. M.** *Mount Olimpos, Greece: new light on an old window*. — *J. Geol. Soc.*, 1975, v. 131, № 4, p. 389—396.
- Bertolani M.** *Stronalits: granulites of the Italian Alps. Comparison with some terms of the Charnokite Series*. — In: *Rept. 22nd Sess. Intern. Geol. Congr. 1964, Part 13*. New Delhi, 1964, p. 250—255.
- Bickle M. J., Pearce J. A.** *Oceanic mafic rocks in the Eastern Alps*. — *Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1975, v. 49, № 3, p. 177—189.
- Bordet P.** *La structure de l'Himalaya*. — *Bull. Assoc. georg. frang.*, 1970, № 379—380, p. 59—66.

- Boyadjew St.** Die metamorphen Formationen in Bulgarien.— «Acta geol. Acad. scient. Hung.», 1969, v. 13, № 1—4, p. 55—70.
- Brinkmann R.** Das kristalline Grundgebirge von Anatolien.— «Geol. Rundsch.», 1971, Bd 60, № 3, S. 886—914.
- Brinkmann R.** Geologic relations between Black Sea and Anatolia.— In: Black Sea — Geol., Chem. and Biol. Tulsa, Okla. 1974, p. 63—76.
- Crawford A. R., Davies R. G.** Ages of Pre-Mesozoic formations of the Lesser Himalaya, Hazara District, Northern Pakistan.— «Geol. Mag.», 1975, v. 112, № 5, p. 509—514.
- Davies R. G., Jones C. R., Hamzpeur B., Clark G. C.** Geology of the Masheh Sheet. In: Geol. Surv. of Iran. Rep. № 24, 1972, 42 p.
- Desio A., Martina E., Pasquare G.** On the geology of Central Badakshan (N-E Afghanistan).— «Quart. J. Geol. Soc. London», 1964, v. 120, № 478, pt. 2, p. 127—151.
- Dimitrijevic M. D.** On l'age du metamorphisme et des plissements dans la masse serbo-macedonienne.— In: Bul. VI Cong. Assoc. geol. Carpathobalkanique. Vol. I, Fasc. 3, Warszawa, 1974, p. 339—347.
- Faure-Muret A., Chouberl G.** Proposition d'un nouveau modele tectonique pour la Mediterranee occidentale.— «C. r. Acad. Sci.», 1975, D-289, № 47, p. 1947—1950.
- Flügel H. W.** Zur Entwicklung der «Prototothys» im Paläozoikum Vorderasiens.— «Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsch.», 1972, № 10, S. 602—610.
- Fort P., Barbieri A., Gilat C., Lacombe J. C., Pecher A., Violan P.** Existence d'un socle precambrien dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphine, France).— «C. r. Acad. Sci.», 1969, D-268, № 20, p. 2392—2395.
- Frank W.** Daten und Gedanken zur Entwicklungsgeschichte des Himalaja.— «Mitt. Geol. Ges. Wien.», 1974, v. 66—67, p. 1—7.
- Frank W., Fuchs G.** Geological investigations in West Nepal and their significance for the geology of the Himalays.— «Geol. Rundsch.», 1970, Bd 59, № 2, S. 552—580.
- Giraud P.** Note preliminaire sur la serie cristallophyllienne d'Ivree entre les rivieres sesia et Toce.— «Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.», 1968, Bd 48, № 1, S. 7—20.
- Giusea D., Janovici V., Minzatu S., Soroiu M., Lemne M., Tanasescu A., Joneica M.** Asupra virstei absolute a formatiilor cristaline din vorlandul orogenului carpatic.— «Studii si cercetari geol. geofiz. geogr. Ser. Geol.», 1967, v. 12, № 2, p. 287—296.
- Graesser S., Hunziker J. C.** Rb-Sr und Pb-isotopen Bestimmungen an Gesteinen und Mineralen der Ivrea-Zone.— «Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.», 1968, Bd 48, № 1, S. 189—204.
- Haghipour A.** Etudè geologique de la region de Biabanak-Bafq (Iran Central). L'Universite de Grenoble, These, 1974.
- Hoshino M., Honma H.** Geology of submarine banks in the Japan Sea.— «Chikyū Kagaku. Earth Sci.», 1966, № 82, p. 10—16.
- Houchmand-Zadeh A.** Metamorphisme et granitisation du massif Chapedony (Iran Central). L'Universite de Grenoble, These, 1969.
- Houston P. S., Hills A., Gast P. W.** Regional aspects of structure and age of rocks of the Medicine Bow Mountains, Wyoming.— «Spec. Pap. Geol. Soc. America», 1966, № 87, p. 287—288.
- Huckriede R., Kursten M., Venzlaff H.** Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran).— «Geol. Jahrb.», 1962, Bd 51, 197 S.
- Hurley P. M., Fairbairn H. W.** Rb-Sr Ages in Vietnam: 530 m. y. Event.— «Geol. Soc. Amer. Bul.», 1972, v. 83, p. 3525—3528.
- Hutchison C. S., Dhonau T. J.** An alpine association of metabasites and ultrabasic rocks in Darvel Bay, East Sabah, Borneo.— «Overseas Geol. and Miner. Resour.», 1971, v. 10, № 4, p. 289—308.
- Iijima A.** The Palaeogene palaeogeology and palaeogeography of Hokkaido.— «Japan. J. Geol. Geogr.», 1964, v. 35, № 1, p. 43—55.
- Ischidzaka K.** U-Th-Pb ages of zircons from Ryoke metamorphics, Kinki dist.— «J. Japan. Ass. Mineral., Petrol. Econ. Geologists», 1969, v. 62, № 3, p. 191—197.
- Juskowiak O.** Caracteristiques petrographiques des roches de la region de Bao-ha et de Yen-bai.— «Bull. Inst. geol.», 1967, № 177, p. 79—122.
- Kaaden G.** Basement rocks of Turkey.— In: Geology and History of Turkey. Edited by Angus J. Campbell, 1971, p. 191—207.
- Kalenic M., Aleksic V.** Baikalische orogenetische Phasen in Karpato-Balkaniden Ostserbiens.— In: I. Simpoz. o orogen. Jazama u prostoru Alpske Evrope, Beograd — Bor., 1970, Beograd, 1971, p. 15—20.
- Kanehira K., Oki Y., Sanada S., Yako M., Ishikawa F.** Tectonic blocks of metamorphic rocks at Kamogawa, Southern Boso Peninsula.— «J. Geol. Soc. Japan», 1968, v. 74, № 10, p. 529—534.
- Kano H.** On the «porphyroid»-like gneiss pebbles found in some conglomerates from Maizuru district and their origin.— «J. Geol. Soc. Japan», 1961, v. 67, № 785, p. 49—57.
- Kano H.** On the contribution of explosion seismology to geological study of the basement of Japanese Islands.— «J. Geol. Soc. Japan», 1969, v. 75, № 5, p. 247—254.
- Kano H.** A review on the basement geology of the Japanese Islands from the standpoint of conglomerate.— «Marine Science Monthly», 1974, № 9, p. 41—46.
- Kanwar R. C.** Simla Upside down.— «Res. Bul. Punjab. Univ.», 1966, v. 17, № 3—4, p. 413—415.

Kanwar R. C. Transformation of the Jutogh sediments of Didag area, Minachal Pradesh, India.— «Res. Bul. Punjab. Univ.», 1969, v. 20, pt. I—II.

Kawano Y., Ueda Y., Murakami N. K-Ar dating of a granitic rock from Mine City Area, Yamaguchi Prefecture.— «J. Japan. Ass. Mineral., Petrol. Econ. Geologists», 1966, v. 56, № 4, p. 183—186.

Khan R. H., Tater G. M. Radiometric Dates of Some Nepalese Rocks. Nepal Geol. Surv. Kathmandu, 1970.

Kimura T., Tokuyama A., Gonzales B. A., Andal D. R. Geologic Structures in the Tayabas Isthmus district. Philippines.— In: Geology and Palaeontology of Southeastern Asia. V. 4. Tokyo, 1968, p. 156—178.

Kojima G., Nureki T., Hashikawa K. On the significance of the gneissic rocks found as xenoliths in andesite of the Sangun metamorphic belt of Yamaguchi Prefecture.— «J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C», 1968, v. 5, № 4, p. 307—310.

Köppel V., Grünenfelder M. A study of inkerited and newly formed zircons from paragneisses and granitised sediments of the Strona-Ceneri zone (Southern Alps).— «Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.», 1971, Bd 51, № 2—3, S. 385—409.

Krummenacher D. Nepal Central geochronometrie des Series de l'Himalaya.— «Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.», 1966, Bd 46, № 1, S. 43—54.

Laurent R., Chessex R., Delaloye M. La metode geochronometrique du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges (Alpes Franco-Suissees).—In: Radioactive Dating and Meth. Low-Level Count. Vienna, 1967, p. 371—384.

Matsumoto T., Yamaguchi M., Yanagi T., Matsushita S., Hayasa I., Yshizaka K., Kawano Y., Ueda Y. The Precambrian problem in younger orogenic zones: An example from Japan.— «Canad. J. Earth Sci.», 1968, v. 5, № 3, pt. 2, p. 643—648.

Mehnert K. R. The Ivrea Zone. A model of the deep crust.— «Neues Jahrb. Mineral. Abh.», 1975, v. 2, № 2, p. 156—199.

Misra R. C., Sharma R. P. Geology of Devidhura arca Almora U. R.— «J. Geol. Soc. India», 1967, v. 8, p. 110—118.

Naha K., Ray S. K. Metamorphic history of the Jutogs Series in the Simla Klippe. Lower Himalayas.— «Contribs. Mineral. and Petrol.», 1970, v. 28, № 2, p. 147—164.

Pecher A., Vialon P. Presence de gneiss du facies granulite dans lenoyau precambrien du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphine, France).— «C. r. Acad. Sci.», 1970, D-270, № 5, p. 666—668.

Pidgeon R. T., Köppel V., Grünenfelder M. Isotopic U-Pb ages of zircons from the Ceneri zone. Southern Alps (Summary).— «Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.», 1968, Bd 48, № 1, S. 213—214.

Preliminary results of age-determinations for the rocks of Liaotung Peninsula, China (Engl. summary).— «Sci. Geol. Sinica», 1966, № 2, p. 95—107.

Rast N., Platt J. Cross-folds.— «Geol. Mag.», v. XCIV, № 2, 1957. Sabzehei M. Les melanges ophiolitiques de la region D'Eslandaghch (Iran meridional). Etude petrologique et structurale. Interpretation dans le ladre Iranien. L'Universite de Grenoble, These. 1974.

Saurin S. Etudes geologiques sur le Centre-Annam Meridional.— «Bull. serv. géol. Indochine», 1944, v. 27.

Shibata K., Adachi M., Mizutani S. Precambrian rocks in Permian conglomerate from Central Japan.— «J. Geol. Soc. Japan», 1971, v. 77, № 8, p. 507—514.

Stöcklin I., Ruttner A., Nabavi M. New data on the Lower Paleozoic and Pre-Cambrian of North Iran.— «Geol. Surv. Iran. Rep.», 1964, № 1, p. 29.

Stöcklin I., Nabavi M., Samimi M. Geology and mineral resources of the Soltanieh Mountains (Northwest Iran).— «Geol. Surv. Iran. Rep.», 1965, № 2, p. 44.

Stöcklin I. Structural history and tectonics of Iran. A review.— «Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.», 1968, v. 52, № 7, p. 1229—1258.

Suzuki M. An occurrence of «eclogitic rock» in the Hida Metamorphic Belt.— «J. Japan. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geologist», 1973, v. 68, № 12, p. 372—382.

Suzuki M., Kozima G. On the association of potassium feldspar and corundum found in the Hida metamorphic Belt.— «J. Japan. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geologist», 1970, v. 63, № 6, p. 266—274.

Thiele O. Zur Petrographic. Stratigraphic und Tectonik des Gebietes Chah Shirin-Sahal im Norden der Gropen Salzwüste (Iran).— «Jahrb. Geol. Bundesanst.», 1970, II. 113, № 2, S. 247—265.

Tokuoka T. The Shimanto terrain in the Kii peninsula, southwest Japan.— «Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol., Miner.», 1967, v. 34, № 1, p. 35—74.

Valdiya K. S. Stromatolites of the Lesser Himalayan carbonate Formations and Vindhyan.— «J. Geol. Soc. India», 1962, v. 3.

Vitrac A., Allegre C. J. Presence de roches precambriennes agees de 1000 MA dans les Pyrenees orientales francaises.— «C. r. Acad. Sci.», 1968, D 266, № 12, p. 1216—1219.

Yamaguchi M. Dating of the gneiss complex by U-Pb and methods.— «J. Geol. Soc. Japan», 1967, v. 73, № 858 (2), p. 71.

Zagorcev I. S. On the Precambrian tectonics of Bulgaria.— «Precambrian Res.», 1974, v. 1, № 2, p. 139—166.

- Абакума зона 264
 Абчадский глубинный разлом 96
 Абчадско-Патомский разлом 96
 Абчадско-Патомский сдвиг 96
 Абшур комплекс 236
 Авлянская свита 18, 19, 28, 179, 180
 Авековский комплекс 144
 Аганский грабен-рифт 275
 Агардагская зона 98
 Адыгейский выступ 234
 Азасская зона каледонид 99
 Азасский разлом 91
 Азовский вал 281
 Аштинская (юктононская) свита 103
 Айкарлипская свита 183
 Айлинская антиклиналь 126
 Айская свита 14, 16
 Акбастауская серия 180
 Акбет толща 190, 192
 Акбийнская свита 27
 Акдымская свита 185
 Акштганская серия 71, 73, 74, 81
 Акшикская свита 187
 Аккудукская свита 191
 Аксумбинская свита 192
 Актасская свита 186, 188
 Актасский комплекс 188, 189
 Актауская свита 179, 180
 Актовракский комплекс 205
 Актугайская свита 189, 190
 Актюзская брахиантиклиналь 177
 Актюзская (серия) свита 171, 175
 Акшюкнская свита 186
 Алагинская зона 73
 Алагинно-Хомолхинский разлом 70, 73
 Аладипнская свита 38, 41, 42, 48
 Алазейское поднятие 123, 132, 138
 Алашья-Анамюр массив 233
 Алданская антеклиза 125, 127
 Алданский выступ 37
 Алданский комплекс 252, 255—257
 Алданский мегаблок 95
 Алдапский овал 257
 Алданский шит 111, 112, 114, 116, 117, 119—121, 129
 Алейский блок 196
 Александровская метаморфическая зона 9
 Александровский гнейсо-амфиболитовый комплекс 9
 Алексеевская свита 31
 Алешиная свита 38, 44, 48
 Аличурская серия 239
 Алтае-Саянская область каледонид 66
 Алтае-Саянская складчатая область 197
 Алтуайтпуринская свита 187
 Алтышгол свита 186, 187
 Алтышынганская свита 183
 Алхадырская свита 68
 Алыджерская антиклиналь 82
 Алыджерская свита 81
 Альбер массив 227
 Альванарская отрицательная структура 114
 Альпийская зона 228
 Альпийская складчатая область 229
 Альпийско-Гималайский складчатый пояс 224, 225, 227, 237, 241, 247, 249—251
 Амазарская свита 115
 Амалатская глыба 79
 Амандраканский комплекс 74
 Амарская свита 201
 Амаганская свита 103, 110
 Амбардахская свита 254, 256
 Амдерминская антиклиналь 30
 Амдерминская свита 30, 31
 Амдерминское поднятие 8
 Амнуактинская свита 112
 Амуликапский грабен 262
 Амурская серия 267
 Анабарский выступ 37
 Анагрская (догалдышская) свита 94
 Анастасьинская серия (свита) 104
 Ангаро-Баргузинский гранитоидный батолит 97
 Ангаро-Горбылокская ветвь складок 88
 Ангаро-Капская зона разломов 56
 Ангаро-Канский антиклинорий 37—39, 51—53
 Ангаро-Канский блок 274
 Ангаро-Капское поднятие (Южно-Еписейская глыба) 53
 Ангаро-Мамский грабен-синклинорий 101
 Ангаро-Питский синклинорий 38, 39, 41—43, 48, 49, 51, 53, 54, 56
 Ангаро-Гасеевская зона разломов 56
 Ангарский блок 66, 71, 82
 Ангарский мегаблок 95
 Английская серия 87
 Ангульская свита 104
 Андрусова поднятие 281
 Анкиновская зона разломов 56
 Аншапская серия 252, 260, 261
 Аравийская платформа 251
 Арабайская серия 175, 176
 Ара-Хубытинский разлом 92
 Арбанский комплекс 72
 Арбинская свита 120
 Арга-Тасский (Рассошнинский) блок 137
 Арзыбейская глыба 66, 67, 74, 75, 89
 Аршинская свита 28
 Арыджапская свита 198
 Арымлахская свита 132
 Астон массив 227

- Атамановская толща 38, 53
 Атбаши-Иныльчекский разлом 169
 Атбашинская свита 174
 Аtdжейлуская свита 171
 Атовская вулкано-плутоническая структура 66
 Аттовский купол 156
 Ауланджинский (Омолонский массив) выступ 124
 Ауминзинская свита 177, 277, 279
 Аунакитская свита 94
 Афанасьевская свита 267
 Афанасьевский купол 267
 Ахтырская шовная зона 281
 Ашнская серия 15, 19, 22—24
 Ашсайская свита 185
 Ашкасокская свита 90
 Ашуайрыкская свита 189, 190
 Аюсапканская свита 18
 Аячинская свита 115
- Бадахшан-Ваханский массив 238, 239**
 Бадрихинский выступ 138
 Байдарацкий синклиний 275
 Байси свита 184
 Байкало-Витимский антиклинорий 66, 75, 77, 81, 88, 93—95, 97, 100, 106, 107
 Байкальская серия 71
 Байкальская область каледонид 66
 Байкальская складчатая область 65, 283
 Байкальский антиклинорий 66, 81, 86, 87, 97
 Байкальский краевой шов 71, 86
 Байконурская свита 192
 Байсуятауская серия 172, 277, 278
 Бай-че (байсы) свита 187
 Бакайрская свита 179
 Бакальская свита 14, 15, 18
 Бакеевская свита 15, 22, 23
 Бакса серия 245
 Бақырлинская свита 182, 187
 Балгазикаская зона 98
 Баллагапахская подсерия 74, 87, 94—96, 100
 Балтийский щит 7, 8, 10, 206
 Балхашский массив 172, 186
 Балыктыгхемо-Чартисский комплекс 206
 Балыктыгхемская свита (комплекс) 98, 99, 196, 203, 206
 Бамяньтунская свита 252, 262, 263, 265—268
 Бамяньтунские гранитоиды 266
 Банди-баян серия 241
 Банди свита 262
 Барангуловский массив 28
 Баратальская свита 196—198
 Барбитайская свита 68
 Баргинобинская свита 219
 Баргинобинский выступ 219, 221
 Баргузинская свита 97
 Барминская свита 35
 Барнаульский срединный массив 275
 Барун-Бильчирская свита 93
 Барунгольская свита 104, 109
 Баршидская свита 240
 Басегская серия 25
 Басинская свита 15, 22, 23
 Батеневский крыж 200—202
 Бахтинская свита 89, 90
 Башкирский антиклинорий 8, 9, 13—16, 18—20, 22—24, 27, 28, 31, 32, 36
 Байтэрэмская серия 218
- Байтэрэмский выступ 217, 218
 Баянхонгорский выступ 220
 Баянхонгорский разлом 223
 Бедамельская (морозовская) свита 29, 30
 Безымянская свита 84
 Бексонская серия 202
 Бектурганская серия 171, 172, 174, 175
 Белекейская свита 27
 Белеутинская серия 186, 187
 Белкинская свита 201, 202
 Белоиюсская (июсская или каратгская) свита 200
 Белоноченский блок 134, 135
 Белопотоковская серия 230
 Белорецкий комплекс 14, 18
 Белоярский разлом 275
 Белькудукская свита 192
 Бельско-Тагнинское поднятие 70
 Бельчийская свита 181
 Белятарская свита 18
 Бердяушский плутон 24
 Береговой массив 179
 Беринаг серия 245
 Бесапанская свита 277, 279
 Бессазская серия 171, 174, 175
 Бессазский блок 175
 Бетская зона 225
 Бечасынский антиклинорий 282
 Виджапский комплекс 269
 Виджинская свита 200
 Вийский выступ 197
 Вийхемский разлом 98
 Бикская свита 125
 Вилучинская свита 212
 Вилякчанская зона 123, 128
 Вилякчанская толща 128, 129
 Вилякчанский грабен 126, 128, 129
 Вилякчанский разлом 128, 129
 Вирамынская свита 104
 Вирамынский грабен-синклиний 66, 101
 Вирдинская свита 128
 Вирулинский массив 163
 Вирюсинская глыба 66, 69, 75, 81, 89
 Вирюсинская зона смятия 73
 Вирюсинская серия 67—69, 74, 83
 Вирюсинская (Северо-Восточная) структурная зона 69
 Вирюсинский горст 67—69, 73, 204
 Вирюсинский разлом 67, 70
 Виту-Джидинская свита 93
 Виту-Джидинский синклиний 66, 93
 Виту-Джидинско-Дурейская синклиналь 93
 Влайни серия 245
 Бобровская свита 153
 Богемский массив 224
 Богоройская свита 75
 Бодайбинская подсерия 94, 100
 Бодайбинская синклиналь 96
 Бодайбинский синклиний 87, 96, 100, 108
 Бодайбокандская свита 94, 100
 Боздакская серия 180, 182
 Бозянгенская свита 192
 Боксон-Сархойский грабен-синклиний 66, 85, 91, 101, 104, 105
 Боксонская (хубсугульская) серия 83, 104
 Боксонский комплекс 205
 Болу Даг массив 233
 Большебельская глыба 66

- Большебелый горст 67—69
 Большеинзерская свита 16
 Большепадрийская свита 101
 Большепитский синклиорий 39, 51, 54
 Большереченская свита 69
 Большеюганский разлом 275
 Больших озер котловина 210, 213, 222
 Большого Кавказа мегантиклинорий 281
 Большого Нарына серия (свита) 186, 187
 Большой Таймырский разлом 156, 157, 159
 Бомбандоканская антиклиналь 80
 Бонех-шуроу комплекс 235
 Боракунская свита 94
 Борзовская свита 11
 Борлинская свита 12
 Борогольская серия 213
 Борсалинская серия 119, 120
 Босхатская свита 211
 Братолюбовская свита 186, 187, 191
 Бретила серия
 Брянкиновская антиклинальная зона 54
 Брянтинская серия 117
 Букоянкинская свита 11
 Булганульский выступ 220
 Булдымская свита 11
 Булкурская антиклиналь 129, 130
 Булунский горст 73
 Буралтуйская свита 212
 Бураянская серия 14—16, 28
 Бурейский антиклинорий (Дусе-Алинский массив) 254, 256
 Бурейский массив 256
 Буркочимская серия 20
 Бурмакинская синклиальная зона 54
 Буровой свита 57
 Бурубайтальская свита 185
 Бурултаская свита 192
 Бурутаский антиклинорий 191
 Бурхалинский разлом 125—127
 Бусингольский разлом 202
 Бутонская свита 25
 Бутугольский антиклинорий 66, 81, 84, 92
 Бутулинурский выступ (поднятие) 211, 220
 Бухаро-Хивинская зона 278, 280
 Буянтинский выступ 210, 214, 220, 221
 Быстринская свита 33, 34
 Вайкрита серия 246
 Валидж свита 239
 Валюхтинская свита 94, 100
 Вандадыкская (карьерная) свита 45
 Ванч-Акбактальский разлом 238
 Ванчская серия 242
 Ванчский комплекс 242
 Вардарская эвгеосинклиальная зона 231
 Ваханский комплекс 238
 Вачская свита 94
 Ведугинский комплекс 50
 Велсовская свита 27
 Венгерская впадина 229
 Венгерская Малая впадина 229
 Верхне-Алданская отрицательная структура 114
 Верхнеаддапская свита 114, 256
 Верхнеангарский грабен-синклиорий 66
 Верхне-Демьянский антиклинорий 275
 Верхне-Кенгдойская антиклиналь 129
 Верхне-Кутукасская моноклиналь 55
 Верхне-Майская зона 126, 127
 Верхне-Майский выступ 126
 Верхне-Майское поднятие 129
 Верхне-Окинская моноклиналь 91, 92
 Верхнепадрийская свита 101
 Верхнепечерский антиклинорий 8
 Верхне-Тисский грабен 51
 Верхнетолькинский массив 275
 Верхнечерский антиклинорий 27
 Верхояно-Чукотская складчатая область 123, 124, 139
 Верхнечурочная свита 24
 Веснинская серия 37, 38, 49, 53
 Веснинская толща 38
 Вакуловско-Михайловский разлом 275
 Висхарская свита 240
 Витимкано-Ципинский антиклинорий 97
 Витимонский массив 107
 Витимо-Каренская зона разломов 79
 Вишневогорская свита 11
 Вишневогорское поднятие 11
 Влазина формация 229
 Вознесенская зона 270, 271
 Вороговская серия 37, 43, 45, 46, 55
 Вороговская синклиаль 55
 Вороновская синклиаль 59
 Вороновский разлом 60
 Воскресенская аспидная формация (свита) 149, 152, 156, 159, 160, 165, 168
 Восточно-Европейская платформа 250
 Восточно-Саянская область каледонид 66
 Восточно-Саянская складчатая область 65
 Восточно-Саянский антиклинорий 66, 74, 75, 81, 82, 84, 89, 90
 Восточно-Саянский разлом 90, 91
 Восточно-Сурнихинская моноклиналь 55
 Восточно-Тувинский гранитоидный пояс 85, 99
 Восточно-Хубсугульский (Зун-Муринский) синклиорий 84
 Восточно-Черноморское поднятие 281
 Восточно-Чукотский комплекс 145
 Восточных Пиренеев комплекс 227
 Врангелевский комплекс 145
 Врангеля острова складчатая зона 144
 Выезжелогская свита 104
 Гадекчанская свита 142
 Ганальская серия 258, 265
 Гаргано-Дибинский синклиорий 66, 81, 85, 91, 92, 100
 Гарганская глыба 66, 67, 106
 Гарганская свита 91
 Гарганская серия 83, 85, 91
 Гарганский комплекс 220
 Гарганский массив 75, 91, 92
 Гарганский синклиорий 75
 Гаревская свита 25
 Гармский выступ 173
 Гингипская складчатая зона 144
 Гималаев Верхних комплекс 246
 Главный Саянский разлом 67, 70, 72—74, 82, 89, 90, 104
 Главный Центральный пэдвиг (в Гималаях) 245—247
 Глуховская толща 137
 Гобалтайская свита 213
 Голоустепская свита 100
 Голоярская моноклиналь 57—60
 Гольджишская свита 200

- Гольцовая свита 110
 Гошамская свита 10, 124, 125, 129
 Горанская серия 238—240
 Горбилоская свита 38, 41, 48
 Горбуновская свита 135, 136
 Горбылокско-Шумацкий грабен-синклинорий 101, 104, 105
 Горбыляхская свита 114
 Горыльский грабен 92
 Горыльско-Шумацкий грабен-синклинорий 66
 Горноалтайская свита 193, 194
 Горного Крыма антиклинорий 281
 Горноозерский массив 128
 Горостакская антиклиналь 124—128
 Городковская свита 155, 168
 Гортский антиклинорий 276
 Гохтачино-Угаханская синклинал 96
 Гохтачинская свита 94
 Гравийная свита 60, 62—64
 Гремячинский антиклинорий 87
 Громовская свита 146
 Грустинская свита 154, 159
 Губенский массив 28
 Губинская антиклиналь 64
 Губинская толща 60, 62, 64
 Гувиндинская антиклиналь 126
 Гудило-Маньчский прогиб 281
 Гудынская свита 117
 Гукитская свита 103
 Гунт-Аличурский надвиг 238, 239
- Дабадский разлом 70
 Даванский комплекс 74
 Даванчанская свита 114
 Дадиктинская свита 48
 Даланульская свита 213
 Далдарминская свита 69
 Дальсичанская свита 140
 Данаъбао комплекс 272
 Дарбазипская свита 191
 Дариганский выступ 219, 220
 Дармарх свита 239
 Дарширский шов 138
 Дархайская серия 202
 Дарханская свита 212
 Дархатская серия 98, 102, 210, 221
 Даутская свита 187
 Дахэжэньская свита 268—271
 Дахэжэньский выступ 253, 268
 Дашкинская свита 38, 43, 48
 Дашинская синклинал 39
 Дашт-аб комплекс 236
 Делюн-Уранская зона 66, 94, 95, 97, 102
 Демпская свита 20
 Дербинская свита 81
 Дербинская серия 81, 82, 84, 89, 90
 Дербинский комплекс 106
 Дервинская свита 56, 57
 Джабатынская свита 125
 Джалагунская свита 95
 Джалагунская синклинал 97
 Джалаир-Найманская зона 175
 Джалобекская свита 192
 Джанинская серия 115
 Жаргалантульская свита 215
 Жаркашпагачский антиклинорий 187
 Джаунсар серия 243, 244
 Джаянская свита 117
 Желдысуйская свита 184
 Желтулакская серия 121
 Желтулакский трог 120, 121
 Желтулинская серия 256
- Жельдысуйская свита 181
 Джеминская свита (формация) 33, 34
 Джемкуканская свита 94
 Жетымская серия 186, 187, 192
 Джигдалинская свита 120
 Джидинская свита 83
 Джидинский разлом 65
 Джидинский синклинорий 93
 Джилдинская свита 112
 Джилдусуйская свита 181, 184
 Жилтавская глыба 172
 Джингилдинская свита 172
 Джошур свита 244
 Дюкколотская свита 189, 190
 Джуджуро-Стапоная складчатая область 111, 112, 114
 Джунгарский массив 170, 171
 Джурская свита 38, 42, 48
 Джуртог серия 243, 244
 Дзабхапская свита 219, 221
 Дзирульский массив 234
 Дибинская свита 83, 85, 91, 98
 Димская свита 125
 Дитурская свита 269
 Дичунская свита 260, 261
 Довырепский комплекс 108
 Догадлинский разлом 97
 Догра сланцевая серия 241, 142
 Домугдинская свита 71, 74
 Дооднурская свита 211
 Доран граниты 236
 Дородонский комплекс 231
 Дургомжинская свита 81
 Дурномысская свита 52, 56, 59
 Дуссе-Алинский массив 253
- Евпаторийско-Новоселовское поднятие 281
 Европейская платформа 224, 274
 Евсюганский купол 13
 Егнбулакская свита 180, 183
 Егустинская свита 9
 Едунайское поднятие 8, 30
 Елтойская синклинал 85
 Енашимское поперечное поднятие 54
 Енгаэнэйская свита 29
 Енгаэнэйское поднятие 8
 Енисейская складчатая система 275
 Енисейский кряж 22, 33, 37—56, 60, 153, 222, 276
 Енисейский разлом 275
 Енисейско-Гуруханская складчатая система 274
 Еравнинская зона 66
 Ерикташская свита 16
 Ерментау-Ниязский антиклинорий 174, 185
 Ерментауская серия 185
 Ерминская свита 68
 Ермосохинская свита 73
 Ефимовская свита (серия) 172, 176, 180
 Ефимовский прогиб 180
 Ехе-Хэртинская антиклиналь 85
- Жайминская свита 81, 82, 90
 Жайсанская свита 187, 192
 Жалгызская свита 192
 Жанок-Бамбуыйский грабен-синклинорий 66, 101
 Жапокий вулcano-плутонический комплекс 101, 110
 Жаункарский комплекс 176
 Ждановская свита 150, 155

- Желтауская свита 190
 Жидойская свита 68
 Жийдипская серия 175, 176
 Жингильдипская свита 172
 Жистькская свита 104, 193
 Жомболокский разлом 91
 Жуаптюбинская свита 176
 Жунская зона 66, 77, 94, 96, 120
 Журский блок 138
- Забайкальская складчатая область 65
 Забитская антиклиналь 85
 Забитская свита 104, 105
 Заганская антиклиналь 80
 Заганский выступ 80
 Заганский комплекс 80
 Загроса Главный надвиг 236
 Западнокиргизская серия 189
 Западно-Сибирская плита 53, 55, 274—276
 Западносибирская свита 198, 201, 202
 Заргаранская свита 242
 Зарендинская брахиантиклиналь 177
 Зарендинская свита (серия) 171, 172, 174, 175
 Заросшинская свита 143
 Застешинская толща 79
 Засурвинская свита 198
 Зауральский антиклинорий 275
 Зауральское поднятие 31
 Зверевская серия 112
 Зверевский комплекс 252, 256, 257
 Зебак-Мунжанский разлом 238
 Зергос комплекс 236
 Зиаэтинская свита 277, 279
 Зигазило-комаровская свита 18, 19, 28
 Зигальгинская свита 15, 18, 28
 Зигальгинские кварциты 16, 18, 24
 Зиганская свита 15, 22, 24
 Зильмердакская свита 15, 19, 20, 28, 185
 Зиминский прогиб 70,
 Златоустовский комплекс 28
 Златоустовское поднятие 8
 Зогицкая свита 68
 Золотовская свита 103
 Золотокитатский выступ 199
 Зорабатская свита 242, 243
 Зун-муринская свита 93
 Зун-муринская синклиналь 93
 Зунмуринский комплекс 109, 110
 Зун-муринский синклинорий 81, 92, 93
 Зуптейская серия 72
 Зюраткульский разлом 9
- Ивреа зона 228
 Игарская толща 60, 62—64
 Игарский комплекс 61, 63
 Игарское поднятие 37, 60, 276
 Игишчинская свита 269, 270
 Игишская свита 11
 Игмиканская свита 125
 Идарский комплекс 72
 Идэрская зона 98
 Излучипская (пиянпесухарихинская) свита 60—62, 63
 Илепрская серия 114, 256
 «Индзима пояс» 258
 Ипзерская свита 15
 Ийская синклиналь 69
 Ийский прогиб 70
 Ийско-Овинский вал (купол) 69
 Ийско-Туманшетский краевой прогиб 66
 Икандинская свита 115
- Икат-Багдарпнская зона 66
 Икатский комплекс 109
 Илепрская антиклиналь 76
 Илепрская толща 76, 77
 Илепрский комплекс 80, 106
 Иллигирская свита 94
 Иликанская серия 117, 120
 Иликтипская свита 70, 88
 Иликтипский грабен 66, 69, 70
 Ильдугемская свита 194, 196
 Ильменогорская свита 11
 Ильменогорский антиклинорий 10, 11
 Ильменогорское поднятие 7, 11, 14
 Ильменский комплекс 8
 Ильчирская свита 83, 91, 92
 Ильчирский комплекс 205
 Ильчирский синклинорий 66, 75, 81, 84, 92, 100
 Ильявожская свита 24
 Иман-Бурлакская серия 180
 Имняхская свита 94
 Индийская платформа 238, 243, 244, 247, 250, 251
 Индоло-Кубанский прогиб 283
 Индосинийский срединный массив 247, 259, 260, 273
 Индостанский щит 246
 Индыглинский комплекс ортоамфиболитов 50
 Ипжигейская зона 81
 Ипжигейский грабен 104
 Ипжигейский синклинорий 66, 89, 90
 Инзерская свита 21
 Иниканский блок 141
 Инкалинская свита 146
 Иоко-Довыренский интрузивный массив 108, 109
 Ипатипская свита 267
 Ипатовский блок 275
 Ирана Центральная зона 235
 Ирельский комплекс 71, 74
 Иркинеевская антиклиналь 56
 Иркинеевский выступ 39, 42
 Иркутная свита 83, 85, 91, 92
 Иркутская свита 75
 Иркутский блок 66
 Ирокиндинский комплекс 80
 Исаковская толща 55
 Исаковский синклинорий 51, 55
 Иссык-Кульский массив 171, 188
 Иссык-Кульско-Паратский массив 181
 Итай серия 271
 Итанцинская синклинорная зона 86
 Итмурундипская свита 185
 Иттыгусайская свита 177
 Итыкитская свита 95
 Иуругольская серия 215
 Иченский надвиг 137
 Ичкелетауская серия 179
 Ишеримская свита 27
 Ишпимбинская зона разломов 56
 Ишкеольмесский антиклинорий 174, 185
 Ишундинская шовная зона 92
 Ишунтинская свита 75
- Каатанская свита 145
 Каахемская зона 98, 99
 Кабактипская серия 112
 Кабаргипская зона 270, 271
 Кабаргинская свита 270
 Кабылли Большой массив 205, 226
 Кабылли Малой массив 225, 226
 Кабульская серия 241

- Набульский блок 241
 Набульский массив 238
 Кабырзинская свита 200
 Кавоктинско-Валектинская антиклиналь 80
 Кадаликанская синклиналь 96
 Кадаликанская подсерия 94, 100
 Кадринская синклиналильная зона 54
 Казахсынгайская свита 192
 Казыкская свита 185
 Казырская синклиналь 82
 Казырская складчатая зона 81, 90
 Казырский комплекс 108
 Каймская свита 198
 Кайтбынская синклиналь 39
 Кайтбынская синклиналильная зона 54
 Каймысовско-Верхневасюганский антиклинорий 275
 Кайнарская свита 182, 186
 Какпатасская (копинская) свита 186, 187, 190
 Какпатасская серия 190
 Калантатская толща 38
 Каларский трог 119
 Калбазыкская серия 72
 Калбинский антиклинорий 275
 Калгынская зона 133
 Калгынская свита 132
 Калгынский надвиг 133, 134
 Калу серия 242
 Калыштинская свита 23
 Камепский массив 101, 107
 Камжелипская свита 200
 Камчадальская свита 69, 70
 Камчатка срединный хребет 259
 Камчатская серия 265, 268, 271
 Камчатская складчатая область 258
 Камчатский антиклинорий 252, 258
 Камдыкская свита 125
 Каниту массив 227
 Канская глыба 66, 67, 74, 75, 81, 89
 Канская свита 177
 Канская серия 37, 38, 50, 53
 Канский блок 274
 Канский горст 73
 Канско-Тасеевская впадина 44, 53, 56
 Канымская свита 200, 201
 Карабаргинская зона 270
 Карабулакская свита 177
 Карабурипская свита 179
 Карагаская серия 73
 Карагоинская серия 185
 Карагурская свита 192
 Караджилга-Кызылташская штурзия 179
 Караджилгинская серия 178
 Каракамысская свита 171, 172
 Каракольская свита 197
 Каракошун свита 171
 Каралоп-Парамская ветвь складок 88
 Карамысская свита 172
 Каратауская серия 15, 19, 20, 22, 28, 29, 36
 Каратауский комплекс 21
 Каратауское поднятие 8
 Карашатская свита 187
 Каргинская зона салаирид 99
 Каргинский разлом 65
 Карельский комплекс 16
 Каринитская мегасинклиналь 281
 Карнпболотский выступ 281
 Кармакулинская синклиналь 64
 Кармакулинский разлом 64
 Карпат внутренняя зона 229, 230
 Карпат Утесовая зона 229
 Карпато-Балкано-Наннонская складчатая область 230
 Карпато-Балканская зона 229, 230
 Карпатская (Карпатско-Балканская) зона 229
 Карпатская складчатая область 229
 Карпатский комплекс 229, 230
 Карпинского вал 281
 Карпинского хребта антиклинорий 51, 52, 56
 Карпинского хребта свита 38, 48, 52
 Карсакапайская серия 175, 176, 182
 Карсакапайский синклинорий 175, 176, 182
 Карская свита 148, 152, 155
 Карская платформа 147
 Карточки свита 38, 41, 42, 48, 53
 Карьерная свита 44, 47, 48
 Касанская серия 171, 175
 Касанский комплекс 174
 Касский блок 274
 Касский окраинный массив 275
 Катавская свита 20
 Катаевская свита 221
 Кат Даг массив 233
 Катеро-Уакитский синклинорий 66
 Катерская синклинорийная зона 86
 Катковская антиклиналь 87
 Катковская свита 86
 Катковский антиклинорий 87
 Кагунский антиклинорий 193, 197, 198
 Качикалайская свита 177
 Качинская свита 103
 Качинский антиклинорий 81, 89
 Каялинская свита 28
 Каянчинская свита 198
 Кваркушский комплекс 25
 Кедровская свита 76
 Кедровская серия 25
 Кедровский массив 107
 Кейвская серия 13
 Кельпинский крыж 188, 192
 Келяно-Ирокиндинская ветвь складок 88
 Келянская ветвь складок 88
 Келянская подсерия 100, 101, 106—108
 Келянская толща 88
 Кемчурский разлом 275
 Кенгдейский грабен 130
 Кенкельдинская свита 139
 Кенкольская серия 179, 180—182, 185
 Керноская свита 25
 Керулепский разлом 223
 Кизирский синклинорий 66, 90, 91
 Кизлярская ступень 281
 Кизикская серия 180
 Киндиканская толща 78
 Киндинская толща 76
 Кипчакский горизонт 22, 27
 Киргизская серия 171, 173—175, 180
 Киргизско-Терскайская зона 178, 180, 181, 184
 Киргитейская свита 38, 42, 43, 48
 Кисловодский антиклинорий 282
 Кислоручейская свита 35
 Кислоручейский комплекс 35
 Киятойская свита 68
 Киптойский штурзивный комплекс 72, 80, 106
 Кичи-Талдысуйская свита 190, 192
 Климснская свита 46

- Клыкитанская свита 25
 Кобдипский разлом 223
 Койвинская свита 25
 Кокавская (когутская) серия 230
 Кокпатасская свита 186, 191
 Кокпельская свита 29
 Коксуйская серия (свита) 186, 187
 Кокузенский горст 193, 196
 Кочетавская серия 183, 184
 Кочетавский массив 172, 176, 180—183, 186, 187, 191
 Колбинская серия 104
 Коломейцевская синклиналь 155, 168
 Колосовская свита 150, 151, 159, 160
 Коллаковская серия 258, 265, 271—273
 Колпашевско-Нарымская впадина 275
 Колпинская свита 109
 Колтасская (ташелгинская) свита 200
 Кольгорская свита 189, 190
 Кольмский массив 123, 136, 138
 Колочинский (Чукотский массив) выступ 124
 Комори комплекс 264
 Конечнинская свита 154, 159, 160
 Конжинская свита 199
 Конкудеро-Жуипский сдвиг 96
 Конкудерская (шусманская) свита 94
 Конкулинская свита 124, 125, 129, 262
 Контумский выступ 248, 259, 263, 273
 Контумский комплекс 249
 Копуртобинская свита 192
 Кооктинская свита 104
 Кошхетская толща 137
 Кордипская свита 38, 40, 41, 50, 52
 Кордо-Лебяжинский синклиниорий 39, 41, 51, 53, 54
 Коркодонская свита 135
 Коркодонский выступ 124
 Корниловская свита 92
 Корумбайрипская свита 194, 196
 Коссовская серия 144
 Костинская свита 57, 58, 60
 Коспокинская свита 192
 Котеро-Уакитский синклиниорий 81, 97, 100
 Котерская зона 97
 Котерская серия 97
 Котерский синклиниорий 97
 Кохар формация 236
 Кочериковский комплекс 73
 Кочешорская свита 24
 Кочкорская свита 171
 Краевский комплекс 267
 Красногорская свита 38, 42, 48
 Красноленинский выступ 275
 Красноленинское поднятие 276
 Крестовая свита 86
 Кривого Рога комплекс 232
 Криволукская свита 22, 23, 28
 Криворожский интрузивный цикл 280
 Крол пояс 245
 Крол серия 245
 Крольская свита 104
 Кропоткинская антиклиналь 96
 Крыловский прогиб 281
 Куандинский комплекс 73, 77, 80, 106
 Кувайская зона 81
 Кувайская серия 81, 82, 89, 90
 Кувайский синклиниорий 81
 Кувайско-Миричунский геосинклинальный прогиб 89
 Кувашская свита 17, 28
 Кудуликанская свита 117
 Кузевская толща 37, 38, 53
 Кузнецкоалатауская складчатая система 275
 Куйлю свита 174
 Кукшерская синклиналь 69
 Кулгукская свита 84
 Кульбюрстюгская свита 200
 Кумахинская свита 125
 Кумбулакская свита 177
 Кумолинская серия 182
 Кумыстинский комплекс 188, 189
 Курайлинская свита 192
 Кунакская серия 240
 Куналейская свита 221
 Кунч серия 245, 246
 Куньян свита 262
 Куперлисаяская свита 176
 Купуринская серия 117, 119
 Курайлинская свита 192
 Курайский горст 193, 194, 196
 Курайский комплекс 196
 Курбино-Еравнинский грабен-синклинорий 66
 Курбинская зона 66
 Курганская свита 190, 192
 Кургаплинская свита 23
 Курейско-Шорихинская антиклиналь 59
 Курелахская свита 115
 Куркураукская свита 22, 23
 Куросэгава зона 257
 Курташская свита 27
 Куруктагский разлом 169
 Курультино-гонамский комплекс 111—115, 118
 Кустанайско-Тюменский разлом 275
 Кутукасско-Сурнихинская моноклиналь 55
 Кууспекская свита 182, 183
 Кухтуйский (Охотский массив) выступ 124, 139—142
 Куюмская свита 197
 Кшиурюктинская свита 171, 189
 Кызылкум-Тургайский массив 169, 170
 Кызылкумский массив 172
 Кызылташская свита 18
 Кыллахская зона 127
 Кыллахская антиклиналь 126
 Кырпехирский средний массив 232, 233
 Кэнтэйский массив 253, 254, 261, 262, 266, 268
 Кяхтинский выступ 80
 Лабино-Малкипская зона 232
 Лагоусская свита 266
 Ладовская мегасинклиналь 281
 Лайминская свита 138
 Лакбайская свита 186
 Лангле комплекс 263
 Ландырская свита 269
 Лапинский антиклинорий 10
 Лаптаюганская свита 13
 Лаптаюганский купол 13
 Лаптевская свита 150, 151, 155
 Лаптоайская свита 29
 Ларьякский массив 275
 Лахаджинская свита 124, 125
 Лебяжинская свита 46, 47
 Лево-Кенгдейская (Томбойукская) антиклиналь 129, 130
 Левопадриская свита 101
 Лейбинская свита 104

- Лемвинский синклипорий 29
 Ленивенская серия 151
 Ленивский купол 156
 Лепикапская свита 254, 256
 Летнишкая антиклиналь 59
 Линок свита 56, 58
 Литкишская свита 245
 Локский массив 234
 Лондоковская свита 266, 269
 Лопатинская свита 44, 45, 47, 48
 Лотру серия 230
 Лохагхат серия 245
 Лошенковская свита 200
 Лудовская толща 60—62, 64
 Лузаповская свита 270, 271
 Лут глыба 235
 Лутский массив 238
 Лучинская свита 117
 Люнкутская толща 76
 Лямпиское поднятие 276
 Ляодунский комплекс 257
 Ляохэ серия 252
 Ляпинский антиклинорий 10, 28, 29
 Ляпинский выступ 275
 Ляпинский комплекс 8
 Ляпинский синклипорий 275
 Ляховский антиклинорий 123, 139
- Магдасский купол 90
 Маджерумская свита 177
 Мазаринская свита 28
 Майдзуру пояс 264
 Майкап-Кызыктауский антиклинорий 185
 Майлисулская свита 177
 Маймачанская свита 140
 Майский выступ 139, 141
 Майско-Томпонская (кылакская) зона 126
 Майтюбинская серия 176, 182
 Майтюбинский антиклинорий 176, 182
 Маклабский брахантиклинорий 173, 177
 Максимихинская свита 86
 Максимихинский синклипорий 87
 Максютровский комплекс 30
 Малани серия 244
 Малгинская свита 125
 Малкинская свита 282
 Малчинская серия 272
 Мало-Бирюсинский вал (купол) 69
 Маловитимский антиклинорий 102
 Малокосинский комплекс 71
 Мало-Тагульская (Юго-Западная) зона складчатости 69
 Мало-Тугульский массив 72
 Мало-Хамардабасский разлом 93
 Малаханский выступ 80
 Малханский комплекс 79
 Малочерокецкая свита 35
 Мамакано-Янгудский грабен-синклипорий 66
 Мамаканская надсвита 103
 Мамаканская толща 103
 Мамонто-Шренковский шарьяж (на-двиг) 157, 159
 Мамская серия 106
 Мамский синклипорий 96
 Мамско-Бодайбинский синклипорий 66, 77, 81, 93, 95, 97, 100, 102, 106, 109
 Мамско-Витимская зона 66, 94, 96
 Мамско-Копкудерский глубинный разлом 108
- Мамско-Оронский комплекс 106, 109
 Мангатгольская свита 104
 Мандальская серия 214, 215
 Манжерокская свита 197, 198
 Мапитонырское поднятие 8
 Манская зона 81
 Манская (Павловская) свита 89, 90
 Манский прогиб 74
 Манский синклипорий 66, 74, 75, 81, 89, 90, 100, 101, 193
 Маньхсбеинская свита 10
 Маньчжурский комплекс 253—257, 266
 Маньчжурский овал 257
 Маюкапская свита 95
 Маракано-Тунгусская синклинали 96
 Маралихинская свита 197, 198
 Маршпская свита 94, 100
 Маршпайская синклинали 82
 Мармарошский массив 230
 Марская антиклиналь 96
 Мартоли серии 246
 Мартюхинская свита 201
 Марункусский комплекс 8
 Марункусский купол 13
 Матвевская свита 254—256
 Машакская (Кувашская) свита 10, 18, 28
 Машакская серия 16—18
 Машаньская серия 253, 254, 256
 Медвежевская свита 71, 87
 Медвежинская антиклиналь 64
 Медвежинская толща 60, 61, 63, 64
 Междоузренная синклинали 82
 Межовский антиклинорий 276
 Межовский массив 275
 Мольгинская свита 270
 Мендересский срединный массив 232, 233
 Мергун серия 249
 Мизийская плита 229, 231, 232
 Микулкишское поднятие 32
 Мильколская свита 125
 Минераловодский выступ 281
 Минжакская свита 120
 Минпская свита 150, 154, 159, 160
 Минско-Вальтеровская зона 147—149, 167
 Мишо-Танба пояс 265
 Миньярская свита 15, 21, 25, 29
 Мирнинский блок 66
 Мироедихинская свита 56, 57, 59, 60
 Мироедихинский разлом 60
 Митрофановская свита 270, 271
 Могдыгайская синклинали 39
 Могой-Амундоганский антиклинорий 98
 Могок серия 247
 Могочинский выступ 115
 Мойвинская свита 27
 Моклинский выступ 115
 Молокарский антиклинорий 8
 Молокосинская свита 77
 Молюдмусюртская свита 29
 Момский антиклинорий 123, 137, 138
 Монголо-Забайкальская складчатая система 65
 Монголо-Охотская складчатая система 111
 Монгольский Главный линеймент 223
 Монгошинская свита 83, 91, 92, 197
 Монкресовский комплекс 72
 Монкресовский массив 72
 Монлон серия 248
 Морад серия 236

Моренский комплекс 203, 206, 207
 Морошская свита 29
 Мотивинская свита 120
 Мочи серия 249
 Мошаковская свита 38, 44, 45, 48
 Мугоджарский комплекс 8
 Мугоджарское поднятие 7
 Мугурская свита 98, 99, 206
 Муданьзянская свита 262, 263, 265, 267
 Муйская впадина 75
 Муйская глыба 66, 67, 76—78, 101, 106, 107
 Муйская серия 88
 Муйский комплекс 101, 106—108
 Муиский массив 75, 76
 Мульмугинская свита 117
 Мудуйская синклиналь 59
 Муравьевская свита 112
 Мурандавская свита 10, 269, 270, 272
 Мурзинский комплекс 8
 Мурепская свита 98, 210
 Мурхойская антиклиналь 82
 Мускельская свита 125
 Мутнинская свита 45
 Мухтунная свита 97, 102
 Муштинская свита 282
 Муюнкульский массив 186
 Муюнхумский массив 171, 175, 188

 Навабад серия 241
 Навакот серия 245
 Надбакырлинская толща 184, 187
 Надырбайская свита 182
 Назино-Сепикшинский антиклинорий 275
 Намдэчхон серия (свита) 262, 265
 Памко (комплекс) толща 249, 262, 263
 Нанга-Парбат массив 241
 Наншимский комплекс 257
 Наратский массив 171
 Нарингольская свита 215
 Нарынская свита 98, 99, 205
 Нарынский комплекс 203, 205, 206
 Насыровская свита 270, 271
 Насхокская свита 146
 На-Ханг комплекс (толща) 249, 262, 263
 Нахимовская свита 261—263, 265
 Нахимовский купол 261, 270
 Нейтинский синклинорий 275
 Нелегерская свита 129, 131
 Нельбачанская толща 128, 129
 Нелькано-Кыллахская зона 127
 Нельканская антиклиналь 125, 126
 Нельканская свита 125
 Немурюганская свита 30
 Немчанская свита 45
 Неройская серия 67—69, 75
 Неронгская синклиналь 39
 Нерсинская синклиналь 69
 Нерсинский комплекс 73
 Нерундинская свита 97, 102
 Нерундинский синклинорий 98
 Нерундукавская свита 88
 Несмурунская толща 114
 Нетская антиклиналь 124, 126
 Нетчерский антиклинорий 66, 67, 73, 74, 77, 78, 81, 87, 93, 96
 Нижне-Ангарская зона разломов 56
 Нижнеангарская свита 38, 43, 45, 48
 Нижневартовский антиклинорий 275
 Нижнеудайское поднятие 281
 Нижнеизлучинская подсвита 63
 Нижнетугусская свита 56, 58, 60
 Нижне-Ципинская синклиналь 70

 Нижпечурочная свита 22
 Низьвенская свита 21, 24, 25, 27
 Никитинская серия 120
 Никольско-бурлуцкая свита 186, 187
 Ниманская свита 269
 Нирокапский антиклинорий 97
 Нисидохира комплекс 264
 Пововасильевская свита 104
 Новосибирский антиклинорий 275
 Поиско-Жербинский прогиб 66
 Нудунгивульская свита 220
 Пурагинская свита 177
 Нуриминский антиклинорий 275
 Нурингольская свита 214
 Нуристанский массив 238
 Нурта-Нарынский купол 84
 Ныдовский антиклинорий 275
 Ныдовское поднятие 276
 Нокинский разлом 120
 Нюлькачанская свита 142
 Нюрольский массив 275
 Нюрондукапский интрузивный массив 108
 Ночалинская свита 143
 Нядаклинская свита 140
 Нядяхский блок 274
 Нядяхский окраинный массив 275
 Няндонинская свита 97
 Няпнагинская свита 140
 Няровейский комплекс 12, 29, 30
 Няртинская свита 10

 Обинавруз-Вахшварский массив 173
 Огненская свита 103
 Огнитский интрузивный комплекс 69
 Ожигайская синклиналь 82
 Окапаро «группа» 272
 Окатинская свита 145
 Окнинская свита 85, 102, 210, 221
 Окнинская серия 83, 85, 91, 101
 Окнинский антиклинорий 66, 81, 85, 91
 Окраинной цепи антиклиналь 126
 Октябрьская свита 150, 155
 Олдонгинская свита 117
 Оленёкский свод (поднятие) 130
 Оломитская зона 66, 94, 96
 Оломитская свита 95
 Оломитская серия 94
 Ольгинская шовная зона 92
 Ольдянская свита 143
 Ольхонская серия 87
 Омнинская свита 125
 Омлоно-Авековский блок 144
 Омоловский срединный массив 123, 137, 139, 142—144
 Омулеский блок 138
 Ондокская свита 95
 Онежская серия 10
 Ононская свита 221
 Овотский грабен 66—70, 72, 73
 Овотский комплекс 72
 Опотско-Бельский антиклинорий 66, 81, 82, 84, 92
 Опрахайская свита 171
 Оранско-хуугинский комплекс 12, 29, 30
 Орзагайская антиклиналь 82
 Орлинский синклинорий 66, 81, 85, 91
 Орловская синклиналь 39
 Ороехская свита 134—136
 Оройский горст 196
 Ортотауская серия 178
 Орумбайская свита 180, 183
 Ордогская свита 216

- Орлыкское поднятие 8
Осакаровская свита 171, 174
Осиновская свита 31
Ослянская свита 25, 26
Ослянская серия 37—40, 43, 44, 48, 51, 53, 55
Ослянские кварциты 25
Оссалинская свита 134—137
Островная свита 38
Ожемская свита 99, 100
Охотский комплекс 140
Охотский срединный массив 123, 127, 129, 139—143
Охотско-Чукотский вулканический пояс 139
Ошагандинская свита 171, 174
Ощеконский трахилипаритовый комплекс 71
- Павлодаро-Купинский разлом 275
Павьюкская свита 34
Падриная серия 101
Падринский интрузивный комплекс 101
Падроканская свита 103, 110
Палойская свита 91
Панамбинский антиклинорий 39, 51, 52, 56
Паннонская впадина 232
Паньковская свита 120
Парамский комплекс 107
Парамский массив 107
Париквасьшорская свита 13
Патомская серия 71, 74, 87, 94
Патомский комплекс 74
Пельмский антиклинорий 275
Пенджабская серия 234, 244
Пенкигнейская серия 145
Пенченгинская свита 38, 40, 48, 50, 52
Перевальная свита 84
Переволокская свита 25
Передового хребта (Жавказа) зона 282
Передового хребта поднятие 281
Пирин зона 230
Питхорагарх серия 245
Пиутхан серия 245
Платоновская свита 57, 58, 60
Плахинская антиклиналь 64
Плахинский разлом 64
Погорюйская свита 38, 41, 48, 50
Подъемская свита 44—47
Подъинзерская свита 15, 21
Подсугеттагская толща 183
Полоусненский антиклинорий 123, 131
Полуйский антиклинорий 275, 276
Полуловское поднятие 8, 14, 20
Посольненская гравитная интрузия 50
Посольненский интрузивный комплекс 41, 49—51, 55
Постунбулакская свита 185
Потоскуйская (красногорская и джурская) свита 42, 48, 50
Пошт-Бодам разлом 235
Предверхоанский краевой прогиб 129
Преддобруджская ступень 281
Предкарпатский прогиб 229, 232
Предкопеддагский краевой прогиб 280
Предуральский прогиб 24
Приазовский выступ 280, 281
Приазовья гранулитовые комплексы 9
Приангарская впадина 56
Прибайкальский выступ 67, 71, 73, 74
Прибайкальский краевой вулканический пояс 71, 73, 74
- Прибайкальский молассово-вулканогенный комплекс 72
Прибайкальский краевой прогиб 66
Придунайский перикратонный прогиб 281, 283
Приенисейская зона разломов 55, 56
Приенисейский антиклинорий 51, 53
Приколымский горст-антиклинорий 123, 132, 134—136
Приколымское поднятие 143
Приленская зона 78
Приметнинская толща 154, 162
Приморская синклиналь 155, 168
Приморский комплекс 73
Присаянский выступ (щит) 67, 69, 70, 72, 74, 204
Присаянский краевой прогиб 66
Присаянского выступа троговый комплекс 70
Присаянья комплекс 67
Прителецкий горст 193, 196
Прихубсугульский прогиб 98
Прончищевская свита 150, 151, 155
Прохоровская свита 269
Пуйвинская свита 28, 29
Пукет серия 249
Пургоноская серия 144
Пуртовская свита 115
Пуртольская свита 87
Пшекшиско-Тырпыаузская шовная зона 281
Пылькарामипский синклинорий 275
- Радуйская вулcano-плутоническая структура 66
Ралам серия 246
Рани-гхаг серия 245
Ранская свита 192
Рассольнинская свита 20, 24
Расьинская свита 27
Рахов массив 230
Рёкэ зона 264, 272
Речкинская свита 56, 57, 59
Ричаламская свита 241
Родопский комплекс 231
Родопский массив 229—233
Родопского массива комплекс 232
Родоп антиклинорий 230
Рок де Франс массив 227
Ростовский выступ 280, 281
Рудоносная свита 269, 271
Ружинская свита 254—256
Румяничная свита 35
Руливеемская свита 145
Русская платформа 9, 14, 22, 24
Рыбинская свита 148, 150
Рымникская свита 31
- Саблегорская свита 29
Саганарская свита 254, 256
Салаирская свита 267
Салахская свита 198
Салдинский комплекс 8, 12
Салдинское поднятие 7, 12, 14
Салкала серия 241
Салуская антиклиналь 85
Сальский выступ 281
Сальмская складчатая система 275
Самодуровская свита 76
Самокутская свита 76, 80, 106
Самокутский грабен 76
Сангиленский блок 66, 98, 99
Сангиленский массив (поднятие) 202—208

Сангиленский разлом 99, 202
 Сангиленский синклиниорий 81, 99
 Санглич серия 239
 Сангун зона 264
 Саратанская свита 198
 Саркух комплекс 235
 Сарлыкская свита 90
 Сарлыкская синклиналь 90
 Сарминская серия 70, 71, 73
 Сарминский грабен 66
 Сартыньинский антиклинорий 276
 Сархойская свита 202
 Сархойская (дархатская) серия 83, 104, 105
 Сархойско-Таннуольская серия 205
 Сарыбельный-чонторы свита 186, 190, 192
 Сарыбулакская серия 182
 Сарыджонская свита 185
 Сарызасская свита 198
 Сарысангская (кала-вуст) серия 239
 Сарыторская свита 171, 174, 176, 181
 Сарытумская свита 185
 Сарычабынская свита 180
 Сатанская свита 192
 Саткинская свита 14, 15
 Сафердкхский массив 238
 Сахи свита 239
 Саяно-Байкальский складчатый пояс 65—67, 100, 101, 105, 106, 110
 Саянский комплекс 72, 73
 Светлинская свита 33, 34, 124, 125
 Святогорская серия 180
 Святоноская антиклиналь 87
 Святоноская толща 86
 Святоносский синклиниорий 87
 Себеш серия 230
 Северо-Байкальский интрузивный пояс 66, 108
 Северо-Балхашский антиклинорий 185
 Северо-Балхашский массив 170
 Северогобийская серия 216
 Северо-Гобийский разлом 223
 Северо-Заганский грабен-синклиниорий 66
 Северо-Кавказский краевой массив 234
 Северо-Минусинская котловина 89
 Северо-Муйская глыба 75, 76, 80
 Северореченская свита 45
 Северо-Сосьвинский антиклинорий 275
 Северо-Ямальский антиклинорий 275
 Секдекуская зона 133
 Секдекусский надвиг 133
 Селенгинско-Каларская зона разломов 79
 Селенгинско-Каларский структурный шов 78
 Селенгинско-Яблоновая область карелид 66
 Селяннинская свита 11
 Семизсайская свита 176
 Сербский комплекс 229, 230
 Сербско-Македонский массив 230, 231
 Серебрянская серия 25, 26
 Серого ключа свита 48
 Сетте-Дабанский горст-антиклинорий 123, 124, 126, 127, 134
 Сетте-Дабанский перикратонный прогиб 127
 Севнлазгоу серия 262
 Сивардинская свита 242
 Сибирская платформа 37, 43, 53, 56, 64—66, 71, 72, 77, 82, 95, 100, 121—124, 127, 128, 140, 147, 204, 208, 252, 262, 273, 274
 Сивакано-Токинский блок 115
 Сидельгинская свита 103
 Сигетчакская свита 129, 131
 Симанто серия 265
 Симла серия 243, 245
 Синегорская свита 25, 26, 104
 Сининский массив 173
 Сино-Корейский массив 253, 260—262, 268
 Сино-Корейский овал 257
 Сирская брахисинклиналь 76
 Сисимская складчатая зона 82
 Сисимский прогиб 90
 Сихоте-Алиньская складчатая область 253
 Скифская плита 274, 280, 282
 Слюдяногорская свита 10
 Слюдянская серия 82, 83
 Слюдянский комплекс 220
 Смольнинская свита 271
 Снежинский купол 84
 Совиная свита 151, 168
 Сокольниковская свита 31
 Соляной кряж 243, 244
 Сонгипский выступ 210, 213, 221
 Сонг-хонг комплекс 248
 Сорнинская свита 202
 Сорокина впадина 281
 Соснового байца свита 69, 70
 Сосновская свита 41, 50
 Софийский купол 267
 Союзненская свита 254, 256, 269
 Спасская зона 270, 271
 Спасская свита 270
 Спиридоновская свита 135—137
 Средне-Витимский грабен-синклиниорий 101, 105
 Средне-Кепкельдинский выступ 139
 Средне-Кутукасская моноклиналь 55
 Среднечурочная свита 24
 Становая складчатая область 65
 Станового пояса западный фланг 78
 Станового глубинный разлом 111, 114, 119
 Становой комплекс 79, 111, 114, 116—118, 252, 257, 259, 261
 Становская свита 150, 151, 159
 Старопеченская свита 25
 Старо-Солдатскомихайловский антиклинорий 275
 Стерлиговская свита 153, 159, 160
 Стрельногорская свита 56, 58, 60
 Стрельногорская синклиналь 59, 60
 Стрельногорский разлом 60
 Суббетская зона 225
 Субганская серия 119, 120
 Субганский комплекс 252
 Сублукская серия 69, 70, 72
 Суванянский комплекс 27—29
 Суворовская свита 44—47
 Сугджарская свита 117
 Сугеттагская свита 188, 192
 Сутпурская свита 214, 215, 221
 Суекская свита 181
 Суйфынхэ свита 252, 268—271
 Суйяпская свита 265
 Суктальминская свита 44—48
 Суларинская свита 270
 Сулуманская свита 179, 180
 Суранская свита 16, 17
 Сурнинхинский комплекс 50
 Сурхантауская серия 172, 173
 Сутамская чаша 114

- Сухарихинская антиклиналь 64
 Сухарихинская свита 60, 61, 63, 64
 Сухарихинский разлом 64
 Сухартинский купол 84
 Сухопитская антиклинальная зона 54
 Сухопитская серия 37—40, 44, 47, 48, 51, 53—55
 Сухореченская свита 45
 Сухотунгуская свита 56—58
 Сылвицкая серия 25—27
 Сылжинская горст-антиклиналь 91
 Сынарская свита 171
 Сыпырская свита 95, 101, 102
 Сыпыртагская свита 179
 Сырыхская свита 102, 103
 Сысертское поднятие 7, 11, 14
 Сысертско-Ильменогорский комплекс 8
 Сысертско-Ильменогорский мегантиклинорий 10, 11
 Табизуртинская свита 104, 105
 Таганайская свита 28
 Тагулдинская серия 90
 Тагульская синклиналь 69
 Тазовский антиклинорий 275
 Тазовский разлом 275
 Тайваньский антиклинорий 272
 Тайгоосский срединный массив 123, 143, 144
 Тай-Кеу граниты 13
 Таймырская (Таймырско-Североземельская) складчатая область (система) 147, 168, 275
 Таканукл серия 264
 Таланчапская толща 86
 Таласо-Каратауская зона 185, 192
 Таласское поднятие 175
 Талдыкская зона 11
 Талицкий антиклинорий 193—195, 197, 198
 Таллаинская ветвь складок 88
 Талыгинская свита 117
 Талынская свита 125
 Талых островов свита (пемчапская) 44—47
 Тамалыкская свита 202
 Тамьяновский горизонт 22, 29, 30, 34
 Тангауровский горизонт 21, 22, 24, 27, 30, 34
 Танграканская свита 112
 Танинская свита 25
 Тарагайская свита 181
 Таракская грапитная интрузия 50, 53
 Таракский интрузивный комплекс 49
 Таракский массив 49
 Тарасуйская свита 171, 185
 Тараташский блок 274
 Тараташский комплекс 8, 9, 14, 16
 Тараташское поднятие 7, 9
 Тараша свита 239
 Тарбагатайский выступ 210, 214
 Таримский массив 169, 170, 172, 181, 188
 Тарско-Муромцевский синклинорий 275
 Тасжорганская свита 171
 Тасевская серия 37—39, 43—46, 48, 51
 Тасеевский блок 66
 Тасказганская свита 191
 Тасмизлильская серия 119, 120
 Тастахская серия 254
 Тасхаяхтахский горст-антиклинорий 138
 Татарниковский комплекс 74
 Татарская зона глубинных разломов 40, 56
 Татарский антиклинорий 39, 41, 51—53
 Татарский грапитный массив 52
 Татарско-Ляхтинский интрузивный комплекс 41, 49, 55, 56
 Тягьяповская свита 261—263, 265, 270
 Ташк формация 235, 236
 Ташкайская свита 86
 Тейская серия 37, 38, 48, 50, 51
 Тейский прогиб 46
 Тектурмасский антиклинорий 185
 Тельмамский комплекс 109
 Темниско-Итаидинский синклинорий 66, 81
 Тенсинская серия 67
 Тенторгинская серия 71, 72, 74, 87
 Теректипский горст 193, 194, 196
 Теректипский комплекс 196
 Терсинская свита 199
 Терсейская серия (свита) 184—196
 Терско-Каспийский прогиб 283
 Тесхемская свита 98, 99, 196, 206
 Тесхемский антиклинорий 81, 99
 Тисская свита 185
 Тимано-Печорская складчатая система 276
 Тимптоно-Джуктулунский комплекс 116
 Тимптопская серия 256
 Тирехтяхская свита 131, 134
 Тирехтяхский выступ 138
 Тихоокеанский пояс 252, 253, 259, 271, 273
 Тобольский антиклинорий 275
 Токминский комплекс 50
 Токско-Алгоминский комплекс 118
 Толевская грабен-синклиналь 168
 Тологойская свита 215, 221
 Толынульская свита 219, 221
 Томмотская свита 131—134
 Томмотский разлом 133
 Томский выступ 199
 Тонгодинский липаритовый комплекс 71
 Тонгулакская свита 194, 196
 Тонодский антиклинорий 80, 81
 Топориканская свита 128, 262
 Торгашинская свита 104
 Торуйгырская свита 189, 190
 Тотгинская свита 127
 Точерский разлом 70, 72
 Тревожинская серия (формация) 148, 149, 154, 159, 160, 162, 165
 Трехгорная свита 125
 Троговый комплекс 76, 77, 111, 116, 117, 119—121
 Троицкий массив 26
 Тувино-Монгольский массив 202
 Тузухинская свита 201
 Туколамийская свита 103
 Тукуриягрский (Монголо-Охотский) разлом 111
 Туловчихинская свита 254, 256, 260
 Тумашетская серия 70, 72
 Тумашетский грабен 66, 70
 Тунгусская серия 37—40, 42—44, 48, 53, 54
 Тунгусская серия 55
 Тунгусская спелелиза 59
 Тупурбулак свита 171
 Туора-Сисский (Хараулахский) выступ 129—131
 Турапская плита 274, 276—280
 Турасуйская свита 171
 Тургеневская свита 254—256
 Турикская свита 103

- Туркменская аптеклизма 278, 280
 Туруханская моноклинали 57, 59, 60
 Туруханская свита 56, 57, 59, 60
 Туруханское поднятие 37, 56, 57, 59, 60, 276
 Турукская антиклиналь 85
 Туюкская свита 188
 Туюнская свита 269
 Тыршская синклинали 39
 Тья-Мамский глубинный разлом 108
 Тэрано комплекс 257, 259
 Тэрэкенская свита 187
 Тэсская свита 212
 Тэтринская серия 70
 Тююканский комплекс 74
 Тягурский вал (купол) 69
- У**
 Уакитская зона 97, 98
 Уакитский грабен-синклипорий 66, 101
 Уватский блок 274
 Уват-Хапты-Малыйский срединный массив 275, 276
 Уволжский грабен 51
 Удерейская свита 38, 41, 48, 50
 Удерейская синклинали 39, 43
 Удинская синклинали 69, 85
 Удинский разлом 82, 90, 91
 Удоканская серия 77, 78, 118, 124, 129
 Удоканский комплекс 111, 112
 Удоканский прогиб 66
 Удско-Дербишская зона 90
 Удско-Майская серия 119
 Удунго-Италийский синклипорий 84
 Удыханская свита 117
 Ужармская антиклиналь 90
 Узынкайрактинская серия 12
 Уйманская свита 196
 Уйташская свита 28
 Указарская свита 10
 Уколнитская свита 97
 Уколнитский моноклинорий 97
 Украинский щит 233, 281
 Укская свита 15, 22, 28, 29
 Укский комплекс 29
 Уктинская свита 129
 Укшук-арвякская свита 28
 Укшумский антиклинорий 80
 Улангурская свита 86
 Улантологийская свита 213
 Уланэргинская свита 205
 Улахан-Вамская антиклиналь 126, 128
 Улахан-Тасский горст-антиклинорий 138
 Улахольская свита 185
 Узетинская свита 75
 Узетинская синклинали 75
 Узытинская повная зона 92
 Узытинский взброс 105
 Улканский грабен 262
 Улканский прогиб 128
 Улкачанская свита 128
 Улу Даг массив 233
 Улутуйская свита 100
 Улутауская серия 190, 192
 Улутауский антиклинорий 172
 Улутауский разлом 169
 Улутау-Чаткало-Нарынская зона 181, 182, 184
 Улутау-Чаткало-Нарынский пояс 169, 186
 Ульгунская свита 115
 Улэтгольская свита 215, 220
 Увахинская свита 117
- У**
 Унгутская свита 104
 Учатский выступ 138
 Урала дорифейские комплексы 9
 Урало-Казахского краевого прогиба внутренняя зона 275
 Урало-Тиманская складчатая область 7
 Урало-Тобольская зона 278
 Уралтауский антиклинорий 8
 Уральская складчатая область 7, 8, 32
 Уральская складчатая система 274, 275
 Урагас-Каменская антиклиналь 134
 Урашская свита 103
 Урдо-Окинский комплекс 72, 109
 Урсогойско-Колтогорский грабен-рифт 275
 Уреньгинская свита 28
 Уретинская свита 182
 Урикская антиклиналь 75
 Урикская свита 69
 Урицкий комплекс 109, 110
 Урицкий прогиб 70
 Уршско-Ийский грабен 66, 67, 69, 70, 72, 73
 Урильская свита 267
 Урицкий выступ 275
 Урманская свита 89, 90
 Уретинская свита 179
 Уругудеевская синклинали 93
 Уроктская свита 15, 22, 23
 Урюктинская свита 174, 176
 Урюмская свита 117, 120
 Уряхская свита 95
 Устьянзасская свита 201, 202
 Усть-Гилуйская серия 120
 Усть-Гилуйский трог 120
 Усть-Горбилокская синклинали 39
 Усть-Килянский массив 107
 Усть-Кирбинская свита 125
 Усть-Сухарихинский разлом 64
 Устьсывинская свита 27
 Усть-Таймырская синклинали 155
 Усть-туркунская серия 86
 Усть-Туруханская впадина 59
 Усть-уряхская свита 95
 Устьчурочная свита 24
 Усть-ципикская толща 78
 Усьвинская свита 25
 Утай комплексе 259
 Утай серия 188
 Утаканская свита 120
 Уткальская свита 27
 Утугайская свита 117
 Утулукский синклипорий 66, 81, 92, 93
 Уфалейский антиклинорий 9, 10
 Уфалейский гранито-гнейсовый комплекс 8, 9, 10
 Уфалейское поднятие 7, 10
 Ухагольский грабен-синклипорий 66, 91, 101, 104
 Учюшойская серия 189
 Уштобинская свита 184, 186
 Уэленский выступ 124
 Уютаская свита 142
 Уямкандипская антиклиналь 134
 Уяндинская свита 131—134
 Уяндинский блок 131—134
 Уянская серия 252
- Ф**
 Фаддеевская свита 152, 155
 Файзабадская серия 239
 Фансиан антиклинорий 247
 Федоровская свита 26
 Федотовская свита 25

- Фирсовская свита 11
 Фынсянская толща 266
 Фэншуйлинский массив 253, 262, 268
- Хадаминский вал (купол) 69
 Хадахэ серия 253, 254, 256
 Хаэалхинская свита 85
 Хазара серия 241
 Хазарский массив 241
 Хайгасская свита 85
 Хайманты серия 246
 Хайчингольская свита 217, 218
 Хамардабанский антиклинорий 66, 81, 82, 84, 92, 93
 Хамардабанский комплекс 106
 Хамнейско-Бургулмайская антиклиналь 93
 Хамней-Уленгчинская синклинали 93
 Хамсаринская свита 83
 Хамсаринская складчатая зона 81, 90
 Хамсаринский разлом 65
 Хангарульский разлом 93
 Хангильдигская свита 212
 Хандзинская свита 277, 279
 Ханкайский массив 253—256, 260, 261, 265, 267
 Ханменхойская свита (комплекс) 13
 Ханокский (падринский) комплекс 110
 Ханская синклинали 90
 Ханский комплекс 109
 Ханский синклинорий 90
 Ханты-Мансийский блок 276
 Ханхухейская зона 98
 Хан-Хухэйский (Хангайский) разлом 202
- Харагольская свита 84
 Харальская свита 99, 100
 Харальский блок 66, 85, 98, 99
 Харамаинская свита 211
 Харантойская свита 70
 Хараулахский антиклинорий 129
 Хараулахский выступ 123
 Хараютехская свита 129—131
 Харбейские аподиоритовые гнейсы 13
 Харбейский антиклинорий 8
 Харбейский комплекс 12, 13, 30
 Харбейское поднятие 7, 30
 Харитоновская серия 166
 Хасатский антиклинорий 282
 Хасаутская свита 234
 Хасаутская серия 282
 Хибеленская свита 71, 74
 Хибеленский комплекс 71
 Хида зона 257, 258, 263, 264
 Хида гнейсы 262—265, 273
 Хида комплекс 264
 Хида массив 264
 Хида пояс 264
 Хидака зона 258, 259, 263, 264, 272
 Хинганская серия 267, 269
 Хингано-Бурейнский массив 253, 260, 262, 267, 270
 Хобейнская свита 29
 Хобойская свита 86
 Ходотская свита 215
 Хойдышорская свита 29
 Холодникашская свита 112
 Холоднинская свита 103
 Холоднинский грабен-синклинорий 66, 101, 108
 Хомолхино-Илигирская синклинали 96
 Хомолхинская свита 100
 Хоревская свита 91
- Хоридулинская свита 211
 Хормуз серия 237
 Хорогская свита 239
 Хоронджирская серия 140
 Хорско-Анхойская зона разломов 255
 Хохюртовская свита 83, 93, 109
 Хоштугулинская свита 214, 215, 220
 Храмский массив 234
 Хубсугульская серия 98, 102, 202, 210, 211
 Хубсугульский грабен-синклинорий 66, 101, 104
 Хубсугульский прогиб 102, 202
 Хужирская свита 86
 Хужиртайская свита 104, 105
 Хулаьнская свита 266
 Хурултуьская свита 70
 Хутудинская свита 151, 154, 159
 Хэгимаш серия 230
- Цаган-Забинская серия 87
 Цаган-Моринская антиклиналь 93
 Цаганоломская свита 213
 Цаганульская свита 219
 Цаганульский выступ 220
 Цаганшибэтинский разлом 223
 Центральная антиклиналь (Таймырской складчатой области) 168
 Центрально-Азиатский складчатый пояс 169, 202
 Центрально-Западносибирская складчатая система 275
 Центрально-Казахстанская складчатая система 275
 Цильменская зона 32
 Ципандинская свита 124, 125
 Ципикано-Бамбуьский антиклинорий 66, 67, 78
- Чадобецкое поднятие 56
 Чадорская свита 115
 Чаил серия 243
 Чайская свита 71
 Чайский интрузивный массив 108, 109
 Чайский разлом 71
 Чаманский разлом 238
 Чападаринская серия 241
 Чапедони комплекс 235
 Чарская глыба 66
 Чарская серия 114
 Чартыская свита 98, 99
 Часовинская свита 120
 Чаткала серия 174
 Чаткало-Нарынский байкальский ороген 175
 Чаткараганская свита 185
 Чатырхойский грабен-синклинорий 66, 101
 Чаунмаджи 249
 Чахыртойская свита 205
 Чаянгринская свита 95
 Чебукулахская свита 135, 136
 Чегемская свита 234, 292
 Чегемская серия 282
 Чекуровская антиклиналь 129, 130, 131
 Челатская антиклиналь 126, 128
 Челкарская свита 187
 Чело-Монго антиклиналь 82
 Челюскинская зона 167, 168
 Челюскинский пояс 168
 Ченчинская серия 99
 Чергилецкая свита 270
 Чершовская свита 11
 Черногриянская синклинали 87

- Черногривинская свита 86
 Чернокаменная свита 25, 27
 Черноморский массив 281
 Чернореченская подсвита 63
 Чернореченская свита 60—64
 Чернореченская антиклиналь 64
 Чернореченский грабен 51
 Чернореченский разлом 64
 Чернорудская зона 87
 Четласская зона 32
 Четласская свита 33—35
 Чешти-шариф серия 240
 Чжаргалантский комплекс 106
 Чивыркутский гранитоидный массив 97
 Чием-Хоа комплекс 262, 263
 Чиемхоа серия 249
 Чикой-Ингодинский структурный шов 65
 Чильчинская свита 117
 Чимчанская серия 120
 Чингасанская серия 37, 43, 45, 46, 49, 54
 Чивозар серия 241
 Чингиз-Тарбагатайский антиклинорий 174
 Чинчиликская серия 99
 Чинчиликская толща 205
 Чистяковская свита 38, 44, 45, 48
 Чичканская свита 189, 190
 Чогарская субфация 257
 Чогарский блок 115, 117
 Чонталдысуйская толща 190, 192
 Чубачинский комплекс 118
 Чувальская свита 27
 Чуглымская синклиналь 91
 Чузикский грабен-рифт 275
 Чуйская толща 77, 78
 Чуйский комплекс 80
 Чуйско-Тоновдский антиклинорий 66, 67, 73, 74, 77, 78, 81, 87, 88, 93, 96
 Чуйско-Тоновдский комплекс 74
 Чуйско-Тоновдско-Нечерская антиклинальная дуга 106
 Чукотский срединный массив 123, 139, 144, 145
 Чукчинская свита 151, 159
 Чукчинско-Челюскинская зона 147, 148, 155
 Чукчинская свита 154
 Чулаксайская свита 31
 Чульчинский горст 196
 Чумайская свита 202
 Чурочная серия 22—24
 Чусовской антиклинорий 8, 25—27
 Шакитарская свита 16
 Шали серия 245
 Шаманихинский блок 134, 136, 137
 Шаманская свита 76
 Шаманский массив 107
 Шаранурский комплекс 106
 Шарыжалгайская глыба 66
 Шарыжалгайская серия 67, 68, 72, 75, 83
 Шарыжалгайский выступ 68, 69
 Шарыжалгайский горст 67—69
 Шарыкская свита 182
 Шатмагинские гнейсы 29
 Шатская зона 187
 Шахдаринская серия 238—240
 Шахматовская свита 104
 Шельминская серия 67
 Шеркалинский синклинорий 275
 Шахран свита 239
 Шибитская горст-антиклиналь 91
 Шильниковская толща 79
 Шингаревская свита 171, 174
 Шинсайская свита 191
 Шитжатмазская свита 282
 Шокуртурская свита 188
 Шокшинские (вепские) кварциты 16
 Шолак-Кайрактинская зона 11
 Шолакская свита 187
 Шошпокинская свита 192
 Шорихинская свита 56—58, 60
 Шренковская серия 159, 166
 Шуаньшаньская серия 253, 256
 Шубутуйская свита 92
 Шумакский грабен 92
 Шумихинская свита 11, 68
 Шумнинская свита 95, 102
 Шумнинская синклиналь 64
 Шумнинский разлом 64
 Шутарская свита 38, 41, 42, 48
 Шуругинская свита 115
 Шутхулайская свита 85
 Щекуринская свита 10
 Эбеке-Хаптинская антиклиналь 126
 Эвенкийская свита 47
 Эденская синклиналь 90
 Экранская свита 242, 243
 Экургенкольская свита 181, 182
 Эльгинская свита 267
 Элгэтэйская свита 128, 129, 262
 Эмийский грабен-синклинорий 66, 101
 Эрзинский комплекс 109, 203, 206
 Эр-Рифа массив 225, 226
 Эрздабанская свита 217, 218
 Эселехская свита 129, 131
 Эттельхвелеутская серия (свита) 145
 Югано-Покурская внутренняя впадина 275
 Юдомо-Майский прогиб 127
 Юдомская свита 125—127, 269
 Юдомский комплекс 124, 129, 130, 190
 Южноаличурская серия 242
 Южно-Енисейский кряж 52
 Южной Добруджи выступ 281
 Южно-Каспийская впадина 237
 Южно-Кенгдейская антиклиналь 130
 Южно-Китайский массив 259, 260
 Южно-Муйская глыба 75
 Южно-Памирский массив 169
 Южно-Памирский разлом 238
 Южно-Тукурингрский разлом 120
 Южно-Тяньшаньская платформа 169, 170, 178
 Южно-Тяньшаньский разлом 169
 Юзианьская серия 261
 Юктоковская свита 103
 Юрматинская серия 18, 19, 28, 31, 36, 179
 Юрматинский комплекс 21
 Юровский блок 139, 141
 Юрчикский лополит 258
 Юшнская свита 16, 17
 Яблоновый выступ 80
 Ямантауский комплекс 14, 16—18
 Яматинская взбросо-сдвиговая зона 94, 105
 Яматуингольская свита 241
 Ямбозерская свита 35
 Янгудская надсвита 103, 104
 Ялмутанская свита 266, 268
 Янчуйская свита 97
 Янчуйский синклинорий 97
 Ярабская (татранская) серия 230
 Ярминское поднятие 70
 Ярцевская синклиналь 55

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	5
Глава I. Урало-Тиманская складчатая область	7
Глава II. Складчатая область Енисейского кряжа, Туруханское и Игарское поднятия	37
Глава III. Саяно-Байкальский складчатый пояс	65
Глава IV. Складчатая область Станового хребта — Джугджура	111
Глава V. Верхояно-Чукотская складчатая область	123
Глава VI. Таймырская складчатая область	147
Глава VII. Центрально-Азиатский складчатый пояс	169
Глава VIII. Альпийско-Гималайский складчатый пояс	224
Глава IX. Западная часть Тихоокеанского пояса	252
Глава X. Фундамент Западно-Сибирской, Туранской и Скифской плит	274
Литература	284
Указатель региональных названий	305

CONTENTS

Preface	5
Chapter I. Urals-Timan Folded Region	7
Chapter II. Folded Region of Yenisei Ridge, Turukhanka and Igar'ka Uplift	37
Chapter III. Sayan-Baykal Folded Belt	65
Chapter IV. Folded Region of Stanovoy Range-Dzhugdzhur	111
Chapter V. Verkhoyania-Chukchi Folded Region	123
Chapter VI. Taimir Folded Region	147
Chapter VII. Central-Asiatic Folded Belt	169
Chapter VIII. Alpine-Himalayan Folded Belt	224
Chapter IX. Western Pacific Belt	252
Chapter X. West-Siberian, Turansk and Skif Plates	274
References	284
Index of regional Names	305

ДОКЕМБРИЙ КОНТИНЕНТОВ

СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ И МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ И АЗИИ

Ответственные редакторы

Константин Владимирович Боголосов, Олег Алиевич Вотах

Редактор *Е. С. Иванова*. Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*. Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*. Корректоры *Н. Г. Примогонова, С. В. Блинова*

ИБ № 9824

Сдано в набор 17 мая 1977 г. Подписано в печать 8 февраля 1978 г. МН 01511. Формат 70 × 108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 20 печ. л. 28 усл.-печ. л. + 2 вкл. 30 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 550. Цена 4 р. 70 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18. 4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.