

ГЕОЛОГИЯ
И ТЕКТОНИКА
ДОКЕМБРИЯ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. М. В. ЛОМОНОСОВА

ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСТАНСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
УПРАВЛЕНИЕ МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР
КАЗАХСКОЙ ССР

Материалы по геологии Центрального Казахстана

ТОМ XI

ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА ДОКЕМБРИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Под редакцией Ю. А. ЗАЙЦЕВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1976

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

Рецензенты: член-корреспондент АН СССР, профессор
В. Е. Хаин, кандидат геолого-минералогических наук В. В. Эз,
кандидат геолого-минералогических наук А. А. Максимов,
кандидат геолого-минералогических наук Л. И. Филатова

Авторы: В. С. МИЛЕЕВ, С. Б. РОЗАНОВ

© Издательство Московского университета, 1976 г.

**ПОСВЯЩАЕТСЯ СВЕТЛОЙ ПАМЯТИ
АЛЕКСЕЯ АЛЕКСЕЕВИЧА БОГДАНОВА**

СОДЕРЖАНИЕ

От редактора	7
------------------------	---

С. Б. Розанов

Спилитовая джеспилитоновая формация раннего протерозоя Казахстана

Введение	11
Глава 1. Распространение спиливой джеспилитоновой формации в разрезах докембрия Казахстана	13
Глава 2. Спилитовая джеспилитоновая формация Казахстана	16
Южный Улутау	16
Краткий геологический очерк Южного Улутау	17
Стратиграфия карсакпайской серии	22
Бурмашинская свита	25
Болбраунская свита	36
Шагырлинская свита	48
Биитская свита	59
Формационная характеристика карсакпайской серии	68
Члены формации	69
Петрофонд формации	87
Ассоциации пород спиливой джеспилитоновой формации	91
Петрохимические особенности вулканогенных пород железорудной формации	97
Геохимические особенности членов формации	102
Северный Улутау	118
Кокчетавский массив	120
Бетпакдала	121
Глава 3. Место и роль железисто-кремнистых пород в образовании ранне-геосинклинальной формации раннего протерозоя Казахстана	126
Глава 4. Палеотектоническая обстановка накопления спиливой джеспилитоновой формации	137
Условия образования формации	137
Положение спиливой джеспилитоновой формации в формационном ряду и ее типизация	140
Глава 5. Обзор современных представлений о железорудных формациях и генезисе джеспилитов	142
Глава 6. Некоторые общие закономерности в железорудном осадконакоплении древних эпох	159
Сравнительная характеристика железорудных формаций	159
Роль кислых вулканитов в железорудных формациях	166
Эволюция железорудного осадконакопления	167
Особенности строения формационных рядов, включающих железорудные формации	169
Заключение	172
Литература	173

В. С. Милеев

Кинематические условия формирования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтубинского антиклинория

Введение	181
Часть I. Геологическое строение Майтубинского антиклинория и сопредельных структур	183
Глава 1. Краткий стратиграфический очерк	188
Протерозойская группа	188
Нижний протерозой	188
Средний протерозой	190

Жийдинская серия	190
Майтюбинская серия	198
Боздакская серия	214
Анализ несогласий	215
Верхний протерозой	220
Глава 2. Тектоническая позиция гранитогнейсового и интрузивного комплексов	223
Глава 3. Тектоническое районирование Южного Улутау	229
Глава 4. Тектоника и история развития Майтюбинского антиклинория	234
Тектоника Майтюбинского антиклинория	236
Строение регионально метаморфизованного комплекса (супраструктура)	237
Строение комплекса автохтонных гранитогнейсов и гранитизированных образований (инфраструктура)	244
История развития Майтюбинского антиклинория	249
Выводы	255
Часть II. Кинематические условия формирования глубинной складчатости	256
Глава 5. Методика структурных исследований	258
Глава 6. Кинематические условия формирования глубинной складчатости Майтюбинского антиклинория	270
Кособинский участок	270
Карасиринский участок	276
Колдыбайшокинский участок	278
Тумурзинский участок	279
Бесторауский участок	286
Дюсембайский участок	288
Насымбайский участок	289
Соотношения прототектонической трещиноватости протерозойских интрузивов с тектонической трещиноватостью вмещающих метаморфических пород	292
Глава 7. Кинематические условия формирования глубинной складчатости Карсакпайского синклинория	301
Белеутинский участок	304
Аккийксайский участок	305
Глава 8. Генезис деформационной линейности и ее положение в складке	310
Выводы	317
Часть III. Складчатость продольного горизонтального расплющивания	319
Глава 9. Распространенность в природе и условия формирования складчатости продольного горизонтального расплющивания	320
Глава 10. Признаки и свойства складчатости продольного горизонтального расплющивания	332
Глава 11. Особенности локализации некоторых типов месторождений полезных ископаемых в складках продольного горизонтального расплющивания	341
Заключение	347
Литература	349
Приложения	355

Предлагаемый вниманию читателей XI том продолжает серию «Материалы по геологии Центрального Казахстана», которая публикуется с 1960 г. под редакцией А. А. Богданова. Эта работа посвящена проблемам геологии докембрия.

За последнее десятилетие достигнуты значительные успехи в изучении геологии докембрия Казахстана. Результаты стратиграфических и радиогеохронологических исследований были обсуждены на стратиграфических совещаниях, прошедших в 1969 г. в Караганде и в 1971 г. в Алма-Ате. Выработанная корреляционная рабочая стратиграфическая схема докембрия Центрального Казахстана в значительной мере опирается на результаты изучения опорного разреза Улутау. Этот разрез докембрия изучен в пределах Казахстана наиболее полно в процессе крупномасштабных геологических съемок, а также специальных стратиграфических и радиогеохронологических исследований. Сведения о стратиграфии и геохронологии докембрия Улутау опубликованы в сводных работах и статьях.

Изучение докембрия Улутау позволило не только получить полные представления о разрезе древних комплексов этого района, но и выработать определенный методический подход к исследованиям метаморфических толщ. Две, публикуемые в настоящем томе «Материалов» работы, таким образом, имеют и познавательное и методическое значение, так как свидетельствуют о том, что к метаморфическим комплексам вполне применимы подходы и методы исследований, разработанные на примерах фанерозойских комплексов. Обе работы были выполнены в качестве кандидатских диссертаций.

Работа С. Б. Розанова посвящена рассмотрению детальной стратиграфии карсакпайской нижнепротерозойской железорудной серии Улутау, ее вулканизма и проблемам железнакопления в докембрии. Карсакпайская зеленосланцевая железорудная серия представляет собой четко обособленный и важный геологический объект. В последние годы помимо Улутау она установлена и в других районах Казахстана, в частности в западных окраинах Кокчетавского массива и в восточной Бетпакале. По геофизическим данным можно предполагать ее значительное распространение в фундаменте Джезказганской варисийской внутренней впадины. Во всех известных выходах карсакпайская серия сохраняет специфические черты состава и строения, что позволяет рассматривать ее в качестве надежного репера при региональных сопоставлениях. Широкое площадное распространение пород карсакпайской серии, присутствие в ряде докембрийских складчатых структур дает возможность предполагать, что ее накопление происходило в обширных геосинклинальных бассейнах на больших площадях, а не в узких локальных трогообразных прогибах, как это представлялось ранее. Железистые кварциты карсакпайской серии в настоящее время не используются промышленностью из-за сложности и большой стоимости обогащения, однако нет сомнений, что в будущем с разработкой приемлемой технологии обогащения железистые кварциты Карсакпайского рудного района и, возможно, восточной Бетпакалы будут осваиваться промышленностью.

С. Б. Розановым рассматривается проблема связи железорудного осадконакопления и вулканизма. Эта проблема весьма важна и актуальна, несмотря на то, что она дискутируется в литературе уже не один десяток лет. Карсакпайский генотип джеспилитоносной спилитовой фор-

мации, по С. Б. Розанову, занимает вполне определенное положение в латеральном ряду железорудных формаций докембрия. Таким образом, выводы из генетической части работы имеют общее познавательное значение.

Работа В. С. Милеева содержит описание строения и истории развития структуры протерозойского Майтюбинского антиклинория, а также складчатости метаморфических толщ. Наибольший интерес представляет вторая часть работы, посвященная описанию глубинной складчатости, условий возникновения и методам ее диагностики. В. С. Милеев использовал методику М. В. Гзовского для изучения полей палеотектонических напряжений в целях реконструкции условий образования складок в метаморфических толщах Майтюбинского антиклинория и отчасти Карсакапайского синклиниория. Полученные материалы заставили В. С. Милеева прийти к выводу о необходимости обособления не описанного ранее генетического типа складок в метаморфических толщах, названного им «складками продольного горизонтального расплющивания». Образование этих складок связано с действием близгоризонтальных тектонических сил сжатия, направленного перпендикулярно осям складок, и осепродольного растяжения. Представляется вполне справедливым предположение В. С. Милеева о широком распространении в метаморфических комплексах подобной глубинной складчатости. Работа особенно ценна тем, что полученные выводы опираются на обширный фактический материал по изучению трещиноватости, линейности, будинажа в метаморфических толщах. Она является первым исследованием подобного рода на материалах метаморфических комплексов Казахстана.

Автором воссоздана стройная картина истории развития Майтюбинского антиклинория в докембрии и формирования глубинной складчатости. Принятая В. С. Милеевым общая схема развития антиклинория не во всех своих деталях доказана, а в отдельных случаях опирается лишь на весьма спорные допущения. К последним, по мнению редактора, относятся предположения о постепенном росте гранитогнейсового ядра антиклинория и связанного с ним поднятия, о роли гранитогнейсового ядра в формировании полей палеотектонических напряжений («распирающее действие ядра»), связи с ним складчатости в Карсакапайском синклиниории. В пределах синклиниория по сумме геологических, радиогеохронологических данных и по реконструкции полей палеотектонических напряжений, выполненной В. С. Милеевым, отчетливо устанавливаются два этапа складкообразования. Однако второй этап, по выводам редактора, связан не с ростом гранитогнейсового ядра, а с более поздними тектоническими движениями в конце байкальской или в течение каледонской тектонических эпох при заложении байкальско-каледонских геосинклиналей (Зайцев, 1968; Зайцев, Филатова, 1971, 1972).

Различие в принятой трактовке возраста наложенной более поздней складчатости и другие упомянутые спорные вопросы не меняют главных выводов и построений В. С. Милеева об условиях образования складчатости в метаморфических толщах. Подробно изложенная методика привлечет внимание специалистов, занимающихся подобными исследованиями.

Публикуя работы С. Б. Розанова и В. С. Милеева, мы убеждены в том, что они принесут большую пользу делу познания геологии метаморфических комплексов докембрия.

Ю. А. Зайцев

С. Б. РОЗАНОВ

СПИЛИТОВАЯ
ДЖЕСПИЛИТОНОСНАЯ
ФОРМАЦИЯ
РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ
КАЗАХСТАНА

Формации, в строении которых принимают участие полосчатые кремнисто-железистые породы, являются одними из самых распространенных среди древних метаморфических комплексов. Они распространены на всех континентах, охватывают огромный возрастной интервал от низов архея до позднего протерозоя, чрезвычайно разнообразны по составу и положению в формационных рядах, их опознают как среди сложнодислоцированных древних геосинклинальных комплексов, так и в чехле древних платформ. Общее для этих формаций — наличие в них специфических кремнисто-железистых пород с тонкой реликтовой параллельно-слоистой текстурой, называемых в разных источниках чаще всего итабиритами, таконитами, джеспилитами, железистыми сланцами и железистыми кварцитами. В советской геологической литературе наиболее употребительными терминами стали джеспилит и железистый кварцит. Для джеспилитов, которые встречаются только в толщах докембрийского возраста, свойственно отсутствие колломорфных и оолитовых структур, а также практическое отсутствие марганца и других рудных компонентов, обычных для осадочных железных руд, в которых минералы железа не ассоциируются с кремнеземом.

Природа джеспилитов представляет одну из важных проблем геологии докембрия. Благодаря своеобразию, джеспилитоносные комплексы всегда рассматривались как стратиграфические реперы при попытках сопоставить разобщенные разрезы. Джеспилиты при таких сопоставлениях рассматриваются либо как продукты осаждения кремнезема и железа из природных растворов и считаются сингенетичными вмещающим их породам, либо исключаются из разреза и связываются с наложенными экзогенными или эндогенными процессами. В первом случае источником кремнезема и железа в природных растворах считают либо экзогенные процессы мобилизации этих компонентов в областях размыва, либо вулканические эксгаляции. Совершенно очевидно, что любая конкретная джеспилитоносная формация приобретает разный смысл, и критерии ее сопоставления с другими формациями оказываются разными в зависимости от принятой точки зрения на природу кремнисто-железистых пород. Многообразие существующих гипотез об источниках железа в джеспилитах в какой-то мере объясняется тем обстоятельством, что известные джеспилитоносные формации представлены типами: «чисто осадочными», лишенными твердых продуктов вулканизма, «чисто вулканогенными» и «вулканогенно-осадочными».

Масштабы накопления железа, связанного в окисных формах в джеспилитах, огромны, и джеспилитовые руды служат основной сырьевой базой черной металлургии во всем мире. В этой связи установление источника железа в джеспилитах приобретает важное прикладное значение, поскольку оно определяет поисковые критерии и подход к оценке месторождений железистых кварцитов.

За последние 10—15 лет достигнуты большие успехи в познании геологии докембрия Казахстана и созданы предпосылки для сопоставления и корреляции разрезов древних метаморфических толщ, распространенных в пределах разобщенных выступов каледонского фундамента. Среди комплексов предположительно раннепротерозойского возраста в Казахстане роль стратиграфического репера принадлежит карсакпайской серии и ее аналогам — толщам метаморфизованных основных вулканитов спилитового облика, вмещающим пачки терригенных пород с прослоями джеспилитов.

Карсакпайская серия несет черты как «чисто осадочных» джеспилитоносных формаций, лишенных примеси твердых продуктов вулканизма, так и «чисто вулканогенных», в которых джеспилиты ассоциируются с вулканогенными породами. В ней подавляющее большинство джеспилитов распределено в виде прослоев внутри мощных пачек первично-осадочных терригенных пород, однако сами эти породы составляют менее 30% объема формации и эти пачки разделены толщами основных вулканитов, определяющих облик формации. Сопоставление формационной характеристики серии с опубликованными описаниями джеспилитоносных вулканогенно-осадочных толщ других регионов приводит к выводу, что ей свойственны многие особенности строения древних комплексов, и она может рассматриваться как своеобразный генотип для железорудных формаций докембрия. Полученные при изучении карсакпайской серии выводы о генетических связях джеспилитов, условиях их осадконакопления, закономерностях в локализации, особенностях вулканизма, положении в формационном ряду оказываются общими и могут быть распространены на широкий круг джеспилитоносных формаций.

В Улутау древние толщи характеризуются наиболее полным разрезом и высокой степенью изученности, благодаря чему на стратиграфических совещаниях в г. Караганде (1969) и в г. Алма-Ате (1971) разрез докембрия Улутау получил признание эталонного. Карсакпайская серия наиболее широко распространена в Южном Улутау. Здесь удается наблюдать соотношения серии с подстилающими и перекрывающими толщами, выявить ее внутреннее строение, изменения на площади, закономерности в образовании естественных парагенетических ассоциаций ее пород, закономерности распределения джеспилитов, факторы, определявшие возможности осаждения и захоронения в древних осадках рудного кремнисто-железистого вещества.

В других районах Казахстана карсакпайская серия распространена фрагментарно. Описание этих толщ приведено по материалам личных наблюдений автора и по литературным данным. В большинстве случаев они изучены недостаточно полно (по сравнению с Южным Улутау) и для них приходится ограничиваться характеристикой в самом общем виде.

Таким образом, стратиграфия карсакпайской серии, ее формационный анализ, анализ истории вулканизма, закономерностей распределения джеспилитов в разрезе серии и на площади, а также генетические аспекты проблемы геологии джеспилитоносных комплексов определяют содержание данной работы. В ней использованы помимо материалов исследований автора материалы исследований, проведенных совместно с Ю. А. Зайцевым, Г. В. Жуковым, Л. И. Филатовой, Д. К. Фроловым.

Работа выполнена под руководством Ю. А. Зайцева, при участии которого проводились полевые исследования и была разработана стратиграфическая схема карсакпайской серии. Автор глубоко признателен Ю. А. Зайцеву за советы и помощь, способствовавшие завершению работы.

Автор пользуется случаем выразить свою признательность сотрудникам кафедры исторической и региональной геологии и Центрально-Казахстанской экспедиции геологического факультета МГУ — Л. И. Филатовой, О. В. Япаскурту, Т. Н. Херасковой, В. С. Милееву, В. А. Голубовскому, Н. А. Герасимовой, Д. К. Фролову, Г. В. Жукову — за помощь в сборе полевых материалов, советы и критический разбор отдельных положений работы. Автор также признателен Г. И. Каляеву и А. В. Миловскому за ценные советы и замечания.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ СПИЛИТОВОЙ ДЖЕСПИЛИТОНОСНОЙ ФОРМАЦИИ В РАЗРЕЗАХ ДОКЕМБРИЯ КАЗАХСТАНА

К спилитовой джеспилитоносной формации в Казахстане относится комплекс метаморфизованных вулканогенных и осадочных пород, для которого характерно отчетливое преобладание порфиритоидов базальтового и андезитового составов, составляющих пачки значительной мощности, разделенные пачками осадочных пород с прослоями железистых кварцитов. Эта формация имеет широкое площадное распространение и легко опознается по указанным выше признакам. До недавнего времени на мелкомасштабных региональных картах она иногда включалась в нерасчлененные комплексы верхнего докембрия, с которыми часто бывает связана пространственно и некоторым сходством в наборе пород — кремнистые сланцы и кварциты, углистые сланцы. По мере расширения фронта детальных исследований выявляются все новые и новые районы, где джеспилитоносные грубо ритмичные комплексы отделяются от более молодых и описываются как аналоги раннепротерозойской спилитовой формации Карсакпайского района Улутау.

С разной степенью достоверности в настоящее время эта формация выделена и описана в пределах Улутауской тектонической зоны, Кокчетавского поднятия, Жаунтобинского антиклинория в Бетпакдале (рис. 1).

Улутауская тектоническая зона. Эта зона охватывает ряд выступов каледонского фундамента, вытянутых в долготном направлении вдоль западных границ Центрального Казахстана. Выходы карсакпайской серии известны в пределах Карсакпайского поднятия (Южный Улутау) и в северо-западной части Арганатинского поднятия (Северный Улутау).

В Южном Улутау карсакпайская серия обнажена в полосе, протяженностью до 200 км, южнее и севернее которой уверенно прослеживается по геофизическим данным под покровом более молодых отложений соответственно до долины р. Сарысу и до широты пос. Кургасын. Юго-западнее пос. Кургасын серия слагает ряд изолированных выходов, самый крупный из которых расположен в урочище Жетыкыз. В Южном Улутау серия развита в наиболее полном объеме и здесь описан ее стратотипический разрез, соотношения с подстилающими и перекрывающими комплексами (Зайцев, Розанов, 1971) и подробно изучены ее формационные особенности.

В Северном Улутау карсакпайская серия обнажена в долинах рек Каратургай и Жаксыкаинды, где слагает узкую полосу (до 1,5 км), вытянутую в северо-восточном направлении на 10—12 км.

Л. И. Филатова (1962) отмечает выходы карсакпайской серии и несколько севернее — на правобережье р. Ащи-Тасты. На этих участках

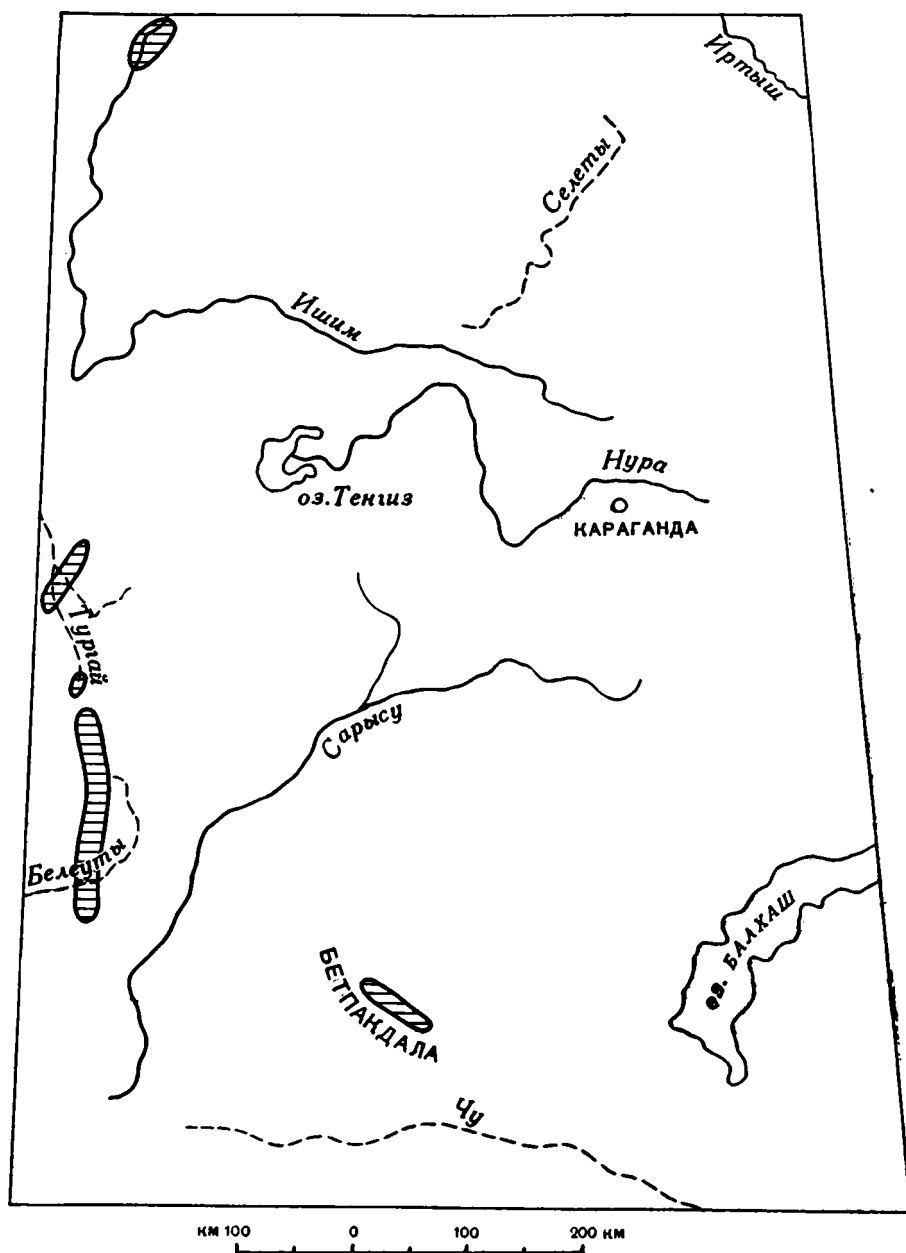


Рис. 1. Распространение спилитовой джеспилитоносной формации

серия изучалась И. Ф. Трусовой (1955), Л. И. Филатовой (1962), И. Ф. Трусовой и И. И. Вишневской (1969). Результаты исследований

этих авторов приводятся также в коллективной работе (Трусова, Вишневецкая, Филатова, 1967).

Кокчетавское поднятие располагается северо-восточнее Улутауской тектонической зоны. Здесь в качестве вероятного аналога карсакпайской серии рассматривается иманбурлукская свита (Решение Карагандинского стратиграфического совещания 1969 года), описанная О. В. Богоявленской и позже О. М. Розеном (1969, 1971) и представленная толщей порфиритоидов, сланцев и железистых кварцитов.

Бетпакдала. В Жуантубинском антиклинории Джалаиро-Найманской тектонической зоны аналоги карсакпайской железорудной серии Улутау распространены ограниченно и уверенно опознаются лишь на небольшом по площади участке на крайнем северо-западе зоны, вблизи горы Жуантобе. На этом участке в узкой (2,5—3 км) полосе северо-западного простирания протяженностью около 12—16 км обнажены порфиритоиды и кварц-серицитовые сланцы, вмещающие прослои безрудных кварцитов, линзы порфиридов и порфиритоидов и два горизонта железистых кварцитов, перекрытых пачкой порфиритоидов базальтового состава. Особенности внутреннего строения этой толщи, химизм вулканитов, характер метаморфизма подтвердили ее сходство с карсакпайской серией Улутау.

Таким образом, карсакпайская серия и ее аналоги распространены в Казахстане довольно широко, повсеместно сохраняя важнейшие особенности своего строения — наличие в разрезе лав и туфов основного состава, слагающих мощные пачки и разделенных пачками первично-обломочных и хемогенных пород, среди которых в том или ином количестве присутствуют железистые кварциты. Это отражает определенные закономерности геологического развития Казахстана в раннем протерозое, связанные с заложением древних геосинклинальных прогибов. Формационное единство джеспилитоносных комплексов Казахстана подчеркивается их тесной связью с более древним кератофировым комплексом (Розанов, Филатова, 1972₁, 1972₂).

С этих позиций нами в Южном Улутау карсакпайская серия рассматривается как формационный генотип для Казахстана и описывается как спилитовая джеспилитоносная формация.

Глава 2

СПИЛИТОВАЯ ДЖЕСПИЛИТОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ КАЗАХСТАНА

Ниже характеризуются джеспилитоносные раннепротерозойские комплексы Казахстана в последовательности, изложенной в предыдущем разделе. Для Южного Улутау описание приводится наиболее подробно.

ЮЖНЫЙ УЛУТАУ

Южный Улутау представляет значительный по площади выход докембрийских и раннепротерозойских пород, ширина которого достигает 80 км, а протяженность в долготном направлении — 200 км. Здесь обнажены древние толщи, возраст которых охватывает огромный интервал — от предположительного архея до фаунистически охарактеризованного кембрия. Для большинства толщ установлены соотношения с ниже- и вышележащими толщами, а комплекс радиохронологических определений и палеонтологических наблюдений позволяет судить об их возрасте. Здесь, следовательно, удастся выявить не только положение рассматриваемой формации в формационном ряду протерозоя, но и установить важные закономерности в строении этого ряда, которые могут служить основой для понимания древней геологической истории региона.

Геологическое строение Южного Улутау изучалось на протяжении более 60 лет, чему во многом способствовало его положение вблизи Дзержинского рудного района. История геологического изучения древних толщ подробно изложена в изданных монографиях Л. И. Филатовой (1962), М. С. Маркова (1962), Т. Г. Павловой (1963), и мы ограничимся лишь упоминанием о его последнем этапе, связанном с работами коллектива геологов МГУ и ЦКГУ. Эти работы проводились в 1961—1970 гг. и включали геологическое картирование всей территории Южного Улутау, а также тематические исследования по стратиграфии, литологии, тектонике и металлогении района. Материалы работ этих лет изложены в ряде статей и достаточно полно представлены в сборнике «Вопросы геологии Казахстана» (1971). В изучении Южного Улутау в 1961—1970 гг. принимали участие Ю. А. Зайцев, Л. И. Филатова, Н. А. Богатырева, В. А. Голубовский, В. С. Милеев, С. Б. Розанов, И. З. Филиппович, Т. Н. Хераскова, О. В. Япаскурт, в разные годы здесь также работали Ю. И. Марьенко, И. Э. Герасимова, Н. А. Герасимова. Тектоническое районирование Южного Улутау проведено Ю. А. Зайцевым, а сводная стратиграфическая схема для докембрий-

ских и раннепалеозойских толщ предложена Ю. А. Зайцевым и Л. И. Филатовой (1969, 1971).

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЮЖНОГО УЛУТАУ

В пределах Южного Улутау (Карсакпайское поднятие) распространены докембрийские метаморфические комплексы, отложения раннего, среднего и позднего палеозоя, разнообразные интрузивные породы. Отложения среднего и верхнего палеозоя, слагающие эпикаледонский дислоцированный чехол, распространены в пределах западного крыла Джезказганской впадины и выполняют небольшие наложенные синклинали, вытянутые вдоль крупных долготных разрывов, пересекающих каледонскую структуру.

В каледонской структуре, резко обособленной от варисийского дислоцированного чехла, различаются складчатый фундамент каледонид, сложенный толщами архея — раннего протерозоя, среднего протерозоя и каледонский складчатый комплекс, в строении которого участвуют отложения позднего протерозоя и раннего палеозоя. Структурные отличия фундамента каледонид и каледонского складчатого комплекса проявляются в морфологии складчатых нарушений. Фундаменту каледонид свойственны крупные протяженные складки простой формы, часто с пологими углами наклона крыльев. Оси этих складок обычно вытянуты в северо-западном направлении (аз. 330—340°). Каледонский складчатый комплекс характеризуется напряженной складчатостью линейного типа.

В каледонской структуре Карсакпайского поднятия выделяется ряд крупных структурных единиц долготного простирания — синклинориев и антиклинориев — либо сопряженных, либо разделенных протяженными разрывами большой амплитуды (рис. 2). Каждая из этих структурных зон характеризуется развитием осадочных, вулканогенных и интрузивных пород, которые

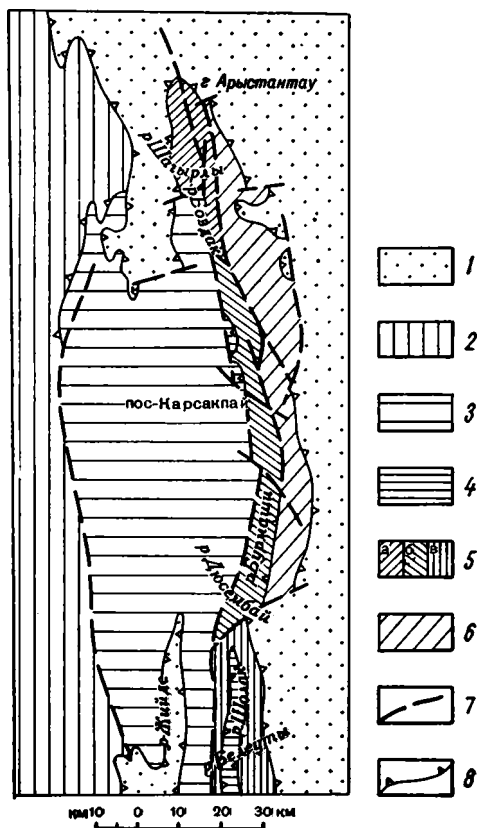


Рис. 2. Схема геологического строения Южного Улутау. 1 — отложения среднего и верхнего палеозоя; 2 — отложения нижнего палеозоя; 3 — средне- и позднепротерозойские отложения в пределах Майтубинского антиклинария и восточного крыла Байконурского синклинория; 4 — белеутинская серия; 5 — карсакпайская серия (а — в северной зоне Карсакпайского синклинория, б — в центральной зоне, в — в южной зоне); 6 — аралбайская и бектурганская серии; 7 — крупные разрывы; 8 — геологические границы

Схема сопоставления метаморфических толщ докембрия южного Улутау
(по Ю. А. Зайцеву, Л. И. Филатовой, 1971 г.)

18

Возраст	Байконурский синклиниорий	Майтубинский антиклинорий	Улутауский антиклинорий, Карсакпайский синклиниорий	
Нижний протерозой			Карсакпайская серия	Бинтская свита — 1100 м
				Шагырлинская свита — 1500 м
				Болбраунская свита — 800 м
				Бурмашинская свита — 750 м
Архей — нижний протерозой			Аралбайская серия	Унгуршатская свита — 1800 м
				Кужарминская свита 1300 м
				Ишанская свита — 2700 м
				Кентексайская свита — 1000 м
			Бектурганская серия	Айтекская свита — 2300 м
				Урнекская свита — 1000 м
				Кайканкарасуйская свита — 1700 м

большей частью не имеют аналогов в смежных зонах (табл. 1). С востока на запад здесь выделяются Улутауский антиклинорий, Карсакпайский синклиниорий, Майтубинский антиклинорий и Байконурский синклиниорий.

Улутауский антиклинорий. Улутауский антиклинорий сложен альбитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами бектурганской серии (5000 м) архейского-раннепротерозойского возраста, которые на западном, доступном для изучения, крыле антиклинория перекрыты сланцами, порфироидами и порфиритоидами аралбайской серии. Большая часть антиклинория перекрыта осадочными толщами среднего и верхнего палеозоя. Осевая часть антиклинория вытягивается от гор Эскулы на север-северо-запад вдоль западного склона гор Улутау и правого берега р. Кара-Тургай в верховьях р. Ащи-Тасты почти на 250 км (Филатова, 1962).

Карсакпайский синклиниорий имеет протяженность около 200 км при ширине от 15 до 2 км (см. рис. 2). Его реальная протяженность под толщами палеозоя, очевидно, значительно больше. Синклиниорий выполнен вулканогенно-осадочными породами аралбайской и согласно перекрывающей ее карсакпайской серий. Аралбайская серия (около 6800 м) сложена кератофирами липарит-дацитового состава, кварц-альбит-серицитовыми сланцами, филлитами и содержит прослои

порфироитов базальтового состава, мраморов и железистых кварцитов. Перекрывающая их карсакпайская серия (около 4000 м) сложена порфироитоидами базальтового и андезит-базальтового состава, кварц-серицитовыми сланцами с прослоями мраморов и железистых кварцитов, порфириоидами. Возраст обеих серий, скорее всего, раннепротерозойский.

Выходы аралбайской серии определяют восточную границу синклинория, а с запада он ограничивается Карсакпайским разломом, сместитель которого под углами $80-60^\circ$ наклонен на запад. Основу складчатой структуры синклинория составляют узкие линейные часто изоклинальные складки размахом в первые сотни метров или более узкие. Протяженность складок достигает 10—12 км. Группы складок часто образуют более крупные структуры синклинального и антиклинального характера.

Осевые поверхности складок полого ($40-50^\circ$) наклонены на восток у восточной границы синклинория, становятся более крутыми до вертикальных по мере приближения к Карсакпайскому разлому и вблизи последнего приобретают наклон на запад под углами $80-50^\circ$. В южной части синклинория развиты верхнепротерозойские вулканиты белеутинской серии, а на небольших участках на широте пос. Карсакпай и в долине р. Балта распространены породы боздакской серии — белкудская, карасайская и надырбайская свиты.

Ядро синклинория на рассматриваемой площади имеет неоднородное строение и распадается на три своеобразные зоны-ячей (см. рис. 2). Центральная ячей отличается наименьшей полнотой разреза карсакпайской серии и сокращенными мощностями ее двух нижних свит, южная ячей наиболее погружена, в ней разрез серии максимально полон. Интрузивные породы в пределах синклинория распространены ограниченно и представлены позднепротерозойскими амфиболитизированными габбро-диабазами, слагающими согласные пластовые тела и штоки, а также ордовикскими гранодиоритами, мелкие штоки которых отмечаются в долине р. Дюсембай и на правом берегу р. Белеуты.

В Карсакпайском синклинории и в сопряженном с ним Улугауском антиклинории устанавливается последовательность в напластовании наиболее древних докембрийских комплексов района. Здесь на кристаллических сланцах и альбитовых гнейсах бектурганской серии, возраст которой древнее 2050 млн. лет (возраст метаморфогенных, возможно, первичнообломочных цирконов), залегают вулканогенно-осадочные толщи аралбайской и карсакпайской серий, образующие единый, связанный постепенным переходом и согласными налеганиями разрез. В его основании предполагается несогласие, благодаря резкому скачку в степени регионального метаморфизма — бектурганская серия метаморфизована в амфиболитовой фации, вышележащие аралбайская и карсакпайская серии характеризуются зеленосланцевым метаморфизмом. Возраст сингенетичных цирконов из вулканитов белеутинской серии, развитой в пределах синклинория, составляет 790—840 млн. лет.

Майтjубинский антиклинорий сложен жийдинской, майтjубинской и боздакской сериями среднепротерозойского возраста. Жийдинская серия (5600 м) сложена порфириоидами, бластопсаммитовыми сланцами и порфироитоидами, причем порфироитоиды и первичнообломочные породы тяготеют к ее низам. В майтjубинской серии (около 10 000 м) также преобладают порфириоиды, однако в ее разрезе появляются сланцы и филлиты, а также вулканогенно-осадочные породы, количество которых растет вверх по разрезу. Здесь широко развиты конгломераты базального типа. В средней части майтjубинской серии присутствуют единичные горизонты вулканитов основного состава, а завер-

шается ее разрез мощной толщей blastsammitовых сланцев и филлитов с пачками порфиroidов.

В жийдинской и майтjубинской сериях, таким образом, резко преобладают порфиroidы, слагающие мощные и однородные по строению толщи. В этой части разреза первичнообломочные породы имеют подчиненное значение, а порфиритониды развиты очень ограниченно и составляют менее 3%.

Боздакская серия (2800 м) в нижней части сложена конгломератовыми кварц-серицитовыми и кварц-полевошпатовыми сланцами, порфиroidами и порфиритонидами (белкудукская свита), в средней ее части количество вулканитов сокращается, а завершается разрез надырбайской свитой кварц-серицитовых сланцев, филлитов и мраморов.

Возраст преобразованных при метаморфизме обломочных цирконов из порфиroidов боздакской серии составляет 1450—1650 млн. лет. Поскольку в боздакской серии встречается галька пород майтjубинской и карсакпайской серий, приведенные цифры ограничивают их верхний возрастной предел и служат одним из доказательств для отнесения толщ Карсакпайского синклинория к нижнему протерозою.

На западном крыле Майтjубинского антиклинория на небольших по площади участках развиты кварциты и сланцы кокчетавской серии верхнего протерозоя, а также кремнистые сланцы и терригенные породы улутауской серии вендского комплекса, кремнистые сланцы кокतालской свиты кембрия.

К ядру Майтjубинского антиклинория приурочено большинство интрузивных комплексов района. Здесь широко развита гранитизация и сосредоточены наиболее крупные массивы гранитоидов и поля гранитогнейсов. Выделяемый И. З. Филиппович жаункарский комплекс гранитоидов прорывает порфиroidы жийдинской серии и перекрывается базальным горизонтом майтjубинской серии. Эти гранитоиды древнее 1180 ± 100 млн. лет. Сиениты Карсакпайского массива имеют верхний возрастной предел 1380 млн. лет, а субщелочные гранитоиды актасского комплекса — 610 ± 50 млн. лет. Среди гранитогнейсов преобладают разности с верхним возрастным пределом порядка 970 ± 100 млн. лет, однако встречаются и породы, возраст которых древнее 1350 млн. лет и 1700 млн. лет (Зайцев и др., 1972).

К ядру антиклинория приурочены крупные массивы ордовикских гранитоидов — аналогов широко распространенного в Центральном Казахстане крыккудукского комплекса.

Приведенные выше значения возраста гранитоидов жаункарского комплекса и гранитогнейсов отражают время проявления наиболее поздних наложенных процессов гранитизации, а возраст пород жийдинской и майтjубинской серий следует считать более древним.

Складчатая структура антиклинория, образовавшаяся в среднем протерозое и характеризующаяся преобладанием простых крупных форм, сохранилась лишь в осевой его части. Крылья антиклинория, как и Карсакпайский синклинорий, претерпели каледонскую складчатую переработку и представляют пояса линейных опрокинутых складок, вытянутых в долготном направлении.

Байконурский синклинорий. В пределах Байконурского синклинория развиты: метаморфизованные вулканогенная, существенно порфировая коксуйская серия позднепротерозойского возраста (возможный возрастной аналог белеутинской серии Карсакпайского синклинория), вулканогенно-осадочные породы акбулакской, кремнистые сланцы и терригенные породы улутауской серий вендского комплекса, крем-

нистые сланцы кокतालской свиты кембрия, терригенные толщи карасуирской и дулыгалинской свит ордовика.

Последовательность древних толщ в разрезах каждой из перечисленных структур устанавливается на основании прямых геологических соотношений. Возраст серий устанавливается по радиогеохронологическим определениям интрузивных и метаморфических пород, а для верхних членов разреза — отчасти с помощью органических остатков. Стратиграфические соотношения серий, развитых в разных структурных зонах, подтверждаются результатами определений состава галек конгломератов. В частности, породы, карсакпайской серии опознаются в гальках конгломератов боздакской и майтюбинской серий (Филатова, Япаскурт, 1971).

Для складчатой структуры Улутауского антиклинория и Майтюбинского антиклинория, и отчасти Карсакпайского синклинория, характерны крупные протяженные складки простой формы, часто с пологими углами наклона крыльев. Оси этих складок вытянуты обычно в север-северо-западном направлении (аз. 330—340°). Позднебайкальско-каледонская регенерация отразилась в широком развитии сложных линейных складок, на фоне которых более древние складчатые структуры сохраняются на небольших по площади участках. Линейные складки обычно вытянуты в долготном направлении, и лишь вдоль крупных разрывов их простирания меняются на северо-западные и северо-восточные.

В каледонской структуре наибольшая роль принадлежит разрывам долготной ориентировки, амплитуда вертикальных перемещений по которым превышает 4—5 км. Эти разрывы служат естественными границами крупных складчатых сооружений, часто контролируют магматизм и фации осадочных пород и в большинстве случаев имеют длительную историю развития. Примерами таких разрывов являются Западно-Улутавский разлом, ограничивающий с востока выступ докембрия Южного Улутау, Карсакпайский разлом, служащий западным ограничением Карсакпайского синклинория. Меньшее значение имеют разрывы, диагональные по отношению к складчатым структурам. Они представляют собой сбросо-сдвиги с амплитудами вертикальных смещений до 1—2 км, а горизонтальных — первые сотни метров, реже до 2 км. Разрывы широтной системы развиты ограниченно и только в северной части района значительно осложняют древнюю структуру.

В строении варисцийского дислоцированного чехла принимают участие терригенные красноцветные толщи среднедевонского—франского возраста (до 4000 м), среди которых встречаются кислые и основные вулканиты, слагающие невыдержанные прослои небольшой мощности в основании разреза. Широким распространением пользуются морские терригенно-карбонатные и карбонатные толщи раннекаменноугольного возраста (600 м), сменяющиеся вверх по разрезу песчано-глинистыми континентальными отложениями средне- и позднекаменноугольного возраста (до 2000 м).

СТРАТИГРАФИЯ КАРСАКПАЙСКОЙ СЕРИИ

Карсакпайская серия сложена порфиритоидами по туфам и лавам базальтового и, в меньшей мере, андезитового состава, кварц-серицитовыми и кварц-полевошпатowymi сланцами по первичнообломочным породам, серицитовыми филлитами, мраморами, микрокварцитами. В незначительном количестве серия содержит порфиroidы липаритового и липарит-дацитового состава. Метаморфизм карсакпайской серии отвечает фации зеленых сланцев и для большинства ее пород может быть уве-

ренно восстановлен исходный состав, текстурные и структурные признаки.

Карсакпайская серия в Южном Улутау согласно залегает на сланцах и мраморах аралбайской серии и связана с ней определенной преемственностью, которая выражается в следующем. В строении обеих серий принимают участие близкие типы пород — порфиритовиды, железистые кварциты, мраморы и другие, образующие сходные ассоциации. Отличие серий, послужившее основой для их разделения, заключается в преобладании в разрезе карсакпайской серии первичновулканогенных пород основного состава. Она сложена преимущественно порфиритоидами (более 50%) по лавам и туфам базальтового состава, которые образуют в ее разрезе мощные пачки (около 500 м), разделенные пачками метаморфизованных осадочных и хемогенных пород.

С более молодыми отложениями карсакпайская серия граничит большей частью по разрывным нарушениям. Лишь в южных частях Карсакпайского синклинория и севернее пос. Карсакпай она несогласно перекрыта белеутинской и боздакской сериями верхнего протерозоя (см. рис. 2). Галька пород карсакпайской серии опознается в конгломератных сланцах майтюбинской и боздакской серий, развитых на восточном крыле Майтюбинского антиклинория.

Выходы карсакпайской серии протягиваются узкой полосой меридионального простирания от долины р. Белеуты до гор Арыстантау (см. рис. 2). Ширина этой полосы достигает 10—15 км на юге района, местами она сокращается до 1,5 км и на большей части территории составляет 4—6 км.

Резкая обособленность карсакпайской серии в разрезе докембрия, выражающаяся в обилии базальтовых вулканитов и наличии железистых кварцитов, отмечалась всеми исследователями, изучавшими район, начиная с первой четверти XX в. Благодаря наличию железистых кварцитов серия (или отдельные ее части) рассматривалась как самостоятельная единица в стратиграфических схемах И. С. Яговкина (1927), Н. Г. Кассина (1931) и К. И. Сатпаева (1938). В работе К. И. Сатпаева железорудные отложения были выделены как «карсакпайская серия» и предложенное им название прочно вошло в геологическую практику.

В отчетах и опубликованных работах П. М. Каниболоцкого, С. Г. Анкиновича, И. В. Дюгаева, Б. С. Дубровой, Ю. И. Половинкиной, Т. А. Саптаевой содержатся сведения по петрографии и петрохимии железистых кварцитов и вмещающих пород. Стратиграфические схемы этих авторов касались небольшого интервала разреза карсакпайской серии. Н. П. Воронов, изучавший стратиграфию докембрийских толщ Южного Улутау, в 1939 г. впервые к железорудной части разреза отнес зеленокаменные породы, считавшиеся ранее первичноинтрузивными.

В 1941 г. в районе пос. Карсакпай карсакпайская серия изучалась Ю. И. Половинкиной. В опубликованных ею работах (1948, 1952) рассмотрены метаморфизм серии, петрография и петрохимия порфиритов и железистых кварцитов, сделаны выводы о их генетической связи. Железорудную толщу Ю. И. Половинкина рассматривала как спилито-кератофировую формацию.

В 50-е годы стратиграфия карсакпайской серии изучалась сотрудниками ГИН АН СССР и геологического факультета МГУ.

В стратиграфической схеме Н. А. Штрейса (1960) железорудный комплекс выделялся как карсакпайская серия. М. С. Марков (1958, 1962) рассмотрел строение карсакпайской серии более подробно. В его стратиграфической схеме, составленной для южной половины Карсакпайского железорудного района, карсакпайская серия выделена как

«верхняя железорудная серия», разделенная на бурмашинскую и карсакпайскую свиты. Бурмашинская свита разделялась М. С. Марковым на три пачки, а для карсакпайской свиты, объединявшей кварц-серицитовые сланцы с прослоями кварцитов, предполагалось несогласное налегание на более древние отложения и широкое площадное распространение. М. С. Марков выделял несколько горизонтов железистых кварцитов, приуроченных к разным стратиграфическим уровням, и впервые отметил резкие фациальные изменения в железорудных отложениях, затрагивающие зеленокаменные и сланцевые части разреза.

В стратиграфической схеме, составленной в эти годы Л. И. Филатовой для северных частей Карсакпайского синклинория, рассматриваемая часть разреза выделялась как карсакпайская серия (1960, 1962). В верховьях р. Боздак и севернее Л. И. Филатова толщи карсакпайской серии относила к бурмашинской свите, полагая, что разрез южных областей синклинория более полон.

В 1961—1967 гг. железорудные и зеленокаменные толщи Карсакпайского синклинория были изучены Ю. А. Зайцевым, С. Б. Розановым, О. В. Япаскуртом¹. О. В. Япаскурт описал разрезы верхних частей серии на юге района, а также установил ряд важных соотношений карсакпайской и вышележащей белеутинской серии. Им же сделаны первые подробные описания вещественного состава пород из верхов карсакпайской серии. Одновременно Г. В. Жуковым изучались железистые кварциты района, их положение в общем стратиграфическом разрезе, внутреннее строение рудных горизонтов. В результате этих работ зеленокаменные толщи Карсакпайского синклинория были расчленены на две серии, разделенные крупным перерывом. За нижней из них сохранено наименование карсакпайская серия, а верхняя названа «белеутинской».

Проведенные исследования позволили уточнить внутреннее строение и объем карсакпайской серии. В пределах южных частей Карсакпайского синклинория к ней частично отнесены толщи, рассматривавшиеся ранее М. С. Марковым (1962) в составе «нижней железорудной серии» (см. табл. 1).

В разрезе карсакпайской серии вулканогенные и осадочные породы обособлены и слагают относительно мощные пачки, причем их последовательность позволяет выделить четыре макроритма, каждый из которых начинается пачкой метаморфизованных вулканогенных пород базальтового и андезит-базальтового состава и завершается пачкой метаморфизованных осадочно-терригенных и хемогенных пород, включающей железистые кварциты. Выдержанность этих пачек на площади, четкость их границ позволили разделить серию на четыре свиты, каждая из которых отвечает одному макроритму и подразделяется в свою очередь на две пачки. Прослои мраморов, железистых кварцитов и микрокварцитов, выдержанные по простиранию, выделены как маркирующие и отмечаются буквенными индексами (Зайцев, Розанов, 1971).

Таким образом, в серии выделяются (снизу вверх):

1. Бурмашинская свита. Порфиритоиды, зеленые сланцы, кварц-серицитовые сланцы и филлиты, мраморы (b_2), железистые кварциты (b_1 , b_3), микрокварциты (b_4). Мощность 700—800 м.

2. Болбраунская свита. Порфиритоиды, зеленые сланцы, кварц-серицитовые сланцы, мраморы, железистые кварциты (bl_1 , bl_2 , bl_3), порфириоиды. Мощность 700—800 м.

¹ В отдельные годы в изучении карсакпайской серии принимали участие Н. А. Герасимова, Л. С. Киселева и Ю. И. Марьенко.

3. Шагырлинская свита. Порфиритоиды, порфириоиды, кварц-полевошпатовые blastsаммитовые сланцы, конгломератовые сланцы, мраморы, микрозернистые кварц-серицит-альбитовые сланцы, железистые кварциты. Мощность 1500 м.

4. Бийтская свита. Порфиритоиды, порфириоиды, микрозернистые серицит-альбитовые и blastsаммитовые кварц-полевошпатовые сланцы, мраморы, микрокварциты (bt_3), железистые кварциты (bt_1 , bt_2). Мощность 800 м.

Максимальная мощность серии достигает 3900 м. Разрезы карсакпайской серии в пределах синклиория обнаруживают ее значительную фаціальную изменчивость. Сравнение разрезов (рис. 3) позволяет разделить синклиорий на три зоны, сменяющие друг друга в долготном направлении — южную, центральную и северную. Для каждой из этих зон, как будет показано ниже, характерны определенные типы разрезов. Отличия разрезов серии для разных зон выражены в составе метаморфизованных вулканитов и в вертикальном распределении обломочных и хемогенных пород. Границы между этими зонами условны.

Южная зона (см. рис. 2) отвечает участку синклиория от р. Белеуты до широты верховий р. Жийде, центральная зона приходится на участок от р. Жийде до водораздела рек Боздак и Батпаккара (в 30 км севернее пос. Карсакпай). Северная зона синклиория, начинаясь примерно в 50 км к северу от пос. Карсакпай, прослеживается до крайних северных выходов докембрия в среднем течении р. Балта. Наиболее полные разрезы серии характерны для южной зоны. В центральной и северной зонах развиты только три нижние свиты из четырех, причем разрезы шагырлинской свиты неполны. В дальнейшем, при рассмотрении отдельных свит, описание будет вестись по этим зонам.

Бурмашинская свита

Бурмашинская свита объединяет пачку порфиритоидов по туфам и лавам базальтового состава и сменяющую ее вверх по разрезу пачку кварц-серицитовых сланцев, филлитов, кварцитов, мраморов и железистых кварцитов. Двухчленное строение свиты сохраняется на всей территории Карсакпайского синклиория (см. рис. 3).

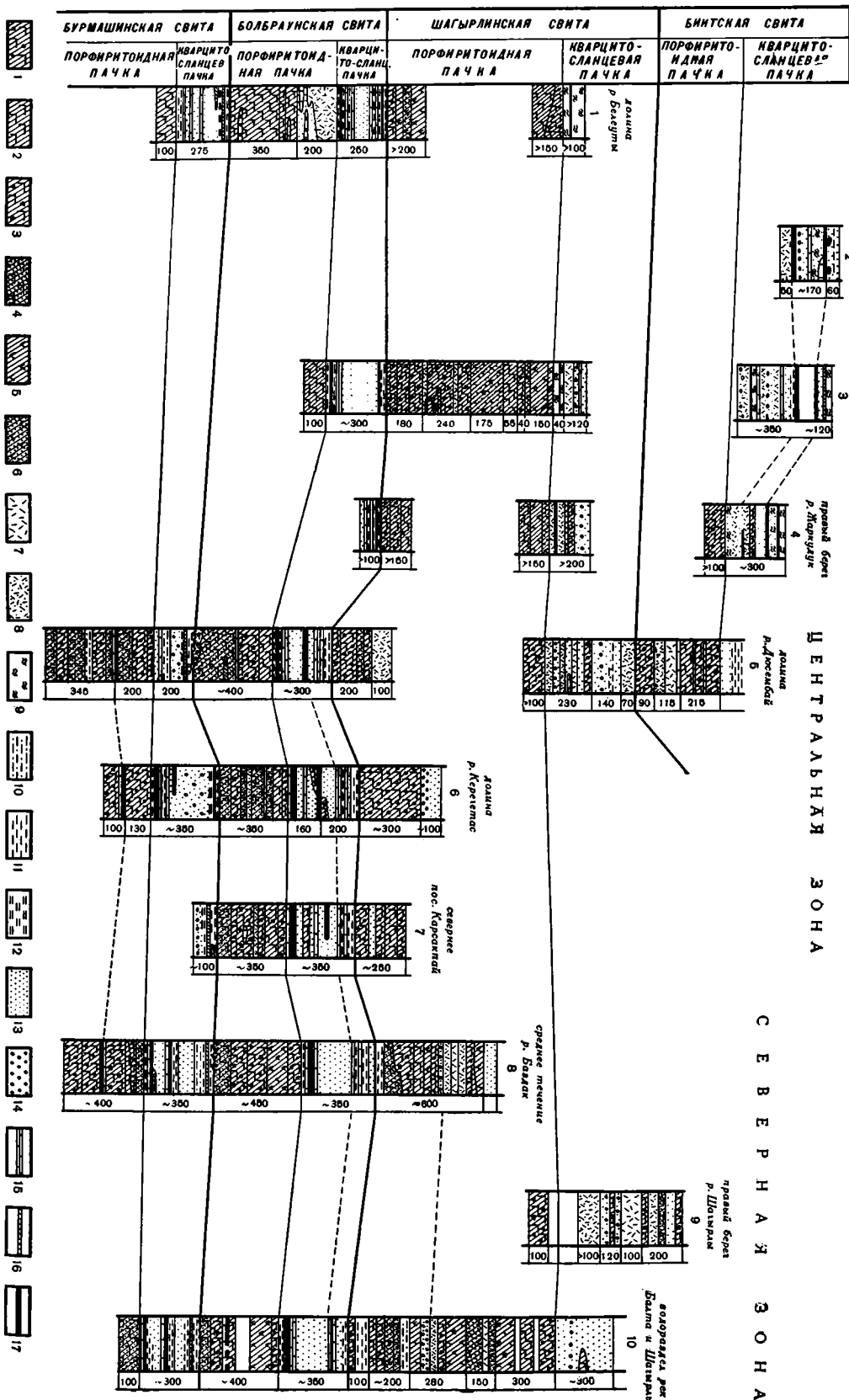
Свита распространена в пределах всего Южного Улутау, от долины р. Белеуты на юге до гор Арыстантау на севере. Лишь на водоразделе рек Шолак и Дюсембай она перекрыта мощным чехлом кайнозойских отложений, а к северу от пос. Карсакпай до верховий р. Боздак срезана крупными продольными разрывами. Разобщенные небольшие по площади выходы свиты известны и значительно севернее. Выходы свиты повсеместно тяготеют к восточной границе поля распространения карсакпайской серии, вытягиваясь вдоль ее контакта с аралбайской и бектурганской сериями.

Бурмашинская свита впервые была выделена М. С. Марковым (1962), описавшим на широте зимовки Бурмаша ее опорный разрез. В предлагаемой нами стратиграфической схеме объем свиты несколько меньший — зеленые сланцы и порфиритоиды верхов свиты (в понимании М. С. Маркова) отнесены к вышележащей болбраунской свите.

Нижняя граница свиты обнажена только на одном участке — на широте зимовки Бурмаша, где в полосе протяженностью около 18 км удается наблюдать ее налегание на верхи унгуришатской свиты аралбайской серии. На этом участке основание бурмашинской свиты вытягивается параллельно горизонту мраморов, четко выдержанному в раз-

Ц Е Н Т Р А Л Ь Н А Я З О Н А

С Е В Е Р Н А Я З О Н А



резе и приуроченному к кровле унгушатской свиты. Пачка порфиритоидов в основании бурмашинской свиты, характеризующаяся темно-серым фототонном, на аэрофотоснимках резко отличается от белых выветрелых кварц-серицитовых сланцев унгушатской свиты. Граница между ними легко опознается и прослеживается в поле, а рассмотрение этого участка позволяет считать, что в основании свиты признаков несогласия нет (рис. 4, см. вкладку).

Граница между бурмашинской и болбраунской свитами проводится в основании мощной пачки порфиритоидов, перекрывающих кварц-серицитовые сланцы и серицитовые филлиты верхов бурмашинской свиты. В некоторых разрезах на правом берегу р. Шагырлы эта граница нечеткая, так как в верхах бурмашинской свиты появляются в большом количестве табачно-зеленые хлоритовые филлиты и сланцы, сходные с зелеными сланцами в основании болбраунской свиты. Залегают названные свиты согласно и лишь в среднем течении р. Бурмаша отмечены следы незначительного размыва, выражающегося в появлении линзы базальных конгломератов в основании вышележащей болбраунской свиты.

В пределах всего Карсакпайского синклинория бурмашинская свита делится на две пачки: нижнюю — пачку базальтовых порфиритоидов и верхнюю — пачку серицитовых сланцев и кварцитов (железорудную).

Полные разрезы бурмашинской свиты известны только на участке восточнее зимовки Бурмаша (см. рис. 4) у южных границ центральной зоны Карсакпайского синклинория. В бассейне р. Белеуты свита широко представлена своей верхней пачкой, а пачка порфиритоидов обнажена только на одном участке, где ее видимая мощность не превышает 100 м. Относительно полные разрезы свиты (без основания) известны на широте долины р. Керегетас (центральная зона), а также в северной зоне синклинория — в верховьях р. Боздак и в междуречьи Шагырлы и Балта.

Пачка базальтовых порфиритоидов

Пачка базальтовых порфиритоидов, как отмечалось выше, в полном объеме обнажена лишь на юге центральной зоны на участке, прилегающем к слиянию рек Бурмаша и Дюсембай, где условия обнаженности и характер складчатой структуры позволяют установить стратиграфическую последовательность в большом интервале разреза карсакпайской серии.

Геологическая карта участка (см. рис. 4) иллюстрирует взаимоотношения порфиритоидной пачки с подстилающими и перекрывающими породами и ее распространение на площади. Основание пачки прослеживается на протяжении 18 км в север-северо-восточном направлении параллельно выдержанному горизонту окварцованных, реже неизмененных мраморов, приуроченному к верхам разреза унгушатской свиты (см. рис. 4). Непосредственно западнее основания пачка смята в узкие опрокинутые складки, ширина которых колеблется от первых десятков метров до 500—600 м при протяжении до 5—6 км. Складки хорошо картируются в случаях, когда ядра синклиналей выполнены кварц-серици-

Рис. 3. Схема сопоставления разрезов карсакпайской серии. 1—4 — порфиритоиды и зеленые сланцы базальтового состава: 1 — порфиритоиды миндалекаменного строения, 2 — порфиритоиды и зеленые сланцы, 3 — порфиритоиды по кристаллокластическим туфам, 4 — порфиритоиды по литокластическим туфам; 5 — порфиритоиды по лавам андезитового состава; 6 — порфиритоиды по туфам андезитового состава; 7 — порфиритоиды по лавам; 8 — порфиритоиды по туфам; 9 — микрозернистые серицит-альбитовые сланцы; 10 — кварц-серицитовые сланцы; 11 — филлиты; 12 — графитистые филлиты; 13 — кварц-полевошпатовые сланцы; 14 — конгломератовые сланцы; 15 — мраморы и кварциты по мраморам; 16 — микрокварциты; 17 — железистые кварциты

товыми сланцами, а крылья сложены порфироидными. Большинство этих складок из-за продольных разрывов не имеют строго выдержанной симметрии в строении и рассматривались ранее как линзы осадочных пород среди вулканогенных (Марков, 1962).

В средней части пачки базальтовых порфироидов отмечается горизонт кварц-серицитовых сланцев с прослоями мраморов (до 0,2 м) и маломощным (0,1—0,2 м) прослоем гематитовых сланцев. Этот горизонт перекрыт порфироидными по лапиллиевым туфам, перекрытыми в свою очередь порфироидными с реликтовой миндалекаменной текстурой. Метаморфизованные лапиллиевые туфы для данного участка выполняют роль своеобразного маркирующего горизонта (см. рис. 4) и позволяют обнаружить и отразить на карте линейные складки в зеленокаменной толще.

Основание и нижняя часть порфироидной пачки описаны на левом берегу р. Дюсембай в 4,5 км юго-восточнее зимовки Бурмаша. Верхи разреза порфироидной пачки описаны южнее зимовки Бурмаша, частью по горизонтальным обнажениям, частью по обрывам левого берега р. Дюсембай.

В 4,5 км к юго-востоку от устья р. Бурмаша на blastopsammitовых сланцах с прослоями мраморов согласно (аз. пд. $280^\circ \angle 65-75^\circ$) залегают:

- | | |
|--|-------------|
| | Мощность, м |
| 1. Зеленовато-серые порфироиды по базальтовым порфиритам | 64 |
| 2. Зеленовато-серые, зеленые эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы с подчиненными прослоями полосчатых актинолит-эпидот-альбитовых сланцев. В кровле залегает 4-метровый горизонт полосчатых, массивных микрозернистых табачно-зеленых сланцев эпидот-хлорит-актинолит-альбитового состава | 60 |
| 3. Тонкоплитчатые, серые и табачно-зеленые сланцы актинолит-эпидот-хлоритового состава с подчиненными 1—2-метровыми прослоями эпидот-актинолит-альбитовых сланцев и полосчатых зеленых сланцев альбит-хлорит-актинолитового и хлорит-альбитового состава | 126 |
| 4. Светлые зеленовато-серые, массивные в основании пачки и тонкоплитчатые в верхней части, сланцы кварц-альбит-актинолитового состава с редкими и маломощными прослоями эпидот-актинолит-хлоритовых сланцев | 24 |
| 5. Желтовато-серые тонкоплитчатые сланцы эпидот-актинолит-альбитового состава с подчиненными 1,5—3-метровыми прослоями blastopsammitовых серицит-кварцитовых сланцев и сланцев эпидот-актинолит-хлоритового состава. В основании 3-метровый прослой массивных, желтовато-серых актинолит-хлорит-альбитовых сланцев | 57 |
| 6. Эпидот-актинолит-хлоритовые сланцы | 3 |
| 7. Зеленовато-серые хлорит-серицит-кварцитовые сланцы | 4 |
| 8. Переслаивающиеся тонкоплитчатые зеленовато-серые, серовато-белые, черные микрозернистые серицит-кварцитовые, хлорит-кварцитовые и слабжелезистые хлорит-кварцитовые сланцы | 7 |

В 1 км севернее слой 8 переходит в пачку кварц-серицитовых сланцев с линзами мраморов и прослоем (0,2 м) железистых кварцитов гематитового состава мощностью 15 м. Выше их залегают:

- | | |
|--|-----|
| 9. Порфироиды по лапиллиевым туфам базальтового состава. Лапилли размером от 1 до 10 мм сложены голубовато-зелеными микрозернистыми сланцами, возможно, по афировым порфиритам | 100 |
|--|-----|

10. Порфиритоиды по кристаллокластическим туфам основного состава с линзами и прослоями массивных порфиритоидов по миндалекаменным порфиритам до 80
Суммарная мощность пачки 525 м.

Непосредственный контакт пачки с подстилающими толщами повсеместно обнажен плохо. Представление о нем дает разрез по канаве, пройденной в 3,8 км к юго-востоку от зимовья Бурмаша, которая вскрывает (по южной стенке): Мощность, м

1. Желтовато-серые, листоватые, сильноветрелые, полевошпат-серицитовые сланцы с линзами будинированного кварца мощностью до 0,1 м (аз. пд. $290^\circ \angle 65^\circ$) 1,5
 2. Белые листоватые и тонкоплитчатые каолинизированные полевошпатовые сланцы 4,5
 3. Охристо-желтые тонкообломочные полевошпатовые сланцы 1
 4. Массивные, тонкоплитчатые, розовато-серые, ожелезненные с поверхности кварциты по мраморам 1
- Западнее вскрываются низы пачки базальтовых порфиритоидов:
5. Голубовато-серые листоватые и тонкоплитчатые филлитовидные серицит-полевошпатовые сланцы с тонкими прослоями плотных охристо-желтых эпидот-альбит-актинолитовых сланцев (аз. пд. $290^\circ \angle 50^\circ$) 4
 6. Коричневато-серые тонкоплитчатые, тонкополосчатые зеленые сланцы 1,5
 7. Рыхлые каолинизированные и осветленные полевошпатовые сланцы 0,6

Севернее рассматриваемого участка порфиритоидная пачка обнажена плохо, и ее границы устанавливаются только по элювиальным высыпкам щебня, а также по данным магнитометрических исследований и дешифрирования аэрофотоснимков. Лишь в долине р. Керегетас, в естественных обнажениях удастся установить разрез пачки мощностью около 230 м. Пачка сложена здесь порфиритоидами базальтового состава по миндалекаменным лавам и туфам — кристаллокластическим и в меньшей мере лапиллиевым, разделенными горизонтом массивных светло-серых кварцитов по мраморам, сопровождаемых кварц-серицитовыми сланцами с невыдержанным прослоем гематитовых железистых кварцитов (см. рис. 3).

Горизонт мраморов и железистых кварцитов в долине р. Керегетас отвечает, по-видимому, горизонту сланцев с железистыми кварцитами (слою 8) в разрезе к юго-востоку от зимовки Бурмаша, подстилающему толщу порфиритоидов по лапиллиевым туфам.

Сравнение состава порфиритоидной пачки на этих разобщенных участках показывает, что в центральной зоне синклиниория она выдержана по площади и характеризуется четкой приуроченностью порфиритоидов по лавам к верхам разреза и наличием в его верхней половине горизонта первично-терригенных пород с линзами мраморов и пластом железистых кварцитов.

В южной зоне синклиниория известен лишь один выход порфиритоидной пачки — на правом берегу р. Белеуты она слагает ядро антиклинальной складки непосредственно вблизи западного крыла Джезказганской впадины. Выходы порфиритоидов занимают площадь не более 0,1 км², а их видимая мощность не превышает 100 м. На этом участке порфиритоиды представлены темными зеленовато-серыми разностями, интенсивно раздробленными и претерпевшими вторичное ожелезнение. Здесь не сохранены структурные признаки исходных пород, и только по эпидот-альбит-хлорит-актинолитовому составу и массивной тексту-

ре отдельных штуфов можно предполагать, что порфиритоиды образовались по афировым базальтовым порфиритам.

В северной зоне синклиория к северу от долины р. Керегетас обнажения порфиритоидной пачки отсутствуют и вновь появляются только в верховьях р. Боздак, протягиваясь вплоть до верховий р. Балта. Порфиритоидная пачка слагает на этом участке ядро протяженной антиклинальной складки, ширина которого достигает восточнее зимовки Надырбай 2,5 км. Здесь разрез порфиритоидной пачки начинается обнаженными в ядре антиклинали порфиритоидами по кристаллокластическим и лапиллиевым туфам базальтового состава с прослоями афировых порфиритоидов андезит-дацитового состава. Видимая мощность этой части разрезов составляет 5—8 м. Выше (с запада на восток) залегают:

Мощность, м

1. Порфиритоиды по кристаллокластическим туфам базальтового состава с реликтовыми обломками плагиоклазов размером в 0,5—2,0 мм 170
2. Горизонт кварц-серицитовых сланцев с прослоем железистых кварцитов 3
3. Порфиритоиды по кристаллокластическим туфам базальтовых порфиритов с обломками плагиоклазов размером до 0,8 см; часты невыдержанные прослои порфиритоидов с реликтовой миндалекаменной текстурой 200

Выше залегают выветрелые породы верхней пачки. Видимая мощность порфиритоидной пачки составляет около 380 м.

Горизонт железистых кварцитов и кварц-серицитовых сланцев прослеживается непрерывной полосой на 8 км. По нему можно судить о достаточно простой морфологии антиклинали, западное крыло которой срезано разрывом северо-западного простираения.

На правом берегу р. Шагырлы и севернее (рис. 5, см. вкладку) в ядре антиклинали обнажены порфиритоиды по туфам базальтового состава с прослоями метаморфизованных туффитов и зеленых сланцев, линзовидными прослоями и «пиллоу» метаморфизованных лав, обычно с реликтовыми миндалекаменными текстурами. Видимая мощность порфиритоидной пачки оценивается здесь в 300—450 м. На крыльях антиклинали (восточное — опрокинутое) обнажены сланцы и кварциты верхней пачки бурмашинской свиты.

В пределах северной зоны пачка базальтовых порфиритоидов отличается постоянством, и метаморфизованные кристаллокластические туфы базальтовых порфиритов резко преобладают в ее составе. Севернее р. Шагырлы среди них в значительном количестве появляются разности по туфам с вулканическими бомбами размером до 1 м в поперечнике (преобладают бомбы размером в 5—20 см), в ряде мест верхи разреза насыщаются линзовидными прослоями метаморфизованных миндалекаменных лав базальтового состава.

Севернее долины р. Шагырлы выпадает из разреза горизонт с железистыми кварцитами — в верховьях р. Балта и на восточном склоне гор Арыстантау ему отвечает горизонт массивных светло-серых кварцитов по мраморам. Говоря о постоянстве видимой мощности порфиритоидной пачки, мы имеем в виду мощность интервала разреза между этим горизонтом и ее кровлей.

Таким образом, в строении пачки базальтовых порфиритоидов можно отметить ряд закономерностей. В пределах центральной зоны, где пачка представлена наиболее полно, и далее на север в ней преобладают метаморфизованные туфы и туффиты базальтового состава, причем лавы и крупнозернистые туфы с бомбами и лапилли тяготеют к

верхам разреза. Нижняя часть разреза, сложенная порфироидами по туфам и туффитам, венчается горизонтом мраморов и кварц-серицитовых сланцев, вмещающих невыдержанный прослой железистых кварцитов. Железистые кварциты достигают максимальной мощности (2—3 м) в северной зоне. Прослой мраморов, кварц-серицитовых сланцев и железистых кварцитов в верхней части разреза порфироидной пачки отмечаются также и в центральной зоне, приобретая значение маркирующего горизонта.

**Пачка серицитовых сланцев и кварцитов
(железородная)**

Верхняя пачка бурмашинской свиты распространена более широко, чем нижняя. Она в полном объеме представлена в южной зоне, и, несмотря на меньшую (не более 400 м) мощность, слагает значительно большие по площади поля. В отличие от пород порфироидной пачки кварц-серицитовые сланцы и филлиты, слагающие верхнюю пачку, легко поддаются выветриванию и плохо обнажены. По этой причине раз-

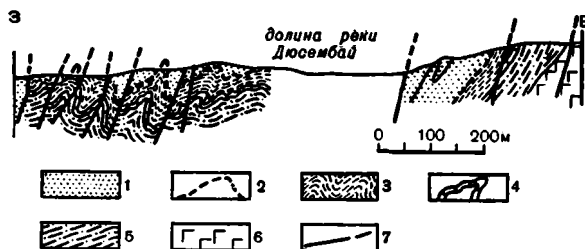


Рис. 6. Разрез верхней пачки бурмашинской свиты на широте устья р. Туртулбайсай.

1 — бластосаммитовые кварц-полевошпатовые сланцы; 2 — графитистые сланцы и филлиты; 3 — хлоритовые сланцы; 4 — горизонт мраморов — b_2 ; 5 — кварц-серицитовые сланцы и филлиты; 6 — порфироиды нижней пачки бурмашинской свиты; 7 — разрывные нарушения

резы сланцевой пачки могут быть изучены только на участках речных долин. На обширных пространствах водоразделов среди выходов глинистых продуктов коры выветривания в виде высыпок и разобщенных скальных выходов обнажаются только наиболее устойчивые к выветриванию члены разреза — микрокварциты, мраморы (окварцованные), железистые кварциты.

Как и для нижней пачки, в пределах Южного Улутау количество участков, где разрез пачки серицитовых сланцев и кварцитов может быть описан подробно, ограничено. Наиболее удобен в этом отношении участок (см. рис. 4) вблизи зимовки Бурмаша (центральная зона). Здесь верхняя пачка выполняет ядра узких синклиналей, а на правом берегу р. Бурмаша, западнее крайних выходов нижней пачки, слагает широкие поля.

Нижняя граница пачки резкая — порфироиды сменяются кварц-серицитовыми сланцами и филлитами без постепенного перехода, хотя и залегают согласно. Верхняя граница пачки устанавливается по смене кварц-серицитовых сланцев и филлитов порфироидами базальтового состава, принадлежащими низам болбраунской свиты.

Опорный разрез пачки серицитовых сланцев и кварцитов описан по левому берегу д. Дюсембай на широте долины р. Туртулбайсай (рис. 6). Здесь устанавливается налегание нижней части кварцито-сланцевой пачки на порфиритоидную, и разрез первой может быть описан по скальным выходам в береговых обрывах. В 1,5 км западнее (см. рис. 4) вдоль левого берега р. Туртулбайсай этот разрез надстраивается верхами кварцито-сланцевой пачки, перекрытой порфиритоидами болбраунской свиты.

На левом берегу р. Дюсембай (рис. 6) выше порфиритоидов залегают (аз. пд. $270^\circ \angle 50^\circ$):

	Мощность, м
1. Серые, светло-серые кварциты	2
2. Зеленовато-серые, зеленые хлоритовые сланцы	4
3. Пачка светлых, зеленовато-серых кварц-хлоритовых сланцев с прослоями (до 1,5 м) тонкокристаллических мраморов	8
4. Зеленые, зеленовато-серые кварц-хлоритовые сланцы	6
5. Линзовидно-полосчатые, массивные кварциты	4
6. Кварц-хлоритовые сланцы с маломощным прослоем кварцитов	6
7. Темно-серые кварциты	4
8. Кварц-хлоритовые сланцы	3,5
9. Горизонт белых, желтовато-белых кварц-серицит-альбитовых сланцев	2
10. Кварц-хлоритовые сланцы	2
11. Горизонт массивных, черных, темно-серых линзовидных полосчатых кварцитов (b_2)	4
12. Кварц-хлоритовые и кварц-альбит-хлоритовые сланцы с прослоем (4 м) графитистых филлитов в кровле	35
13. Пачка серых, светло-серых, желтовато-серых мелко- и среднезернистых blastopсаммитовых сланцев кварц-альбит-серицитового состава, в верхней части переходящих в более крупнозернистые разности. В средней части пачки наблюдается 4-метровый прослой существенно хлоритовых сланцев. Видимая мощность	50

Описанный разрез частично повторен в обрывах р. Туртулбайсай вблизи ее устья (см. рис. 6). Полная мощность слоя 13 достигает 60 м, а западнее, вдоль левого берега р. Туртулбайсай, выше по разрезу залегают:

14. Кварц-серицит-хлоритовые сланцы зеленовато-серого цвета с маломощными (0,2—0,4 м) прослоями мраморов и горизонтом темно-серых тонкополосчатых микрокварцитов (b_4) в верхней части	40
--	----

Мощность кварцито-сланцевой пачки в приведенном разрезе составляет 180 м.

К востоку от зимовки Бурмаша нижняя часть пачки срезана сбросом меридионального простиранья и в обрывах левого берега р. Дюсембай ее разрез представлен (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Серицит-кварцевые и хлоритовые сланцы с прослоями тонкоплитчатых кварцитов и пластом темно-серых и буровато-серых линзовидно-полосчатых кварцитов (b_2) в кровле	10
2. Альбит-хлоритовые и хлоритовые сланцы	26
3. Серые blastopсаммитовые кварц-полевошпатовые сланцы	80
4. Серицит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые сланцы, вблизи кровли — горизонт темно-серых тонкополосчатых микрокварцитов (b_4)	30

Выше залегают порфиритоиды болбраунской свиты. Видимая мощность пачки составляет 146 м.

К северу и северо-востоку от зимовки Бурмаша в нижней части кварцито-сланцевой пачки появляются прослои железистых кварцитов.

В 4,5 км к северо-востоку от зимовки Бурмаша, на левом берегу руч. Бурмаша в ядре синклинальной складки выше порфиритоидов согласно залегают:

- | | |
|---|-----|
| 1. Зеленовато-серые и серые серицит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые сланцы | 16 |
| 2. Тонкозернистые железистые кварциты (b_1) | 1—2 |
| 3. Серицит-кварцевые и хлоритовые сланцы | 24 |
| 4. Коричневато-серые и темно-серые массивные кварциты (b_2) | 5—6 |
| 5. Серые серицит-кварцитовые сланцы | 18 |

Видимая мощность 60 м.

Горизонт железистых кварцитов (сл. 2) к югу от описанного пересечения выклинивается и в разрезах на широте долины р. Туртулбайсай (см. выше) не устанавливается.

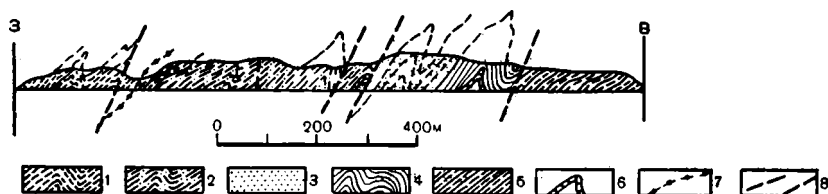


Рис. 7. Разрез верхней пачки бурмашинской свиты в обрывах правого берега излучины р. Белеуты.

1 — филлиты, кварц-серицитовые сланцы; 2 — кварц-полевошпатовые blastосаммитовые сланцы; 3 — хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы; 4 — кварц-полевошпатовые тонкополосчатые сланцы; 5 — мраморы; 6 — микрокварциты; 7 — разрывные нарушения

В долине р. Бурмаша (см. рис. 4) прослеживание этого горизонта по простираанию позволяет выявлять замки синклинальных складок, сложенных верхней пачкой бурмашинской свиты, что послужило основанием для пересмотра структуры участка и представлений М. С. Маркова о разрезе бурмашинской свиты. Узкие синклинальные складки, выполненные серицитовыми сланцами и кварцитами, М. С. Марков (1962) считал линзами первичноосадочных пород среди вулканогенных, из-за чего мощность бурмашинской свиты в описанном разрезе на этом участке им была резко завышена.

К северу от верховий р. Бурмаша, в долине р. Керегетас, условия обнаженности не позволяют описать послойные разрезы кварцито-сланцевой пачки. На этом участке мощность blastосаммитовых кварц-полевошпатовых сланцев средней части разреза пачки возрастает до 100—120 м (в 2 раза больше, чем на участке к югу от зимовки Бурмаша) и мощность пачки оценивается в 350 м. В низах пачки появляется второй горизонт железистых кварцитов, который прослеживается от верховий р. Бурмаша до водораздела рек Кумола и Керегетас. Мощность его возрастает с юга на север и на левом берегу р. Керегетас достигает 5 м. Этот горизонт залегают выше массивных кварцитов по мраморам (b_2) и выделяется как маркирующий горизонт (b_3). Появление второго горизонта железистых кварцитов в нижней части пачки сопровождается увеличением роли окварцованных мраморов (см. рис. 3).

Южная зона. На юге Карсакпайского рудного района обнажения верхней пачки бурмашинской свиты известны в полосе от верховий

р. Шолак до долины р. Белеуты, на правом берегу которой описан ее контакт с нижней пачкой. В обрывах правого берега р. Белеуты (рис. 7) удается описать полный разрез пачки серицитовых сланцев и кварцитов, который представлен (снизу вверх):

Мощность, м

1. Кварц-серицит-альбитовые сланцы, возможно, с примесью пирокластического материала дацитового состава, зеленовато-серые, тонкополосчатые. В основании прослой темно-серых и ярко-белых кварцитов мощностью в 1—3 м 65
2. Альбит-серицитовые сланцы с прослоями плитчатых желтовато-серых мраморов и прослоями массивных окварцованных мраморов (b_2) в кровле 15
3. Альбит-серицит-хлоритовые сланцы 25
4. Кварц-серицитовые сланцы бластопсаммитовой, реже бластогравелитовой структуры 60
5. Кварц-альбит-хлоритовые сланцы с линзовидными прослоями мраморов (до 6—7 м) в основании (рис. 8). Вверх по разрезу сменяются альбит-хлорит-кварцевыми сланцами 55
6. Кварц-серицитовые мелкозернистые сланцы и филлиты, иногда графитистые с невыдержанными прослоями (0,5 м) темно-серых микрокварцитов. Вблизи кровли горизонт тонкополосчатых темно-серых графитовых микрокварцитов (b_4) мощностью до 2 м 55

Мощность пачки 275 м.

Как видно из приведенного разреза, в южной зоне пачка сохраняет основные особенности, свойственные разрезам центральной зоны. В ее

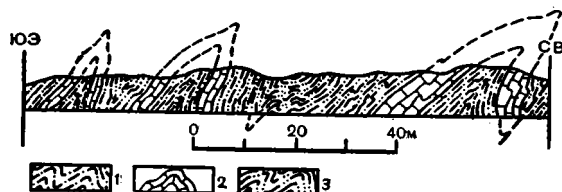


Рис. 8. Линзовидные прослои мраморов в верхней пачке бурмашинской свиты. Левый берег излучины р. Белеуты.

- 1 — кварц-серицитовые бластопсаммитовые сланцы; 2 — кварц-серицитовые и хлоритовые сланцы; 3 — мраморы

строении принимают участие те же породы, и их распределение в разрезе подчиняется тем же закономерностям — обилие карбонатных пород в нижней части и приуроченность филлитов с маркирующим горизонтом микрокварцитов к верхам разреза. Отличия заключаются в увеличении мощности, отсутствии железистых кварцитов, появлении большого коли-

чества графитистых филлитов вблизи кровли и обилии альбита среди сланцев в нижней части разреза.

Северная зона. Кварцито-сланцевая пачка представлена на севере Карсакпайского рудного района достаточно широко, однако полные и представительные ее разрезы из-за условий обнаженности и сложного геологического строения могут быть описаны лишь на водоразделе рек Шагырлы и Балта, на западном крыле протяженной антиклинали. Здесь на широте горы Карагандашоки (см. рис. 5), на порфиритоидах и зеленых сланцах нижней пачки согласно залегают:

Мощность, м

1. Кварц-серицитовые сланцы с бластопсаммитовой структурой, содержащие в основании прослой (до 1 м) массивных белых и светло-серых кварцитов по мраморам, сохраняющих иногда реликтовые слоистые текстуры. Непосредственно выше мраморов — прослой железистых кварцитов — 0,4 м (b_1) 10
2. Кварц-серицитовые, реже кварц-альбит-серицитовые сланцы, тонко- и мелкозернистые, некоторые разности близки филлитам

- и отличаются голубовато-серым цветом с перламутровым отливом на плоскостях отдельности 150
3. Кварц-серицитовые сланцы с линзовидным прослоем мраморов (до 1 м) и горизонтом железистых кварцитов (b_3) мощностью около 2 м в кровле 30
4. Филлиты и кварц-серицитовые сланцы 50
5. Серицитовые филлиты с горизонтом темно-серых тонкополосчатых микрокварцитов (b_4) в средней части 50

Выше залегают зеленые сланцы и хлоритовые филлиты болбраунской свиты. Мощность кварцево-сланцевой пачки в приведенном разрезе 290 м. Этот разрез дает полное представление о строении верхней пачки в северной зоне. Мощность пачки на этом участке не меняется, а состав и характер распределения слагающих ее пород изменяются незначительно. Фациальные изменения выражены на севере района в смене зернистости blastopсаммитовых кварц-серицитовых сланцев (переходы от blastогравелитовых сланцев до филлитов), появлении невыдержанных прослоев кварц-полевошпатовых сланцев и порфиритоидов по туфопесчаникам. В полосе от верховий р. Боздак до широты горы Арыстантау метаморфизованные туфопесчаники и blastopсаммитовые сланцы с примесью пирокластического материала повсеместно присутствуют в разрезах на восточном крыле антиклинали и практически полностью выпадают из разрезов на ее западном крыле, замещаясь метаморфизованными первично-терригенными породами — кварц-серицитовыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами. Горизонт микрокварцитов (b_4) вблизи кровли пачки и железистых кварцитов (b_3) в средней ее части устойчивы в разрезе и развиты повсеместно. Горизонт железистых кварцитов (b_1), находящийся вблизи основания пачки, весьма изменчив по составу и мощности. На отдельных участках, в частности, на водоразделе рек Караш и Балта, его мощность сокращается до 0,1—0,2 м. Северо-западнее горы Карагандашюкы горизонт « b_1 » выклинивается.

Маркирующие горизонты бурмашинской свиты. Как видно из изложенного, в верхней пачке бурмашинской свиты выделяются четыре горизонта, которые благодаря своей выдержанности на площади, четкому стратиграфическому положению и геоморфологической выраженности приобретают смысл маркирующих.

Горизонты « b_1 » и « b_3 », сложенные железистыми кварцитами, развиты неповсеместно, мощность меняется от долей метра до 5 м, состав горизонтов непостоянен. На большей части рассматриваемой территории они представлены гематит-кремнистыми породами с незначительной примесью магнетита, мартита, серицита, альбита, иногда пирита. Отдельные прослои внутри горизонтов содержат в значительном количестве апатит (до 20% — по данным Г. В. Жукова). Соотношение основных компонентов — окислов железа и кремнезема — меняется в железистых кварцитах в широких пределах. Тонкослоистая текстура этих пород, обусловленная чередованием прослоев, в разной степени обогащенных рудным веществом, затрудняет минералогические подсчеты по шлифам. По данным бороздового опробования рудных тел в северной части синклинали содержание железа колеблется от 20 до 48%. Петрографические наблюдения позволяют оценивать содержание гематита и магнетита в железистых кварцитах в 10—70%.

В зависимости от содержаний окислов железа и их минералогического состава породы горизонтов « b_1 » и « b_3 » имеют различный облик. Слабожелезистые разности, слагающие внутри горизонтов тонкие (не более 0,2—0,3 м) прослои, представляют красновато-серые массивные

или линзовидно-полосчатые породы. Собственно джеспилиты, содержание гематита в которых превышает 20—30%, имеют темную красновато-бурю окраску и тонкосланцеватую текстуру, обусловленную чешуйчатыми ориентированными выделениями гематита. Породы дают яркую темно-красную черту.

При высоких содержаниях магнетита (более 5%) породы приобретают массивную или грубополосчатую текстуру с бугристыми поверхностями сланцеватости за счет крупных до 0,5—1,0 мм порфиробластовых выделений кристаллов магнетита (или мартита). Эти разности железистых кварцитов приобретают более темный красновато-серый, иногда красновато-фиолетовый цвет. Пласты железистых кварцитов часто включают линзовидные прослои кварц-серицитовых сланцев и безрудных кварцитов, обуславливающих тонкослоистую текстуру пород. В северной зоне в горизонте «b₁» отмечаются линзы порфиритоидов мощностью до 1 м.

Горизонт «b₂» сложен окварцованными, реже неизменными мраморами и опознается почти во всех разрезах, однако лишь в центральной зоне он отличается большой (2—4 м) мощностью и прослеживается без перерывов на значительные расстояния. Для горизонта мраморов «b₂» характерна линзовидная полосчатость, выраженная в окварцованных разностях появлением в плотной светло-серой массе (сложной кварцем, иногда с реликтовыми структурами замещенных карбонатных зерен) темно-серых или буровато-серых прослоев. Эти прослои часто имеют ячеистую текстуру, обусловленную избирательным выщелачиванием. На фоне линзовидной полосчатости, отражающей, по-видимому, реликтовую слоистость (мощность прослоев около 5—20 см), часто заметна более тонкая (0,5—1 см) полосчатость, подчеркиваемая тонкими (0,1—0,2 см) темно-бурыми прослоями, сложенными микрозернистым кварцем, образовавшимся, очевидно, по первичнокремнистым породам. Неокварцованные мраморы горизонта «b₂» представлены светло-серыми или розовато-серыми разностями, массивной или грубополосчатой текстуры.

Наиболее устойчив в разрезах кварцито-сланцевой пачки горизонт «b₄». Он опознается во всех разрезах и повсеместно приурочен к верхам пачки. Горизонт сложен тонкополосчатыми микрокварцитами, обычно темно-серого цвета. Цвет породы обуславливается тонкораспыленным углистым веществом, содержание которого непостоянно. На правом берегу р. Белеуты и на левобережье р. Керегетас микрокварциты сопровождаются углистыми филлитами, линзы которых выявляются на плохо обнаженных участках водоразделов по данным электроразведки.

Таким образом, в пределах Карсакпайского синклинория на протяжении почти 200 км бурмашинская свита опознается и выделяется как единая толща и изменения, которые претерпевают ее разрезы на площади, незначительны. Бурмашинская свита отчетливо обособлена в разрезе серии и повсеместно делится на две пачки, нижняя из которых сложена порфиритоидами, а верхняя — первично-обломочными и хемогенными породами. Нижняя и верхняя границы свиты выражены достаточно четко и легко опознаются во всех разрезах, благодаря чему свита выделяется в пределах всего Карсакпайского синклинория в одинаковом объеме.

Болбраунская свита

Болбраунская свита сложена порфиритоидами базальтового, реже андезитового, состава и метаморфизованными осадочными породами —

сланцами и филлитами кварц-серицитового состава, мраморами, кварцитами, железистыми кварцитами.

Среди выходов карсакпайской серии болбраунская свита пользуется наибольшим распространением и практически непрерывной полосой обнажается на всем протяжении Карсакпайского синклинория. Ширина этой полосы меняется от 1 до 6 км, составляя на большей части территории 2—3 км. Выходы пород болбраунской свиты примыкают с запада к выходам бурмашинской свиты, а на широте пос. Карсакпай и севернее, до долины р. Батпаккара по разрывным нарушениям граничат с аралбайской и бектурганской сериями.

Название «болбраунская» (по месторождению железистых кварцитов Болбраун) было предложено Е. Д. Шлыгиным (1960), употребившим его как синоним «карсакпайской свиты» в стратиграфической схеме Н. А. Штрейса. В предлагаемой нами стратиграфической схеме объем болбраунской свиты несколько шире и ей отвечает карсакпайская свита и верхняя пачка бурмашинской свиты в стратиграфической схеме Н. А. Штрейса и М. С. Маркова. В болбраунскую свиту входит также и «белеутинская свита», выделявшаяся М. С. Марковым (1962) только на левобережье р. Белеуты.

Болбраунская свита, как и бурмашинская, имеет двухчленное строение. Ее нижняя часть выделяется как пачка базальтовых порфиритоидов, а верхняя — как пачка серицитовых сланцев и кварцитов (железородная).

Нижняя граница свиты проводится в основании мощной пачки зеленокаменных пород, перекрывающих бурмашинскую свиту. Эта граница повсеместно выражена очень четко и в большинстве случаев имеет согласный характер. Лишь на участке среднего течения р. Бурмаша болбраунская свита содержит в основании линзы базальных конгломератов и залегает на размытой поверхности бурмашинской свиты, срезая верхние члены ее разреза. Верхняя граница свиты проводится в основании пачки порфиритоидов, начинающих новый маккоритм — шагырлинскую свиту. Контакт с последней повсеместно согласный.

Пачка базальтовых порфиритоидов

Нижняя пачка болбраунской свиты сложена порфиритоидами базальтового состава по туффитам, туфам и лавам. Помимо порфиритоидов пачка содержит прослои и линзы мраморов и порфиритоидов дацитового состава мощностью от 0,2 до 2 м, некоторые разности последних близки кератофирам (Половинкина, 1952). В долине р. Белеуты порфиритоиды по дацитовым туфам слагают в верхней части пачки мощную толщу (200 м), которая здесь выделялась М. С. Марковым (1962) в качестве «белеутинской свиты». В северных частях Карсакпайского синклинория пачка содержит мощные прослои порфиритоидов андезитового состава. Мощность порфиритоидной пачки колеблется от 400 до 550 м (см. рис. 3).

Порфиритоидная пачка болбраунской свиты хорошо обнажена на большей части территории и представительные ее разрезы описаны в разных частях синклинория.

Южная зона. Южную зону характеризует разрез, описанный в долине р. Белеуты, в обрывах ее правого берега (рис. 9). Здесь на сланцах бурмашинской свиты согласно залегают (снизу вверх, аз. пд. $270^\circ \angle 70-80^\circ$):

Мощность, м

1. Порфиритоиды базальтового состава по туфам и туффитам. Породы зеленовато-серые до темно-зеленых, обычно с тонкой па-

параллельно-слоистой текстурой. Лишь в отдельных прослоях мощностью до 2—3 м текстура массивная. Среди туффов встречаются линзы темно-бурых мелкокристаллических доломитовых мраморов и внутриформационных конгломератов. Отмечается тонкая косая слоистость в отдельных прослоях 300

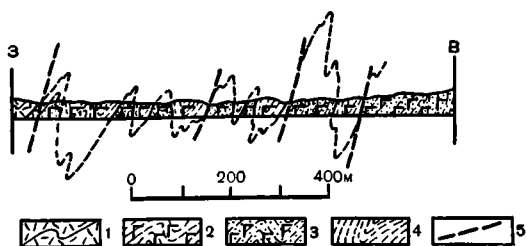


Рис. 9. Разрез нижней пачки болбраунской свиты в обрывах правого берега р. Белеуты. 1 — порфириды по туфам дацитового состава; 2 — порфириды по мелкозернистым туфам базальтового состава; 3 — зеленые сланцы по тонкослоистым туффитам; 4 — сланцы бурмашинской свиты; 5 — разрывные нарушения

кристаллические туфы дацитового и липарит-дацитового состава с прослоями внутриформационных мелкогалечных конгломератовых сланцев 25

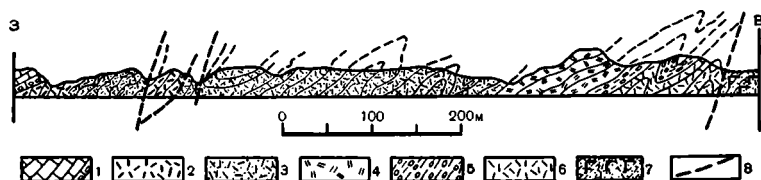


Рис. 10. Разрез верхов нижней пачки болбраунской свиты в обрывах правого берега р. Белеуты.

1 — доломиты нижнекаменноугольного возраста; 2 — тонкополосчатые среднезернистые порфириды; 3 — мелко- и среднезернистые тонкополосчатые порфириды; 4 — порфириды с редкими прослоями туффов; 5 — порфириды с прослоями внутриформационных конгломератовых сланцев; 6 — порфириды по среднезернистым туфам; 7 — порфириды; 8 — разрывные нарушения

4. Метаморфизованные туфы дацитового и, реже, липарит-дацитового состава с тонкой параллельно-слоистой текстурой, обломки кристаллов кварца и полевого шпата достигают 2—3 мм . . . 150
5. Севернее, на широте верховий р. Шолак, толща туфов венчается blastopelammitovymi кварц-полевошпатовыми сланцами с прослоями кварцитов и мраморов 50

Выше согласно залегают мраморы, кварц-серицитовые и хлоритовые сланцы верхней пачки болбраунской свиты. Мощность порфиритовой пачки около 550 м.

Севернее долины р. Белеуты, в верховьях р. Шолак в кровле пачки резко сокращается мощность туфов дацитового состава и появляются

прослой миндалекаменных порфиритоидов. На широте верховий руч. Осан-Жийде туфы дацитового состава отмечаются лишь в виде мало-мощных линз в средней части разреза.

Центральная зона. В центральной зоне разрезы пачки описаны в долинах рек Туртулбайсай, Дюсембай, Керегетас.

В долине р. Туртулбайсай в 1,5 км выше устья порфиритоидная пачка залегает на сланцах бурмашинской свиты, слагая восточное крыло синклинальной складки (см. рис. 4). Здесь с востока на запад (аз. пд. $275^\circ \angle 60^\circ$) залегают:

- | | |
|--|-----|
| 1. Зеленовато-серые и табачно-зеленые тонкослоистые порфиритоиды по туффитам | 120 |
| 2. Пачка переслаивающихся метаморфизованных туффитов и хлоритовых филлитов | 50 |
| 3. Темно-зеленые альбит-хлорит-актинолитовые сланцы, порфиритоиды по туфам и хлоритовые сланцы, включающие прослой (0,2—0,4 м) порфиритоидов по пепловым туфам дацитового состава и мраморов | 40 |
| 4. Зеленовато-серые, голубовато-серые альбит-актинолитовые сланцы с 5-метровым прослоем порфиритоидов в верхней части | 67 |
| 5. Массивные зеленовато-серые порфиритоиды с линзами массивных порфиритоидов с реликтовой миндалекаменной текстурой | 100 |
- Мощность пачки 377 м.

Севернее, на левом берегу р. Дюсембай вблизи зимовки Бурмаша, видимая мощность порфиритоидной пачки превышает 320 м, а в ее строении устанавливаются те же особенности, что в приведенном выше разрезе. Порфиритоиды по туффитам тяготеют к нижней части разреза, порфиритоиды по лавам и туфам — к его верхам. Линзы мраморов и порфиритоидов дацитового состава приурочены к пачке порфиритоидов, залегающей выше толщи метаморфизованных туффитов. Вблизи кровли пачка содержит прослой темно-зеленых порфиритоидов по лавам с реликтовой миндалекаменной текстурой (около 5 м).

В 3 км севернее выше горизонта миндалекаменных порфиритов устанавливается пачка туфов, содержащих лапилли и вулканические бомбы. Мощность этой пачки достигает 50 м. Далее на север, до широты среднего течения р. Бурмаша, порфиритоиды по туффитам в нижней половине разреза замещаются порфиритоидами по миндалекаменным порфиритам и кристаллокластическим туфам, и у северной границы участка (см. рис. 4) метаморфизованные туффиты в пачке отсутствуют.

На широте долины р. Керегетас строение порфиритоидной пачки сходно с разрезами на широте зимовки Бурмаша.

В среднем течении р. Бурмаша, в основании пачки, находятся линзы валунных конгломератов и установлены признаки незначительного частного перерыва, выраженные в налегании основания пачки на разные уровни верхов бурмашинской свиты.

У широтного изгиба р. Бурмаша в 4,5 км южнее плотины (см. рис. 5), в обрывах левого берега выше микрокварцитов (b_4) и бласто-псаммитовых сланцев залегают (аз. пд. $275^\circ \angle 40-65^\circ$):

- | | |
|--|----------|
| 1. Крупногалечные и валунные конгломератовые сланцы | 2 |
| 2. Бластопсаммитовые и кварц-серицит-полевошпатовые светло-серые сланцы | 1 |
| 3. Крупногалечные конгломератовые сланцы с прослоями мелкогалечных сланцев | 3 |
| 4. Хлоритовые филлиты | 2 |
| 5. Конгломератовые сланцы | 1,5 |
| 6. Темно-зеленые афировые порфиритоиды | более 30 |

Видимая мощность пачки около 40 м.

Конгломераты¹ представляют собой blastoaleвролитовые кварц-серицит-хлоритовые сланцы с рассеянной мелкой и средней по размерам галькой. Постоянное присутствие в цементе мелкозернистого эпидота и лейкоксена, возможно, отражает примесь основного вулканического материала. На левобережье р. Бурмаша были встречены крупнообломочные конгломераты, в которых около 50% галек имеют размеры до 5 см, 40% — от 5 до 10 см и 10% — свыше 10 см.

Обломки представлены породами нижележащей бурмашинской свиты и аралбайской серии. Из аралбайских пород в гальке имеются мелкозернистые и blastопсаммитовые серицит-альбитовые сланцы по туффитам с примесью лейкоксена и оскольчатых обломков плагиоклаза, а также сильно перекристаллизованные порфириоиды по туфам липарита-дацитового состава. Эти породы встречаются как в мелких, так и в крупных обломках. Крупная галька пород бурмашинской свиты представлена гранобластовыми кварцитами, мелкая — эпидотизированными порфиритоидами основного состава. Отмечена единичная галька андезитовых порфиритоидов с реликтовой интерсертальной структурой, близкая порфиритоидам из базальных слоев болбраунской свиты.

В 800 м к северу верхний прослой конгломератов выклинивается, а мощность двух нижних сокращается до 1 м, причем уменьшается размер галек — валунные конгломераты (галки крупнее 10 см) сменяются крупногалечными с максимальными размерами галек не более 8 см по длинной оси. Степень размыва подстилающей толщи на этом участке оценивается по положению маркирующего горизонта микрокварцитов (b₄) в верхней части бурмашинской свиты. У крайних северных выходов базальных конгломератов этот горизонт расположен в 15—30 м ниже их подошвы, а в 800 м южнее базальные конгломераты залегают уже непосредственно выше него.

Отмеченные особенности строения пачки сохраняются и в северных частях центральной зоны. Низы пачки сложены преимущественно порфиритоидами по слоистым туффитам, а к верхам тяготеют порфиритоиды по туфам базальтового состава с невыдержанными горизонтами порфиритоидов по лавам. Между этими частями разреза обычно содержатся прослои порфиритоидов дацитового состава и линзы мраморов.

Северная зона. В северной части синклиория разрезы пачки отличаются рядом особенностей. Прежде всего, резко сокращается роль порфиритоидов по туффитам и преобладающее значение приобретают порфиритоиды по кристаллокластическим туфам, часто переполненным бомбами и лапиллями. Помимо порфиритоидов базальтового состава, здесь впервые в большом количестве появляются метаморфизованные лавы андезитового состава. Хлоритовые сланцы и филлиты в основании пачки часто включают рассеянную гальку кварцитов и порфириоидов.

В наиболее полном объеме в условиях удовлетворительной обнаженности пачка базальтовых порфиритоидов обнажена на широте горы Карагандашюкы (см. рис. 5). В 1,5 км юго-западнее горы Карагандашюкы на филлитах и сланцах бурмашинской свиты залегают (снизу вверх, аз. пд. 270° $\angle$ 50—60°):

1. Зеленые сланцы по туффитам основного состава с рассеянной галькой (до 4 см) кварцитов и порфиритоидов 80

¹ Характеристика конгломератов дана по материалам Л. И. Филатовой и О. В. Япаскурты (1971).

2. Порфиритониды по туфам и лавам базальтового состава. В средней части — горизонт порфиритонидов по туфам с обломками мраморов (до 0,5 м) 200
3. Темно-зеленые порфиритониды по кристаллокластическим туфам базальтового состава с горизонтами метаморфизованных лав андезитового состава в верхней части 110

Суммарная мощность пачки базальтовых порфиритонидов 390 м.

К северу от описанного пересечения, в окрестностях гор Арыстантау (см. рис. 5) пачка слагает западное крыло антиклинальной складки. В ней на этом участке уменьшается роль андезитовых порфиритонидов и появляется выдержанный прослой массивных окварцованных мраморов в средней части. На юго-западном склоне гор Арыстантау среди мраморов отмечался линзовидный прослой железистых кварцитов мощностью менее 0,5 м.

Пачка серицитовых сланцев и кварцитов (железорудная)

Верхняя пачка болбраунской свиты залегает на нижней согласно и представлена метаморфизованными терригенными и хемогенными (карбонатными и кремнисто-железистыми) породами, заключающими невыдержанные прослои порфиритонидов по туфам базальтового состава.

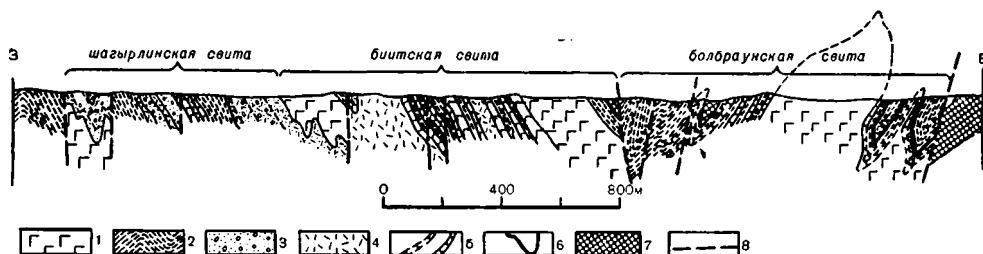


Рис. 11. Разрез карсакпайской серии в обрывах левого берега р. Туртулбайсай (по материалам Ю. А. Зайцева, С. Б. Розанова, О. В. Япаскурта).

1 — порфиритониды; 2 — кварц-серицитовые сланцы и филлиты; 3 — кварц-полевошпатовые сланцы; 4 — порфиroidы; 5 — мраморы; 6 — железистые кварциты; 7 — амфиболизированные габбро-диабазы; 8 — разрывные нарушения

Пачка распространена в пределах всего Карсакпайского синклиория. Ее опорные разрезы, как и для бурмашинской свиты, описаны в центральной зоне, на участке, прилежащем к широтному изгибу р. Дюсембай (см. рис. 4).

Центральная зона. В долине р. Туртулбайсай верхняя пачка болбраунской свиты слагает крылья синклинальной складки и западное крыло сопряженной с ней антиклинали. Ширина синклинальной складки на этом участке около 1 км. В 1,5 км севернее долины реки в ядре складки обнажены миндалекаменные порфиритониды вышележащей шагырлинской свиты, отделенные от верхней пачки болбраунской свиты мощными пластовыми телами амфиболизированных габбро-диабазов.

В ядре антиклинали, расположенной западнее, обнажены порфиритониды нижней пачки. На западном крыле антиклинали в обрывах

левого берега р. Туртулбайсай (рис. 11) выше порфиритоидов залегают (аз. пд. $265^{\circ} \angle 50^{\circ}$):

Мощность, м

1. Голубовато-серые кварц-хлорит-серицитовые тонколистоватые филлитовидные сланцы с прослоями светло-серых серицит-карбонатных сланцев 8
2. Кварциты по мраморам светло-бурые, с брекчиевидной текстурой 5
3. Зеленовато- и голубовато-серые кварц-серицитовые филлитовидные сланцы (близки описанным в сл. 1) с пропластками карбонатных сланцев 15
4. Горизонт железистых кварцитов (bl_1) — гематитовых, фиолетово-серых, с тонкоплитчатой отдельностью 7
5. Зеленовато-серые филлитовидные кварц-серицитовые сланцы 7
6. Светло-серые мраморы с прослоями розовато-серых слабополосчатых и темно-серых окварцованных мраморов и кварц-серицитовых слабокарбонатных сланцев 50
7. Светло-серые кварц-серицитовые тонколистоватые сланцы с blastominitовой структурой с прослоями серицит-карбонатных сланцев и мраморов. Последние слагают до трех прослоев мощностью в 2,5—3,5 м 80
8. Светло-серые мраморы неяснослоистые с грубой плитчатой отдельностью 10

Видимая мощность разреза 182 м.

На правом берегу р. Дюсембай, в 6 км севернее описанного пересечения, на периклинали антиклинальной складки выше порфиритоидов болбраунской свиты отмечается та же последовательность в напластовании, что и в приведенном разрезе (в условиях более плохой обнаженности). Мощности всех его интервалов при этом оказываются большими из-за их искажения в замке складки. Важно, что в этом пересечении устанавливается появление второго (bl_2) горизонта железистых кварцитов, приуроченного к средней части пачки. Мощность этого горизонта, прослеживающегося на левом берегу р. Дюсембай на 3 км, достигает 3—4 м.

Антиклиналь, смещенная диагональными разрывами, вытягивается (см. рис. 4) на север на 10 км, и на ее крыльях на широте среднего течения р. Бурмаша устанавливается налегание порфиритоидов шагырлинской свиты на сланцы и мраморы верхней пачки болбраунской свиты. Таким образом, разрез кварцито-сланцевой пачки, описанный в долине р. Туртулбайсай, может быть дополнен. Выше горизонта мраморов (в описываемом пересечении представлены окварцованными разностями), отвечающего сл. 8 в предыдущем разрезе, залегают:

Мощность, м

1. Кварц-серицитовые сильно выветрелые сланцы 40
2. Железистые кварциты (bl_2), темные красновато-бурые, гематитовые. Имеют четкую тонкую параллельно-слоистую текстуру, обусловленную наличием полос (около 1 см) более светлых слаборудных кварцитов 4
3. Кварц-серицитовые сланцы 70
4. Мраморы, часто окварцованные, желтовато-серые, крупнокристаллические 20
5. Кварц-серицитовые сланцы 20

Выше залегают порфиритоиды шагырлинской свиты. Мощность верхней части пачки в приведенном разрезе 154 м.

Общая мощность кварцево-сланцевой пачки на этом участке составляет 336 м. Из-за некоторого увеличения мощности верхней ее по-

ловины в замке складки приведенная цифра может оказаться завышенной. На сводном разрезе (см. рис. 3) для участка долины р. Дюсембай мощность пачки оценена в 300 м.

Севернее верхняя пачка болбраунской свиты обнажена в долине р. Керегетас и далее на север до долины р. Батпаккара. В этой полосе наиболее интересен разрез пачки на участке месторождений Болбраун и Керегетас — между р. Керегетас и пос. Карсакпай (рис. 12, см. вкладку). Здесь пачка слагает крупные сопряженные синклинальную и антиклинальную складки, форма которых в плане определяется S-образным изгибом нижней границы пачки. Эти складки осложнены многочисленными продольными разрывами и сопровождающими их узкими опрокинутыми линейными складками, проявленными преимущественно в сланцах и железистых кварцитах средней части разреза пачки. Указанные осложнения обусловили многократное повторение рудных интервалов в блоках, ограниченных разрывами, и ядрах складок, а также резкие изменения их мощности в зависимости от приуроченности к различным элементам крупных и частных структур (Жуков, Розанов, 1971).

Такая трактовка структуры отличается от принимавшейся при производстве разведочных работ (Узбеков, 1960) и предложенной позднее М. С. Марковым (1962). Первая предполагала наличие серии сопряженных изоклинальных складок, в которой ядра синклиналей сложены железистыми кварцитами одного горизонта. Согласно второй рудное поле месторождений приурочено к крупной наложенной синклинали, тяготеющей к зоне разрыва, а выполняющая синклиналь толща содержит до четырех невыдержанных прослоев железистых кварцитов.

Пересмотр структуры участка Болбраун—Керегетас позволил нам иначе оценить разрез железорудной пачки болбраунской свиты. Ее разрез составлен по частям, сопоставление которых осуществлено благодаря наличию четких маркирующих горизонтов, в качестве которых были использованы два горизонта железистых кварцитов (bl_1 , bl_2), а также окварцованные мраморы, один горизонт которых, характеризующийся изменчивой (от 2 до 10 м) мощностью, расположен ниже горизонта « bl_2 », а другой, более выдержанный и достигающий мощности в 20—30 м, приурочен к верхней части разреза пачки. Нижняя часть пачки описана на северо-восточном фланге месторождения, средняя и верхняя части разреза описаны на крыльях синклинальных складок на его западном фланге.

Сводный разрез пачки на участке месторождений Болбраун—Керегетас имеет следующее строение (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Кварц-серицитовые сланцы с прослоем окварцованных мраморов (1—2 м)	25—30
2. Горизонт железистых кварцитов (bl_1)	до 5 ¹
3. Кварц-серицитовые и кварц-альбит-серицитовые сланцы	80
4. Массивные окварцованные мраморы с прослоем темно-серых микрокварцитов и прослоями бластоалевритовых кварц-серицитовых сланцев и филлитов	20
5. Кварц-серицитовые сланцы	120
6. Горизонт железистых кварцитов (bl_2)	до 30
7. Кварц-серицитовые сланцы и филлиты с пачкой окварцованных мраморов с реликтовой брекчиевидной текстурой в средней части	150

¹ Железистые кварциты в большинстве случаев смяты в сложные дисгармоничные складки, из-за чего определение их мощности затруднено. На крыльях и в замках крупных складок мощность горизонта может меняться десятки раз.

Таким образом, на участке месторождений Болбраун и Керегетас верхняя пачка болбраунской свиты вмещает два горизонта железистых кварцитов, причем наиболее важные рудные тела сложены верхним горизонтом и располагаются на западном крыле и северном погружении крупной антиклинальной складки. Многочисленные линейные опрокинутые складки и долготные разрывы, осложняющие западное крыло упомянутой антиклинали, обуславливают большую ширину выхода рудовмещающей пачки. Разобщенные рудные тела приурочены к ядрам и крыльям сопряженных линейных складок, разделенных разрывами. Мощность пачки составляет около 435 м¹.

Вблизи горизонта «bl₁» горными выработками и скважинами вскрыты линзы порфиритоидов по туфам базальтового состава, а на южной окраине пос. Карсакпай линзы порфиритоидов мощностью до 1,5 м встречены внутри этого горизонта.

Приведенный разрез близок разрезам более южных частей синклинали. В нем преобладают blastolevritовые кварц-серицитовые сланцы и филлиты, а мраморы и железистые кварциты приурочены к тем же стратиграфическим уровням, что и в долине р. Дюсембай.

К северу от участка Болбраун—Керегетас вплоть до долины р. Батпаккара кварцито-сланцевая пачка болбраунской свиты сохраняет те же особенности строения. Как видно из геологической карты участка, прилегающего к пос. Карсакпай с севера (рис. 13, см. вкладку), пачка сложена в основном кварц-серицитовыми сланцами, мраморы приурочены к ее верхам и нижней части, а горизонт железистых кварцитов «bl₁» в ее основании уверенно прослеживается на всей площади участка.

Изменения, которые претерпевает пачка на этой территории, заключаются в следующем. Горизонт железистых кварцитов «bl₂», резко выклиниваясь, выпадает из разреза уже в 6—8 км севернее участка Болбраун—Керегетас. В разрезах севернее пос. Карсакпай он отмечается лишь в одном пункте в 5 км севернее поселка — в виде высыпок элювиального щебня, позволяющих считать, что мощность пласта не превышает долей метра, а протяженность линзы составляет не более 200—300 м. В остальном разрез пачки сохраняется без изменений вплоть до долины р. Батпаккара. Следует только отметить, что на широте долины р. Кензас верхние члены разреза пачки — примерно до уровня мраморов ниже горизонта «bl₂» — перекрыты базальными горизонтами карасайской свиты боздакской серии (см. рис. 13). Мощность пачки на севере центральной зоны составляет около 350 м.

Южная зона. На юге Карсакпайского рудного района верхняя пачка болбраунской свиты описана в долине р. Шолак на ее правом берегу в 3 км к северу от пос. Шолак. Здесь на южном погружении антиклинальной складки выше пачки порфиритоидов залегают (снизу вверх):

- | | |
|--|----------|
| 1. Кварц-серицитовые сланцы с прослоем железистых кварцитов (bl ₁) мощностью около 1 м | 5 |
| 2. Светлые желтовато-серые мраморы с прослоями хлоритовых сланцев | 50 |
| 3. Бластосаммитовые кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые сланцы | более 20 |

Видимая мощность пачки в приведенном разрезе — 75 м.

Южнее среди порфиритоидов шагырлинской свиты обнажены в ядре антиклинали верхние члены разреза пачки (снизу вверх):

¹ При описании, возможно, завышена мощность.

- | | |
|---|----------|
| 1. Мраморы светло-серые кристаллические | более 30 |
| 2. Кварц-серицитовые сланцы и филлиты с прослоем (около 5 м) железистых кварцитов (bl_3) в кровле | 10 |
| 3. Кварц-серицитовые сланцы и филлиты | 8 |

Выше залегают порфиритоиды по туфам базальтовых порфиритов шагырлинской свиты. Мощность верхов кварцит-сланцевой пачки в приведенном разрезе 48 м.

Сложная разрывная и складчатая тектоника на этом участке обуславливает фрагментарность выходов пачки. Она слагает ядра антиклиналей среди порфиритоидов шагырлинской свиты, а также обнажена в узких тектонических блоках на западном крыле и южном погружении антиклинали, ядро которой сложено порфиритоидами нижней пачки болбраунской свиты. Однако по отдельным разобщенным выходам здесь удается составить представление также о строении ее средней части и приблизительно оценить суммарную мощность пачки в 250 м (см. рис. 3). По сравнению с разрезом центральной зоны обращает на себя внимание большая роль мраморов, количество которых достигает 15—20%, и присутствие среди них бластопсаммитовых кварц-хлоритовых сланцев.

Севернее верховий р. Шолак пачка серицитовых сланцев и кварцитов обнажается в разобщенных выходах, в которых можно опознать разные уровни ее общего стратиграфического разреза. Изучение этих выходов показывает, что в северном направлении в верхах разреза происходит постепенное замещение мраморов бластопсаммитовыми сланцами и сокращение мощности верхнего горизонта железистых кварцитов (bl_3) до 0,8 м (в верховьях руч. Осан-Жийде). Последние выходы горизонта « bl_3 » отмечены на широте верховий р. Жаркудук. В то же время мощность нижнего горизонта « bl_1 » растет в северном направлении и уже в долине р. Жаркудук достигает 4—5 м.

Северная зона. В северной зоне выходы верхней пачки болбраунской свиты прослеживаются в виде непрерывной полосы от верховий р. Боздак до юго-западного склона гор. Арыстантау. Строение этой полосы изменчиво.

На правом берегу р. Шагырлы и севернее выходы пачки образуют протяженную полосу долготного простиранья (см. рис. 5), имеющую ширину до 1 км. В пределах этой полосы пачка приурочена к западному крылу крупной антиклинали и с востока на запад надстраивает разрез низов карсакпайской серии, перекрывая порфиритоиды нижней пачки болбраунской свиты. Эта полоса нарушается здесь только диагональными разрывами и незначительными по размерам приразрывными складками. На участке от левого берега р. Шагырлы до широты горы Боздак многочисленные продольные разрывы в сочетании с крупными складками обуславливают многократное повторение выходов пачки в полосе шириной около 6 км, а вблизи широтных разрывов вдоль северного склона горы Боздак слоистость в пачке в ряде случаев изменяет простиранье до широтного.

Как и на юге, границы пачки проявлены очень четко — нижняя определена кровлей порфиритоидов нижней пачки, а верхняя проводится в основании толщи порфиритоидов шагырлинской свиты. Непосредственно выше основания пачки залегает горизонт железистых кварцитов « bl_1 », мощность которого меняется от 1 до 4 м (местами, на участках интенсивной мелкой складчатости, ширина рудных тел, сложенных этим горизонтом, достигает 40 м).

Разрез пачки в 2,5 км юго-западнее горы Карагандашоки (см. рис. 5) представлен (снизу вверх):

- | | |
|---|-------------------|
| 1. Кварц-серицитовые сланцы и филлиты | Мощность, м
10 |
|---|-------------------|

2. Кварц-серицитовые сланцы и филлиты, в основании которых горизонт массивных фиолетовых слабожелезистых кварцитов (до 2 м), сменяющийся прослоем (bl_1) тонкоплитчатых железистых кварцитов (около 3 м) 20
3. Светло-серые массивные кварциты по мраморам, кавернозные, местами с брекчиевидной текстурой. Слагают несколько прослоев мощностью от 1 до 5 м, разделенных кварц-серицитовыми сланцами 40
4. Светло-серые, рыжевато-серые кварц-серицитовые, серицит-кварцевые, иногда мелкозернистые бластописаммитовые сланцы с прослоями окварцованных тонкоплитчатых карбонатных сланцев и филлитов около 180
5. Массивные кавернозные кварциты по мраморам, иногда с брекчиевидной текстурой, участками ярко-белые, сахаровидного облика. Слагают прослой мощности до 4—5 м, разделенные филлитами, кварц-серицитовыми сланцами 50
6. Кварц-серицитовые сланцы и филлиты 40

Мощность пачки в этом разрезе около 350 м.

Кварциты по мраморам слагают в рельефе гряды, склоны которых обычно покрыты мощным делювиальным чехлом, затрудняющим изучение разреза. Массивные красновато-фиолетовые слабожелезистые кварциты, подстилающие горизонт железистых кварцитов « bl_1 », выражаются в рельефе на закрытых склонах гряд либо уступом, либо скальными выходами среди делювия. Железистые кварциты при этом, как правило, не обнажены и зачастую могут быть обнаружены только по высыпкам щебня на склонах глубоких промоин. Сланцы и филлиты средней части разреза почти всегда изменены в коре выветривания и доступны изучению, кроме небольших выходов в обрывах рек, только в глубоких шурфах или в керне скважин.

Приведенный разрез полно характеризует особенности строения пачки северной зоны. Разрезы на других участках отличаются небольшими изменениями мощности нижней части — до подошвы горизонта мраморов. На широте горы Боздак мощность этой части разреза составляет около 25 м. Меняется мощность железистых кварцитов — в ряде случаев она сокращается до 1 м (если только такое сокращение не обуславливается постседиментационными деформациями).

Таким образом, в пачке кварц-серицитовых сланцев и кварцитов количественное соотношение первично-терригенных и карбонатных пород, определяющих ее состав, меняется в широких пределах, горизонты железистых кварцитов отличаются выдержанностью по площади и приурочены к определенным стратиграфическим уровням (см. рис. 3).

Нижний горизонт железистых кварцитов (bl_1) развит повсеместно, располагаясь непосредственно выше основания пачки¹. Мощность горизонта меняется от 1—2 м до 4—5 м и, возможно, более. Ее оценка затруднена из-за изменчивости в зависимости от приуроченности выходов к разным элементам складок. Горизонт сложен магнетитовыми и гематито-магнетитовыми джеспилитами тонкослоистой текстуры, которая обуславливается чередованием существенно рудных (40—50 см) и малорудных (15—20 см) прослоев. Эти прослои в свою очередь распадаются на более тонкие прослои в 1—2 см (при больших увеличениях заметна еще более тонкая — до долей миллиметров — слоистость).

¹ Характеристика горизонтов железистых кварцитов дана по материалам Г. В. Жукова.

Рудные прослои сложены на 60—65% магнетитом и гематитом, малорудные содержат окислы железа в количестве порядка 10% и часто характеризуются массивной текстурой.

Магнетит слагает зерна размером в 0,03—0,05 мм, реже (в гематитовых разностях железистых кварцитов) — 0,5 мм. В последнем случае зерна магнетита имеют облик порфиروбластовых выделений и бывают окружены венцом стебельчатого кварца.

Гематит присутствует в виде табличек и чешуек размером до 0,02—0,08 мм, ориентированных вдоль слоистости. Помимо кварца, магнетита и гематита железистые кварциты содержат в небольших количествах хлорит, биотит (стильпномелан), серицит, альбит, апатит. Последний иногда образует (совместно с кварцем) прослой мощностью в 0,5—0,8 мм, в которых его содержание достигает 3—5%.

Средний горизонт железистых кварцитов (bl_2) распространен только в центральных частях Карсакпайского синклинария — на участке от пос. Карсакпай до правобережья р. Дюсембай у широтного изгиба. Мощность горизонта меняется от долей метра (в 5 км севернее пос. Карсакпай) до величины порядка 10 м (на участке Болбраун-Керегетас) и 3—4 м (в долине р. Дюсембай). Горизонт сложен преимущественно гематитовыми джеспилитами, существенно магнетитовые разности встречаются в виде небольших по мощности прослоев в верхних частях горизонтов. Особенностью строения горизонта « bl_2 » помимо тонкослоистой текстуры, обусловленной теми же факторами, что и в горизонте « bl_1 », является обилие прослоев кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых сланцев мощностью от 1—2 см до 2—3 м.

Горизонт железистых кварцитов « bl_3 » известен только в южных частях Карсакпайского рудного района. Он приурочен к верхам разреза кварцито-сланцевой пачки и имеет мощность от 0,8 м (в долине руч. Осан-Жийде) до 3—4 м в долине р. Шолак. Горизонт очень изменчив. В его строении принимают участие гематитовые джеспилиты, переслаивающиеся с массивными малорудными кварцитами, причем последние на отдельных участках резко преобладают. Так, в верховьях р. Шолак горизонт « bl_3 » сложен темными красновато-черными («сургучными») кварцитами, а в 2 км южнее — тонкослоистыми гематитовыми джеспилитами, содержащими малорудные кварциты в виде чаштых прослоев мощностью в 1—5 см. В целом для горизонта характерно относительно низкое содержание железа — 18—28%, реже до 35% (по бороздовым пробам на участке верховий р. Шолак).

Довольно многочисленны прослои доломитовых мраморов, но наиболее крупные из них, достигающие в отдельных разрезах мощности более 50 м, группируются на двух стратиграфических уровнях. Наиболее выдержан в разрезе верхний горизонт мраморов, частично окварцованных, описывавшихся (Марков, 1957) как горизонт «брекчиевидных кварцитов». В ряде мест породы этого горизонта сохраняют реликтовые текстуры осадочных, очевидно, карбонатных брекчий. Менее выдержан горизонт мраморов, залегающих выше нижнего пласта (bl_1) железистых кварцитов. Достаточно мощный в южных разрезах, на широте пос. Карсакпай он представлен окварцованными разностями, слагающими пласт мощностью в 1—3 м, и вновь увеличивается до 3—5 м в разрезах в долине р. Боздак и севернее.

Среди мраморов как нижнего, так и верхнего уровня встречаются разности с плохо сохранившимися пластовыми строматолитовыми постройками. Мощность пачки меняется от 250 до 435 м.

В целом болбраунская свита в пределах всего Южного Улутау сохраняет особенности своего строения, что отличает ее от других частей

разреза карсакпайской серии, и границы ее повсеместно определяются однозначно.

Шагырлинская свита

Шагырлинская свита объединяет комплекс порфиритоидов по лавам и туфам базальтового и андезитового состава, кварц-полевошпатовых и кварц-серицитовых blastsаммитовых сланцев, порфириидов и мраморов, залегающий непосредственно выше сланцев и мраморов болбраунской свиты (см. рис. 3). Железистые кварциты в шагырлинской свите известны лишь на юге Карсакпайского синклинория и представлены одним горизонтом, мощность которого не превышает 0,8 м и лишь на крайнем юге района оценивается величинами в 3—4 м.

Выделение этого комплекса в самостоятельную свиту и отнесение его к карсакпайской серии оказалось очень важным для понимания строения серии и ее соотношений с другими сериями докембрия в пределах Карсакпайского района. На севере Карсакпайского синклинория шагырлинская свита относилась частично к верхам бурмашинской свиты, частично к боздакской свите «нижней железорудной серии» (Филатова, 1962). В центральных и южных частях синклинория выходы шагырлинской свиты либо отделялись разрывами от полей распространения карсакпайской серии и рассматривались в составе «нижней железорудной серии», либо отождествлялись с бурмашинской свитой (Марков, 1962).

Установление в 1962 г. согласного налегания толщи порфиритоидов на сланцы болбраунской свиты в долине р. Шагырлы послужило основой для пересмотра структуры Карсакпайского синклинория в его более южных частях, и аналоги шагырлинской свиты были обнаружены практически во всей полосе выходов карсакпайской серии. При сравнении опорных разрезов, составленных для разных частей Карсакпайского синклинория, видно, что шагырлинская свита, как и более древние свиты карсакпайской серии, имеет двухчленное строение (см. рис. 3), причем порфиритоиды тяготеют к низам ее разреза, а верхняя половина сложена blastsаммитовыми сланцами и в меньшей мере, порфириодами и кластопорфириодами. В верхней половине разреза отмечаются невыдержанные прослои мраморов, а в южных частях синклинория — маломощный горизонт железистых кварцитов. Эти особенности строения шагырлинской свиты позволили разделить ее на две пачки, получившие наименования: нижняя — пачка андезитовых и базальтовых порфиритоидов, верхняя — blastsаммитовых сланцев и порфириидов.

Выходы свиты, как правило, значительно удалены к западу от основания серии и тяготеют к полосе сочленения боздакской и карсакпайской серий, где наиболее интенсивно проявлена линейная изоклинальная складчатость, разрывные нарушения, часто встречаются пластовые тела амфиболизированных габбро-диабазов. Все это затрудняет описание ее частных разрезов и их корреляцию. На широте пос. Карсакпай и севернее изучение свиты затрудняется неполнотой разрезов из-за несогласного налегания на ее разные уровни верхних свит боздакской серии (см. рис. 13).

Нижняя пачка — пачка андезитовых и базальтовых порфиритоидов — достаточно полно представлена почти на всем протяжении Карсакпайского синклинория, что позволяет оценивать изменение ее мощности и состава. Верхняя пачка — пачка blastsаммитовых сланцев и порфириидов — в полном объеме известна только на участке долин

рек Дюсембай (широтный изгиб) и Туртулбайсай (см. рис. 4), на остальной площади она представлена небольшими интервалами разреза, сопоставление которых зачастую затруднено из-за значительных фациальных изменений. Контакты нижней и верхней пачек описаны в разрезах, находящихся в пределах участка от верховий р. Шолак на юге до долины р. Дюсембай (на широте зимовки Бурмаша) на севере. Только на крайнем севере этого участка в естественных обнажениях устанавливается верхняя граница свиты и ее контакт с вышележащей биитской.

К северу от широтного изгиба р. Дюсембай (см. рис. 4) обнажения верхней пачки свиты отсутствуют вплоть до долины р. Шагырлы. В долине р. Шагырлы верхняя пачка шагырлинской свиты составляет ядро антиклинальной складки, западное крыло которой перекрыто девоном, а восточное крыло и северная периклиналь — породами боздакской серии. Таким образом, в северной части синклиория выходы верхней и нижней пачек шагырлинской свиты разобщены и первая представлена лишь своей средней частью. Ее сопоставление с опорными разрезами приводится здесь только на основании литологического сходства.

Шагырлинская свита согласно залегает на породах болбраунской свиты, хотя ее разрез содержит признаки многочисленных внутренних перемыслов — внутриформационные конгломераты на разных уровнях — и в ней впервые отмечаются вулканогенные породы, излившиеся в наземных условиях.

Граница с болбраунской свитой проводится по основанию пачки базальтовых порфиритоидов выше филлитов и кварц-серицитовых сланцев. Этот контакт хорошо проявлен в долине р. Шагырлы и севернее вплоть до верховий р. Балта. В центральной зоне Карсакпайского синклиория налегание порфиритоидов шагырлинской свиты на сланцы и мраморы болбраунской свиты устанавливается на участке к северу от пос. Карсакпай (см. рис. 13) и в верховьях р. Керегетас (см. рис. 12). На юге Карсакпайского синклиория налегание шагырлинской свиты на болбраунскую установлено в верховьях р. Жаркудук и руч. Осан-Жийде, а также на периклинали и крыльях антиклинальной складки в 1,5 км к северу от фермы в верховьях р. Шолак.

Граница с биитской свитой в опорном разрезе на участке широтного изгиба долины р. Дюсембай проведена по основанию первого мощного (90 м) горизонта базальтовых порфиритоидов, лежащих выше толщи бластопсаммитовых сланцев и кластопорфиридов, содержащих рассеянную гальку железистых кварцитов.

В отличие от более древних свит карсакпайской серии шагырлинская свита очень изменчива по своему составу и не содержит маркирующих горизонтов, выдержанных в пределах всего синклиория. Сопоставление разобщенных разрезов свиты зачастую осуществимо только при подробном изучении ее выходов на площади, позволяющем устанавливать направленность в ее изменениях по латерали.

Пачка базальтовых и андезитовых порфиритоидов

Нижняя пачка шагырлинской свиты объединяет толщу порфиритоидов по лавам и туфам базальтового и андезитового состава, иногда заключающую прослой порфиридов, бластопсаммитовых сланцев и линзы конгломератовых сланцев. Эта толща тесно связана в своем распространении с болбраунской свитой, занимая по сравнению с последней несколько меньшую площадь. Структурно она приурочена к западным частям Карсакпайского синклиория и составляет либо ядра неглубоких

синклиналей, крылья которых сложены болбраунской свитой, либо крылья более крупных синклиналей, в ядрах которых обнажены более высокие члены разреза карсакпайской серии и белеутинская серия.

В северных частях Карсакпайского синклинория, вплоть до широты верхний р. Бурмаша выходы пачки приурочены к одной полосе, в которой пачка с востока на запад надстраивает разрез болбраунской свиты. Южнее (см. рис. 4) выходы нижней пачки шагырлинской свиты приурочены к нескольким полосам, отражающим наличие узких протяженных (шириной около 1 км) складок. В междуречье Дюсембая и Туртулбайсая выходы пачки приурочены к ядру антиклинали, на восточном крыле которой обнажены верхняя пачка шагырлинской и большая часть вышележащей биитской свиты. На левом берегу руч. Осан-Жийде и южнее нижняя пачка шагырлинской свиты приурочена к западному крылу крупной синклинали и обнажена в виде единой полосы.

Наиболее полные и представительные разрезы порфиритоидной пачки описаны в северных частях карсакпайского синклинория, где она развита наиболее широко. В южных частях синклинория пачка имеет полный разрез, однако условия обнаженности позволяют описать ее только по одному пересечению. В центральной части синклинория порфиритоидная пачка слагает разобщенные выходы небольшой площади и представлена только своими нижними частями.

Северная зона. На севере района порфиритоидная пачка шагырлинской свиты обнажена в долине правого притока р. Кентексай, в верховьях р. Боздак, вдоль западного склона гор Караадыр, на широте зимовки Надырбай и севернее до широты горы Боздак. Обширные поля выходов пачки протягиваются от правого берега р. Боздак к северу от горы Боздак до широты гор Арыстантау (см. рис. 5). В большинстве перечисленных участков пачка обнажена в виде изолированных выходов в тектонических блоках и представлена небольшими интервалами разреза. Лишь на широте зимовки Надырбай и к северо-северо-востоку от р. Боздак порфиритоидная пачка обнажена в относительно полном объеме на крыле синклинальной складки.

Наиболее полный разрез пачки устанавливается на правом берегу р. Шагырлы в ее верховьях, где на филлитах и сланцах болбраунской свиты согласно залегают (аз. пд. $280^\circ \angle 70-80^\circ$):

Мощность, м

1. Зеленые сланцы, порфиритоиды по туфам, реже лавы андезитового и базальтового составов. Пачка обнажена плохо и состав ее устанавливается по редким высыпкам щебня 200
2. Порфиритоиды по лавам андезитового состава 30
3. Конгломератовые сланцы. Гальки (от мелких до валунов) — распределены неравномерно: прослои в 0,3—1 м, переполненные гальками, перемежаются прослоями сланцев в 0,1—0,5 м, содержащими единичные гальки или лишенные их 40

Размер галек — от долей сантиметра до 0,5 м. Гальки размером до 1—3 см сложены кварц-серицитовыми сланцами, порфиритоидами андезитового состава и эпидозитами, розовато-белыми, реже коричнево-серыми кварцитами по мраморам, порфиритоидам. Среди последних встречаются порфиритоиды по кварцевым порфирам и порфириды липарито-дацитового состава. Единичные гальки представлены слабо-рудными железистыми кварцитами и бластосаммитовыми серицитовыми кварцитами, гранит-порфирами.

Гальки размером от 3 до 5—10 см сложены кварцитами по мраморам, жильным кварцем, розовато-серыми порфиритоидами по кварце-

вым порфирам. Среди них отмечаются угловатые и слабоокатанные обломки.

Валуны размером более 10 см сложены кварцитами по мраморам и порфириоидами по розовато-серым кварцевым порфирам. Они хорошо окатаны и тяготеют к верхам разреза.

Цемент конгломератов — blastsаммитовые и blastsгравелитовые сланцы, с примесью вулканокластического материала, переходящие в отдельных прослоях в литокристаллокластические туфы липарито-дацитового состава.

Мощность, м

- | | |
|---|----------|
| 4. Метаморфизованные пепловые и кристаллокластические туфы липаритового состава, кварцевые порфиры | 20 |
| 5. Порфиритоиды по туфам и лавам андезито-базальтового состава | 60 |
| 6. Порфиритоиды по лавам базальтового состава, с миндалекаменной текстурой. Пачка содержит прослой метаморфизованных агломератовых туфов с бомбами (до 0,8 м в поперечнике) | 100 |
| 7. Метаморфизованные туфы и переотложенные туфы андезито-базальтового состава с прослоями кристаллокластических и пепловых туфов липарито-дацитового состава (до 1 м) в верхней части | 180 |
| 8. Порфиритоиды по миндалекаменным порфиритам | 100 |
| 9. Кварц-серицитовые сланцы и филлиты | 25 |
| 10. Пачка миндалекаменных порфиритоидов с прослоями кварц-серицитовых сланцев (по ксенолитам в серии тел амфиболизированных габбро-диабазов) | 170 |
| 11. Кварц-серицитовые blastsаммитовые сланцы с прослоями порфиритоидов | 150 |
| 12. Порфиритоиды по мелкообломочным туфам и туффитам основного состава | более 70 |

Суммарная мощность нижней пачки шагырлинской свиты в приведенном разрезе превышает 1145 м.

В 3 км севернее средней части разреза отмечены невыдержанные прослои (1—2 м) красновато-серых и розовато-серых кварцевых порфиров и быстро выклинивающиеся пласты валунных конгломератов с галькой и валунами (до 0,5 м в поперечнике) этих же кварцевых порфиров, а также прослой blastsаммитовых кварц-полевошпатовых сланцев с рассеянной галькой слоборудных железистых кварцитов, окварцованных мраморов и кварцевых порфиров.

Горизонт порфириодов (сл. 4) прослеживается на север до гор Арыстантау (см. рис. 5) и позволяет сопоставлять разрезы, описанные севернее р. Шагырлы, с опорным. Этот горизонт изменчив по мощности и составу. На правом берегу р. Шагырлы он местами выклинивается, местами увеличивается до 30—40 м. В его строении принимают участие главным образом кристаллокластические и пепловые туфы липаритового состава, но отмечаются и флюидалльные лавы в прослоях небольшой мощности, а также игнимбриты. На водоразделе рек Балта и Шагырлы помимо порфириодов липаритового состава в горизонте отмечались прослои метаморфизованных вулканитов более основного состава — до андезито-дацитов. Цвет пород, слагающих горизонт, меняется от светлосерого и зеленовато-серого до темного красновато-серого и фиолетовосерого, но обычно преобладают породы красноватых оттенков.

Южнее долины р. Шагырлы пачка имеет строение, сходное с описанным. Она сложена преимущественно андезитовыми и базальтовыми порфиритоидами с прослоями порфиритоидов и blastsаммитовых сланцев, часто с галькой кварцитов и порфириодов. Мощность горизонтов порфириодов, отвечающих сл. 4 в приведенном выше разрезе, по-

степенно растет и на широте зимовки Надырбай достигает 120 м. Среди них преобладают метаморфизованные крупнозернистые кристаллокластические туфы, а также туфобрекчии и игнимбриты.

Южная зона. На юге Карсакпайского рудного района пачка порфиритоидов обнажена от широты среднего течения р. Шолак и севернее до верховий р. Жаркудук. Пачка обнажается в пределах протяженной полосы, обрамляющей с запада выходы болбраунской свиты. Под покровом кайнозойских отложений эта полоса уверенно прослеживается по данным магнитометрии и гравиметрии.

Порфиритоиды, слагающие пачку мощностью около 700—800 м, подстилаются и перекрываются кварц-серицитовыми и кварц-полевошпатовыми сланцами. Порфиритоиды резко отличаются от сланцев по физическим свойствам — их магнитная восприимчивость оценивается величинами $60\text{--}7900 \cdot 10^{-6}$ СГСМ, а плотность величинами около 3 г/см^3 . Магнитная восприимчивость сланцев составляет $19\text{--}20 \cdot 10^{-6}$ СГСМ, а их плотность — $2,65\text{--}2,70 \text{ г/см}^3$ (Рабкина, Розанов, Уразаев, Ялскурт, 1971). Благодаря этому поля распространения порфиритоидной пачки выражаются положительными аномалиями на картах изолиний первой и второй производных силы тяжести и магнитометрических картах. На последних с порфиритоидами нижней пачки связаны устойчивые аномалии со значениями от 50—100 до 1000 гамм. Результаты интерпретации данных гравиметрических и магнитометрических исследований подтверждаются картировочным бурением.

Помимо этой полосы пачка слагает ряд разобщенных выходов в тектонических блоках и ядрах синклинальных складок. Полный разрез пачки описан в верховьях руч. Осан-Жийде, где на верхах болбраунской свиты, выше филлитов, перекрывающих горизонт железистых кварцитов «bl₃», согласно залегают (снизу вверх, аз. пд. $260^\circ \angle 60\text{--}65^\circ$):

Мощность, м

1. Порфиритоиды по лавам с подчиненными горизонтами тонкопелосчатых порфиритоидов по туфам базальтового состава . . . 180
2. Порфиритоиды по туфам базальтового состава с неустойчивыми горизонтами метаморфизованных пепловых туфов дацитового состава, базальтовых порфиритов и левобрекчий . . . 240
3. Желтовато-серые порфиритоиды по литокристаллокластическим туфам андезитового состава . . . 175
4. Порфиритоиды по афировым базальтовым порфиритам с реликтовой миндалекаменной и флюидалной текстурой . . . 55
5. Порфиритоиды по туфам базальтового состава с горизонтами агломератовых туфов и прослоями (до 0,1 м) микрокварцитов 40
6. Порфиритоиды по лавам андезитового состава с реликтовой порфириковой структурой. В верхней части — порфиритоиды по туфам андезитовых и базальтовых порфиритов с прослоями (до 0,3 м) красновато-серых порфиритоидов по кристаллокластическим туфам андезито-дацитового состава . . . 150

Мощность порфиритоидной пачки в приведенном разрезе около 840 м. Южнее и севернее верховий руч. Осан-Жийде нижняя пачка шагырлинской свиты в полном объеме не обнажена.

В долине р. Шолак и по ее правым притокам низы шагырлинской свиты сложены порфиритоидами по лавам андезито-базальтового состава, мощность которых оценивается в 200 и более метров. Верхи пачки на этой широте представлены метаморфизованными туфами и туф-фитами базальтового состава с прослоями порфиритоидов миндалекаменной текстуры.

В верховьях руч. Жаркудук из-за разрывного нарушения из разреза пачки выпадает ее средняя часть. Видимые интервалы разреза сложены: в низах — порфиритоидами по туфам и лавам базальтового состава (150 м), в верхах — порфиритоидами по миндалекаменным андезитовым порфиритам (150 м). Западнее скважинами вскрыты афировые порфиритоиды базальтового состава, характеризующие нижнюю треть разреза пачки.

Центральная зона. В центральной зоне порфиритоидная пачка представлена в неполном объеме — в долине р. Дюсембай обнажены лишь самые ее верхи, а севернее — нижняя часть мощностью не более 400 м.

На водоразделе рек Туртулбайсай и Дюсембай (см. рис. 4, 14) в ядре синклинали, на крыльях которой обнажены породы кварцито-сланцевой пачки болбраунской свиты, залегают (снизу вверх, аз. пд. $265^\circ \angle 70^\circ$):

Мощность, м

1. Порфиритоиды по базальтовым лавам миндалекаменного строения, кристаллокластическим туфам и туффитам того же состава. Преобладают порфиритоиды по туфам 200
2. Порфиритоиды по кристаллическим туфам липарито-дацитового состава, кластопорфиroidы и blastopсаммитовые кварц - полевошпаты в сланцах более 100

Видимая мощность порфиритоидной пачки здесь составляет около 300 м. Севернее в ядре той же складки установлены небольшие по площади выходы порфиритоидов, залегающих выше сланцев и мраморов болбраунской свиты. Порфиритоиды представлены миндалекаменными разностями базальтового состава и иногда включают прослойки кластопорфиroidов.



Рис. 14. Схематическая геологическая карта участка водораздела рек Дюсембай и Туртулбайсай.

1 — порфиритоиды болбраунской свиты; 2 — сланцы с железистыми кварцитами болбраунской свиты; 3 — порфиритоиды шагырлинской свиты; 4 — полевошпатовые сланцы шагырлинской свиты; 5 — амфиболизированные габбро-диабазы; 6 — разрывные нарушения

Севернее пачка обнажена в среднем течении р. Карасай (правый приток р. Керегетас) и вдоль западного фланга месторождений Болбраун и Керегетас (см. рис. 12).

В долине р. Карасай и на водоразделе рек Карасай и Керегетас пачка приурочена к тектоническому блоку. Обнажающиеся здесь порфиритоиды отвечают, скорее всего, ее средней части. Породы смяты в узкие опрокинутые на восток складки, прорваны многочисленными телями габбро-диабазов, и описать разрез по этому пересечению не представляется возможным. Пачка здесь сложена базальтовыми порфиритоидами по миндалекаменным лавам, кристаллокластическим и лапиллиевым туфам, заключающими прослой (или прослой) бластопсаммитовых сланцев с рассеянной галькой темно-серых бластопсаммитовых кварцитов и жильного кварца.

Далее к северу, вдоль левого берега р. Керегетас, западнее выходов брекчиевидных кварцитов болбраунской свиты на выветрелых кварц-серицитовых сланцах и филлитах согласно залегают метаморфизованные спилитовые лавы и туфы базальтового состава мощностью в 300 м. В верхах толща содержит линзовидные прослой конгломератовых сланцев с галькой порфиритоидов, порфириоидов, кварцитов. В конгломератах опознаются, по данным Л. И. Филатовой, гальки порфириоидов аралбайской серии; галька кварцитов и порфиритоидов принадлежит, очевидно, породам карсакпайской серии.

На участке пос. Карсакпай — р. Кензас (см. рис. 13) порфиритоидная пачка залегает на болбраунской свите, обрамляя ее с запада. Пачка перекрыта конгломератовыми сланцами карсакпайской свиты (боздакская серия), которые залегают с размывом и небольшим азимутальным несогласием. Видимая мощность низов шагырлинской свиты не превышает здесь 200—250 м. Свита сложена миндалекаменными порфиритоидами базальтового состава, заключающими невыдержанные прослой мелкозернистых бластопсаммитовых кварц-серицитовых сланцев.

Пачка бластопсаммитовых сланцев и порфириоидов

Верхняя пачка шагырлинской свиты распространена ограниченно. Ее полный разрез известен только на участке, прилегающем к долинам рек Туртулбайсай и Дюсембай. В более южных областях Карсакпайского синклинария в естественных выходах известны лишь самые низы пачки, а на крайнем севере (р. Шагырлы) она слагает небольшой по площади участок, изолированный от основного поля распространения карсакпайской серии. На участке протяженностью около 100 км — от правого берега р. Дюсембай до долины р. Шагырлы — верхняя пачка шагырлинской свиты не известна.

Центральная зона. Верхняя пачка шагырлинской свиты обнажена в полном объеме в обрывах правого берега р. Дюсембай в 4,5 км западнее устья р. Бурмаша, где она согласно залегает на нижней пачке, слагая восточное крыло антиклиналя (см. рис. 4). Здесь выше миндалекаменных порфиритоидов залегают (аз. пд. $90^\circ \angle 50^\circ - 60^\circ$):

Мощность, м

1. Кварц-серицитовые и кварц-полевошпат-серицитовые сланцы, бластопсаммитовой структуры, серебристо-серые, тонколистовые, с тонкими (десять сантиметров) прослоями порфириоидов по туфам кислого состава . 30
2. Туфобрекчии с остроугольными обломками размером от 0,5 до 2 см разнообразных сланцев и жильного кварца, вверх по разрезу переходящие в порфиритоиды по туфам, имеющим пятнистую зеленую окраску и линзовидно-полосчатую текстуру . 3,5

- | | |
|---|-----|
| 3. Кварц-полевошпат-серицитовые сланцы, тонкослоистоватые | 50 |
| 4. Порфириоиды по туфам кислого состава, розовато-серые | 25 |
| 5. Полевошпат-серицит-кварцевые и кварц-полевошпат-серицитовые сланцы, светло-серые, имеющие бластопсаммитовую структуру и реликтовую неслоистую текстуру, с линзами мраморов размером 150 м×1,7 м | 30 |
| 6. Порфиритоиды по лавам кислого состава, розовато-серые | 12 |
| 7. Кварц-полевошпат-серицитовые сланцы с бластопсаммитовой структурой, в верхней части прослой порфириоидов по туфам (мощность 10 м) | 65 |
| 8. Порфиритоиды с редкими линзами, обогащенными эпидотом, содержат прослой порфириоидов с флюидалной текстурой | 25 |
| 9. Кварц-серицитовые сланцы с прослоями кварц-серицит-хлоритовых сланцев, серебристо-серые, тонколистоватые, переходящие вверх по разрезу в серицит-полевошпат-кварцевые сланцы с бластопсаммитовой структурой и реликтовой слоистой текстурой, которая подчеркивается тонкими (до 1 мм) прослоями, обогащенными зернами магнетита. Отдельные прослои содержат рассеянную мелкую гальку железистых кварцитов ¹ . В верхней части появляются прослой филлитов мощностью 2—5 м | 140 |
| 10. Полевошпат-кварц-серицитовые сланцы с прослоями порфириоидов по туфам | 70 |

Выше согласно залегают порфиритоиды биитской свиты. Мощность пачки в приведенном разрезе около 450 м. Сходный разрез устанавливается южнее, в долине р. Туртулбайсай.

Южнее, в верховьях руч. Жаркудук, обнажены только низы пачки бластопсаммитовых сланцев и порфириоидов. Мощность ее составляет здесь около 200 м. На левом берегу ручья, в 9 км южнее долины р. Туртулбайсай, в низах пачки появляется маломощный прослой железистых кварцитов (около 0,5 м) и невыдержанные прослой мраморов.

Появление карбонатных и кремнистых пород в разрезе сопровождается уменьшением зернистости бластопсаммитовых сланцев — в низах пачки появляются микрозернистые серицит-альбитовые сланцы. Как будет показано дальше, в южной зоне эти породы преобладают в видимой части разреза пачки.

Южная зона. В южной зоне выходы верхней пачки тесно связаны с нижней, обрамляя ее с запада в виде узкой полосы, которая лишь в верховьях руч. Осан-Жийде расширяется до 800 м. На этом участке на порфиритоидах нижней пачки согласно залегают (аз. пд. $260^\circ \angle 50^\circ$):

Мощность, м

- | | |
|---|----|
| 1. Голубовато- и зеленовато-серые тонколистовые микрозернистые кварц-альбит-серицитовые сланцы с прослоями бластопсаммитовых сланцев и горизонтом (2,5 м) железистых кварцитов в кровле | 40 |
| 2. Голубовато- и зеленовато-серые тонкослоистые метаморфизованные туфы дацитового состава, полосчатые | 50 |
| 3. Серицит-кварц-альбитовые сланцы с бластогравелитовой структурой, в средней части — горизонт (1—3 м) коричневатых-серых | |

¹ Галька плоская, плохо окатанная, имеет форму пластинок (иногда полигональных) размером не выше 2—3 см при толщине в 0,5—3 мм. Пластины ориентированы по слоистости. Несомненно, что источник сноса находился в непосредственной близости от области накопления, и, возможно, размыву подвергались прослой железистых кварцитов, принадлежащих разрезу шагырлинской свиты. Это объяснило бы отсутствие железистых кварцитов в разрезах свиты севернее верховий руч. Жаркудук.

мраморов. Среди сланцев отмечен прослой конгломератов с мелкой (1—3 см, реже до 5 см) галькой тонколистовых blastopellicular кварц-серицитовых и кварц-полевошпатовых сланцев, филлитов, бурых мраморов и гранитоидов 70

Мощность верхней пачки шагырлинской свиты в данном разрезе более 160 м.

Южнее верхняя пачка шагырлинской свиты обнажена в виде узкой полосы в верховьях р. Шолак. Пачка сложена микрозернистыми серицит-альбитовыми сланцами, и ее видимая мощность здесь не превышает 50—60 м (верхняя часть пачки срезается разрывом). Важно отметить, что на этом участке железистые кварциты в низах пачки достигают мощности в 5—8 м (эти цифры, скорее всего несколько завышены из-за мелкой дисгармоничной складчатости). На этом участке горизонт железистых кварцитов слагает рудные тела шириной до 20 м. Горизонт железистых кварцитов в разрезах шагырлинской свиты устанавливается, таким образом, на участке от верховий руч. Жаркудук до ее крайних южных выходов (западнее фермы Шолак). Мощность горизонта сокращается в северном направлении от 5—8 м до долей метра, и в долине р. Туртулбайсай в разрезе свиты он отсутствует.

В направлении с юга на север меняется и состав горизонта. По данным Г. В. Жукова, западнее р. Шолак он имеет двучленное строение — его нижняя половина сложена гематитовыми тонкослоистыми джеспилитами, а верхняя — магнетитовыми кварцитами, содержащими, помимо кварца и магнетита, стильпномелан и серицит. Следует отметить, что контакт между двумя частями горизонта резкий, и прослоев смешанного состава не наблюдается.

Гематитовые кварциты имеют тонкослоистую текстуру, обусловленную чередованием красновато-серых рудных прослоев (20—40 мм) и более светлых красновато-бурых малорудных прослоев (8—20 мм). Первые сложены гематитом (50%), зерна которого имеют размер 0,001—0,003 мм и часто образуют сростки неправильной формы (0,02—0,4 мм), и кварцем (50%). Зерна магнетита редки и представлены правильными кристаллами (0,04—0,05 мм), размещенными в кварцевых двориках. Зерна кварца имеют неправильную форму, размеры их 0,005—0,010 мм.

В малорудных прослоях содержание окислов железа не превышает 10%. Гематит не образует сростков, а группируется в тонкие линзы, придающие прослоям линзовидно-слоистую текстуру. Иногда в малорудных прослоях отмечаются округлые обособления (до 0,5 мм), в которых центральные части сложены кварцем, а мелкие зерна гематита слагают внешнюю оболочку.

Стильпномелан-магнетитовые кварциты из верхов горизонта имеют зеленовато-черный цвет и неяснослоистую текстуру. Магнетит составляет 35—45% породы, реже его содержание поднимается до 75—80%. Он слагает идиоморфнозернистые кристаллы размером от 0,20 до 0,15 мм, а в верхах прослоя — до 0,30 мм. Стильпномелан образует таблитчатые выделения размером до 0,25 мм.

В серицит-магнетитовых разностях серицит образует чешуйки длиной 0,10—0,15 мм. Стильпномелановые и серицитовые железистые кварциты в разрезе разобщены и слагают самостоятельные прослои.

Севернее, в долинах руч. Осан-Жийде и Жаркудук, верхняя магнетитовая часть горизонта выклинивается. В гематитовых джеспилитах содержание гематита составляет 40—45%, в малорудных прослоях — 10—20%. В последних часты нарушения слоистости в виде мелких лежащих складок и размыва отдельных слоев. К участкам размыва

бывают приурочены обособления (0,04—0,06 мм), имеющие зональное строение — ядро, сложенное мелкими зернами (0,001 мм) гематита, окружается кварцевой оболочкой, которая в свою очередь окружена зернистым гематитом.

Северная зона. Верхняя пачка в северной части Карсакпайского района развита лишь в долине р. Шагырлы на восточном склоне гор Барак. Здесь на восточном крыле антиклинальной складки обнажены:

- | | |
|--|-----------|
| 1. Кварц-полевошпат-серицитовые сланцы с отчетливой blastsammitовой структурой и слоистой текстурой, содержащие рассеянную мелкую гальку жильного кварца | более 100 |
| 2. Блестсаммитовые и блестгравелитовые сланцы кварц-альбит-серицитового состава, отдельные прослои которых содержат рассеянную гальку железистых кварцитов и порфиритов; среди сланцев — единичные прослои (1—2 м) порфиритоидов по туф-фитам основного состава | 120 |
| 3. Порфиронды по туфам, реже лавам липаритового состава, пестроокрашенные, с прослоями blastsamмитовых кварц-полевошпатовых сланцев и порфиритоидов по туф-фитам основного состава. Преобладают тонкослоистые порфиронды по пепловым и кристаллокластическим туфам | 50 |
| 4. Порфиритоиды по тонкообломочным туфам базальтового состава | 60 |

Выше залегают конгломератовые сланцы боздакской серии. Видимая мощность пачки в приведенном разрезе превышает 320 м. Сходная последовательность в напластовании устанавливается и на северной периклинали рассматриваемой складки. На правом берегу р. Шагырлы вдоль восточного склона гор Барак обнажены в той же последовательности blastsamмитовые сланцы и порфиронды, которые перекрываются конгломератовыми сланцами белкудукской свиты. Максимальная мощность пачки в северной зоне достигает 520—550 м. Описанная часть разреза разбита с выходами нижней пачки шагырлинской свиты, и основанием для ее отнесения к верхней пачке служит сходство приведенного разреза с разрезом по р. Дюсембай (см. выше).

Таким образом, к шагырлинской свите отнесен комплекс метаморфизованных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, согласно залегающий на кварц-серицитовых сланцах, филлитах и мраморах болбраунской свиты. Как и более древние свиты карсакпайской серии, шагырлинская свита имеет двухчленное строение, отличаясь от них более пестрым составом вулканитов и преобладанием грубо- и крупнозернистых разностей среди первичнотерригенных пород верхней пачки.

В разрезах нижней пачки повсеместно преобладают метаморфизованные лавы и туфы базальтового и андезитового состава, однако, в отличие от болбраунской и бурмашинской свит, она содержит значительное количество (до 25%) вулканитов дацитового и липаритового состава. Последние наиболее широко проявлены в северных частях Карсакпайского синклинория, где тяготеют к низам разреза и часто несут признаки наземных условий накопления. Вулканиты кислого и среднего составов сопровождаются обычно невыдержанными прослоями blastsamмитовых сланцев и конгломератов, часто валунных.

Севернее пос. Карсакпай горизонты конгломератов замещаются пачками туфов липаритового и липарито-дацитового состава, заключающими прослои игнимбритов. В среднем течении р. Боздак количество вулканитов кислого состава в низах пачки максимально (до 160—180 м), а порфиритоиды представлены преимущественно андезитовыми разностями.

На водоразделе рек Боздак и Шагырлы количество кислых вулканогенных пород сокращается, ими сложен выдержанный горизонт, который практически без перерывов прослеживается до крайних северных частей Карсакпайского синклинория. Состав пород, слагающих этот горизонт, отличается пестротой — от липаритовых лав и туфов до гороховых андезитовых лав. Горизонт содержит линзы терригенных пород, включающих конгломераты — от мелкогалечных до валунных. Выше в порфиритоидных отложениях отмечается еще один уровень порфириидов, которые слагают линзовидные прослои небольшой мощности. К этому уровню также приурочены прослои конгломератов.

В нижних конгломератах гальки и валуны сложены розовато-белыми кварцитами по мраморам, происходящими, возможно, из болбраунской свиты, а также порфиритоидными, сходными с местными шагырлинскими, сочетающимися в разрезе с конгломератами. Единичные гальки сложены порфиритоидными липарито-дацитового состава из аралбайской серии. В мелкой гальке присутствуют порфиритоиды по туфам андезитового и дацитового составов с реликтами интерсертальной структуры из низов шагырлинской свиты, слабобудные железистые кварциты, вероятно, болбраунской свиты, а также бластопсаммитовые серицитовые кварциты, возможно, из нижней кентексайской свиты аралбайской серии. В единичной гальке отмечен гранит-порфир с мелкозернистой бластической основной массой и вкрапленниками плагиоклаза.

Конгломераты верхнего стратиграфического уровня представлены главным образом крупногалечными и валунными разностями. Так же, как и в нижнем горизонте, они сочетаются с краснокаменными порфиритоидными. Эти же порфиритоиды составляют большую часть обломочного материала конгломератов. Мощность порфиритоидной пачки превышает 1030 м.

Показателен и состав верхней пачки, которая сложена метаморфизованными туфами и туфопесчаниками кварц-полевошпатового состава с прослоями дацитовых кристаллокластических и пепловых туфов, линзами внутриформационных конгломератов, несущих рассеянную гальку мраморов, железистых кварцитов, филлитов и сланцев карсакпайской серии, а в ряде мест — мелкую гальку гранитоидов. Пачка включает также невыдержанные маломощные прослои мраморов, порфиритоидов и горизонт железистых кварцитов вблизи основания. Последний устанавливается в разрезах южнее водораздела рек Туртулбайсай и Жаркудук, к северу от него горизонт выклинивается, причем одновременно характерные для юга пепловые туфы и туффиты в основании пачки замещаются развитыми в долине р. Дюсембай среднезернистыми бластопсаммитовыми сланцами, несущими шлих магнетита и рассеянную плоскую гальку безрудных и железистых кварцитов. На севере в долине р. Шагырлы выходы верхней и нижней пачек разобщены, наблюдаемый там разрез верхней пачки сходен с южными разрезами (р. Дюсембай), отличаясь от них наличием мощных пачек порфириидов по туфам липаритового состава. Мощность верхней пачки оценивается в 400—500 м.

Таким образом, шагырлинская свита, помимо сходства с нижними свитами — двухчленное строение, близкий состав — несет и ряд признаков существенного отличия (см. рис. 3):

1. В разрезе свиты помимо базальтовых порфиритоидов, определявших состав бурмашинской и болбраунской свит, в большом количестве появляются порфиритоиды андезитового состава и порфирииды.

2. Нарушается строгое разделение в разрезе первичноосадочных и первичновулканогенных пород — в шагырлинской свите нижняя пачка часто содержит первичнообломочные породы, а верхняя пачка — в боль-

шом количестве первичновулканогенные. В некоторых разрезах верхней пачки первичноосадочные породы в значительной мере замещаются туф-фитами и туфопесчаниками.

3. В разрезе шагырлинской свиты впервые отмечаются порфириоиды по лавам и туфам, накопившимся в наземных условиях и ассоциирующихся с грубообломочными породами — конгломератами.

4. Шагырлинская свита содержит большое количество конгломератовых сланцев, которые в более древних свитах карсакпайской серии были исключительно редки. Анализ обломочного материала конгломератов показывает, что в эпоху накопления шагырлинской свиты определяются области размыва и сноса, находившиеся восточнее Карсакпайского синклинория. В гальках конгломератов разных стратиграфических уровней помимо пород шагырлинской свиты опознаются порфириоиды и кварциты аралбайской серии, а также мраморы и железистые кварциты более древних свит карсакпайской серии. В то же время единичные гальки гранитов характеризуют появление источника сноса обломочного материала, расположенного, скорее всего, к западу от Карсакпайского синклинория. Этот источник сноса более интенсивно проявлял себя в эпоху накопления биитской свиты (см. ниже) и более молодых серий — майтюбинской, боздакской, белеутинской (Филатова, Япаскурт, 1971).

5. Изменения в строении шагырлинской свиты подчиняются следующей закономерности. С юга на север в ее разрезе возрастает роль порфириоидов и первичнообломочных пород, в том числе и конгломератов. На крайнем севере синклинория в свите появляются порфириоиды и конгломераты, накапливавшиеся в наземных условиях. Железистые кварциты в разрезе серии отмечаются только на юге, в ассоциации с мелкозернистыми сланцами серицит-альбитового состава.

Биитская свита

Биитская свита сложена порфиритоидами базальтового состава, порфириоидами по туфам липарит-дацитового состава, кластопорфироидами и blastopсаммитовыми сланцами кварц-полевошпатового состава, микрозернистыми серицит-альбитовыми сланцами. Свита содержит прослой и небольшой мощности линзы конгломератовых сланцев, мраморов, филлитов и железистых кварцитов.

Как и более древние свиты карсакпайской серии, биитская свита имеет двухчленное строение — порфиритоиды базальтового состава слагают нижнюю часть ее разреза, а серицит-альбитовые и кварц-полевошпатовые сланцы с прослоями порфириоидов приурочены к ее верхам. Прослой железистых кварцитов ассоциируют с первичноосадочными породами и сконцентрированы в верхней пачке свиты.

Биитская свита широко распространена на юге Карсакпайского синклинория. В долинах рек Дюсембай и Туртулбайсай ее выходы приурочены к восточному крылу антиклинальной складки и непрерывной полосой протягиваются в долготном направлении на 10 км (см. рис. 4). Севернее свита разрезана Карсакпайским разрывом.

На водоразделе рек Туртулбайсай и Жаркудук биитская свита перекрыта кайнозойскими отложениями, и ее породы вскрываются скважинами картировочного бурения. На правом берегу руч. Жаркудук она слагает центроклинальное замыкание и крылья раскрывающейся на юг Жаркудукской синклинали (рис. 15). В ядре синклинали биитская свита перекрыта аккииксайской свитой белеутинской серии. На левом

берегу руч. Жаркудук и южнее складка расширяется до 6—7 км, а ее замок осложняется узкими (от 200 м до 1,5 км) линейными складками.

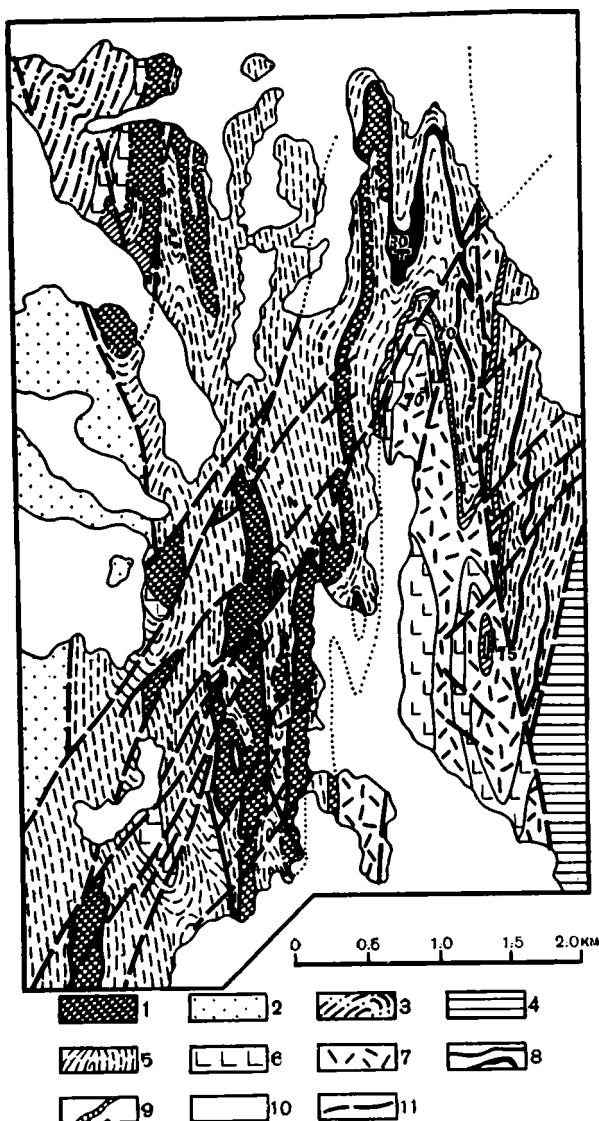


Рис. 15. Схематическая геологическая карта Жаркудуской синклинали (по материалам Ю. А. Зайцева, С. Б. Розанова, О. В. Япаскурта).

1 — амфиболитизированные габбро-диабазы; 2 — кумолинская свита; 3 — полевошпатовые сланцы шагырлинской свиты; 4 — сланцы болбраунской свиты; 5 — серицит-альбитовые сланцы; 6 — порфиритониды; 7 — порфириониды; 8 — железистые кварциты; 9 — микрокварциты горизонта bt_3 ; 10 — кайнозойские отложения; 11 — разрывные нарушения

Верхи биитской свиты, слагая западное крыло синклинали и ядра осложняющих ее антиклиналей, образуют несколько прерывистых парал-

лельных полос шириной от 1,5 км до 300 м, вытянутых в долготном направлении (рис. 16).

К югу от руч. Осан-Жийде (см. рис. 16) биитская свита обнажена в узкой (около 1,5 км) полосе вдоль Карсакпайского разрыва, приуроченной к западному крылу Жаркудукской синклинали, а на широте верховий р. Шолак эта полоса срезается разрывами север-северо-западного простирания. Южнее биитская свита вновь появляется в ядрах антиклинальных складок в районе слияния рек Белеуты и Аккииксай и слагает две разобщенные полосы протяженностью около 5 км и шириной до 2,5 км (западная полоса выходов) и до 1 км (восточная полоса). Таким образом, биитская свита известна в пределах участка протяженностью около 50 км и шириной до 7 км.

Верхи карсакпайской серии, выделяемые нами в биитскую свиту, относились М. С. Марковым (1962) к белкудукской свите «нижней железорудной серии». Железорудная толща в южной зоне синклинория расположена западнее выходов шагырлинской свиты и отделена от нее разрывами. Принадлежность этой толщи к карсакпайской серии установлена в 1966—1967 гг., когда в результате комплексных геофизических исследований и картировочного бурения она была прослежена на плохо обнаженном участке, разделяющем южную и центральную зоны синклинория. Эти работы позволили сопоставить «западную» железорудную толщу южной зоны с вулканогенно-осадочной толщей, согласно перекрывающей шагырлинскую свиту в долине р. Дюсембай на участке ее широтного изгиба.

Отнесение «западной» железорудной толщи к карсакпайской серии позволило установить приуроченность практически всех джеспилитов Карсакпайского района к единой формации и их локализацию в пределах одного структурного элемента — Карсакпайского синклинория.

По мощности и особенностям своего строения рассматриваемая

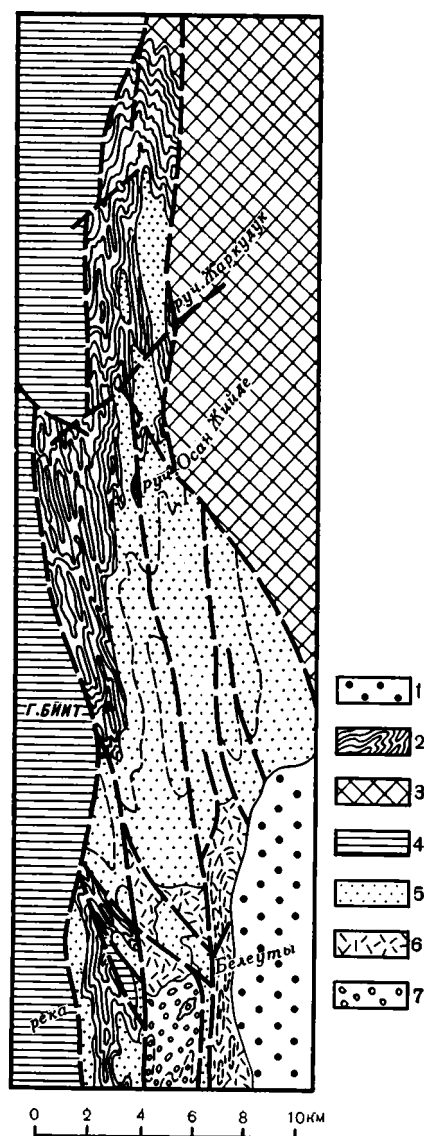


Рис. 16. Выходы биитской свиты и белеутинской серии в южной зоне Карсакпайского синклинория.

1 — палеозойские отложения; 2 — биитская свита; 3 — карсакпайская серия без биитской свиты; 4 — боздакская серия; 5—7 — белеутинская серия: 5 — аккииксайская свита, 6 — шолакская свита, 7 — алтаутнурийская свита

толща сопоставима с более древними свитами карсакпайской серии, что и позволило выделить ее в качестве самостоятельной свиты. Свое название биитская свита получила по горе Биит на правом берегу руч. Шинабай-Жийде (левый приток р. Жийде) и одноименному месторождению железистых кварцитов на этом участке.

Сопоставление разрезов биитской свиты в южных областях Карсакпайского синклиория с опорными разрезами по долинам рек Туртулбайсай и Дюсембай позволило «собрать» полный разрез свиты. Как и более древние свиты карсакпайской серии, биитская свита имеет двухчленное строение, причем нижняя ее часть — пачка порфиритоидов — сложена преимущественно метаморфизованными вулканитами основного состава, а верхняя — пачка микрозернистых серицит-альбитовых сланцев и кварцитов (железорудная) — метаморфизованными первичнообломочными породами и кластопорфиroidами с прослоями железистых кварцитов и мраморов.

Пачка порфиритоидов. Пачка сложена базальтовыми порфиритоидами по лавам и туфам, содержащими прослой порфиroidов по лавам липаритового состава, пепловым и кристаллокластическим туфам, а также пласты blastopсаммитовых сланцев. Мощность около 400—450 м.

Пачка микрозернистых серицит-альбитовых сланцев и кварцитов (железорудная). Пачка объединяет толщу метаморфизованных пепловых туфов андезитового и андезит-дацитового состава, филлитов, кварц-серицитовых сланцев, кварцитов, микрокварцитов, мраморов, железистых кварцитов общей мощностью 350—400 м.

Биитская свита согласно залегает на шагырлинской и перекрыта аккииксайской свитой белеутинской серии, залегающей с размывом и несогласием.

Пачка порфиритоидов

Пачка обнажена на участке, прилегающем к долинам рек Дюсембай и Туртулбайсай (см. рис. 4) и южнее, на правом берегу руч. Жаркудук, где она слагает изолированные выходы в ядре антиклинали (см. рис. 15) и вскрывается скважинами под покровом кайнозойских отложений. Полные разрезы пачки известны в долинах рек Дюсембай и Туртулбайсай (см. рис. 4), где она непосредственно подстилается породами шагырлинской свиты. В береговых обрывах правого берега р. Дюсембай в 2,5 км западнее устья р. Байжан на blastopсаммитовых сланцах шагырлинской свиты залегают (снизу вверх, аз. пд. 90° ∠ 50—60°):

Мощность, м

1. Светло-зеленые порфиритоиды по лавам основного состава с отдельными маломощными горизонтами порфиритоидов по лавобрекчиям и туфам основного состава; на левом берегу р. Дюсембай в кровле порфиритоидной пачки появляются четыре прослоя светло-серых кварц-серицит-полевошпатовых сланцев мощностью по 2,5—3 м, разделенные интервалами порфиритоидов мощностью в 15 м 90
2. Светло-серые порфиroidы по туфам 10
3. Светло-серые кварц-серицит-полевошпатовые сланцы, внизу прослой (5 м) афировых порфиритоидов 50
4. Темно-зеленые порфиритоиды 5
5. Светло-серые кварц-серицит-полевошпатовые сланцы 5
6. Фиолетовые массивные порфиroidы 25

7. Зеленовато-серые порфириоиды с отчетливой флюидалной текстурой	20
8. Кварц-серицит-полевошпатовые сланцы	10
9. Светло-серые мраморы	2,5
10. Зеленые альбит-хлорит-актинолитовые сланцы с маломощными прослоями афировых порфиритоидов	10
11. Розовато-серые мраморы	1,5
12. Темно-зеленые порфиритоиды, тонкоплитчатые	16
13. Тонкое переслаивание зеленых сланцев по туфам основного состава с серицит-полевошпатовыми и серицит-хлоритовыми сланцами	140
14. Темно-зеленые порфиритоиды	35

Мощность пачки порфиритоидов составляет в приведенном разрезе около 420 м. Выше, как установлено горными выработками к югу от описанного пересечения, залегают кварц-альбит-серицитовые сланцы и филлиты верхней пачки.

В 4,5 км южнее в обрывах левого берега р. Туртулбайсай разрез порфиритоидной пачки имеет сходное строение, а мощность ее составляет около 500 м.

Сравнение разрезов по долинам рек Дюсембай и Туртулбайсай позволяет видеть, что на рассматриваемом участке пачка сохраняет мощность и состав без существенных изменений. Меняется (увеличивается к югу) мощность прослоев мраморов (до 25 м) и увеличивается количество прослоев порфиритоидов миндалекаменного строения в ее верхней части. Южнее, на водоразделе реки Туртулбайсай и руч. Жаркудук, в керне скважин нижняя пачка биитской свиты представлена порфиритоидами миндалекаменного строения. Миндалекаменные порфиритоиды слагают и ядро антиклинали на правом берегу руч. Жаркудук (см. рис. 15).

Пачка мелкозернистых серицит-альбитовых сланцев и кварцитов (железорудная)

Верхняя пачка биитской свиты на большей части территории представлена своими верхами. Ее контакт с нижней пачкой устанавливается только в разрезах по долинам рек Дюсембай и Туртулбайсай и на правом берегу руч. Жаркудук. В береговых обрывах рек Дюсембай и Туртулбайсай и на их водоразделе верхняя пачка сложена серицит-хлоритовыми филлитами и кварц-серицитовыми сланцами, обычно сильно измененными в коре выветривания. Видимая мощность пачки на этом участке достигает, очевидно, 150—200 м, однако недостаточная обнаженность не позволяет здесь описать ее послойные разрезы.

На правом берегу руч. Жаркудук на западном крыле синклинали выше миндалекаменных порфиритоидов нижней пачки (см. рис. 15) обнажены (снизу вверх, аз. пд. $90^\circ \angle 70^\circ$):

1. Кварц-серицит-альбитовые сланцы с прослоями blastopseammitovых кварц-полевошпатовых сланцев (последние установлены по скважине)	Мощность, м 50
2. Горизонт красновато-бурых сливных кварцитов	0,5
3. Однообразная толща светлых зеленовато-серых тонкополосчатых мелкозернистых кварц-серицит-альбитовых сланцев	около 250
4. Горизонт железистых кварцитов полосчатой текстуры (bt ₂)	8
5. Кварц-серицит-альбитовые сланцы, прорванные пластовым телом амфиболизированных габбро-диабазов	30
6. Горизонт светлых желтовато-серых микрокварцитов (bt ₃)	3

Мощность верхней пачки биитской свиты в приведенном разрезе около 340 м.

На восточном крыле синклинали и южнее описанного пересечения, на левом берегу руч. Жаркудук, ниже горизонта железистых кварцитов «bt₂» (сл. 4 в предыдущем разрезе) пачка содержит еще один прослой железистых кварцитов — «bt₁».

Южнее долины руч. Жаркудук верхняя пачка биитской свиты повсеместно смята в сложные изоклинальные складки, в которых на дневную поверхность выведена лишь ее верхняя часть. Широкое распространение пластовых тел амфиболизированных габбро-диабазов, смятых в складки с вмещающими породами, затрудняет описание разрезов на этом участке — пластовые тела габбро-диабазов иногда заполняют весь 100—150-метровый интервал между горизонтами железистых кварцитов.

В междуречье Жаркудук и Осан-Жийде видимая часть разреза верхней пачки сходна с приведенным выше. Отличия выражаются в появлении нижнего горизонта железистых кварцитов (bt₁), а в подстилающей толще микрозернистых кварц-серицит-альбитовых сланцев — невыдержанных прослоев мраморов (0,3—0,6 м) и горизонта красновато-бурых слабожелезистых кварцитов. Мощность последнего выдерживается от 0,3 до 1,0 м, и он прослеживается в крайней западной полосе выходов пачки от правого берега руч. Жаркудук до долины руч. Осан-Жийде.

В этой полосе микрозернистые серицит-альбитовые сланцы, подстилающие железистые кварциты нижнего горизонта, содержат невыдержанные прослои бластописаммитовых кварц-полевошпатовых сланцев с рассеянной галькой сливных кварцитов. Галька размером до 5—8 см встречается в элювиальных развалах на ограниченных по ширине и протяженности участках.

В промоинах на правом берегу руч. Осан-Жийде были встречены выветрелые конгломератовые сланцы с мелкой (1—4 см), хорошо окатанной галькой порфиритонидов по туфам из разреза биитской свиты, сферолитовых гранофиров и гранит-порфиров. Более крупная галька и обломки (до 10 см) сложены коричневыми доломитовыми мраморами. Судя по ширине выхода, конгломератовые сланцы имеют мощность около 10—15 м и в разрезе занимают положение в 50—60 м ниже горизонта железистых кварцитов «bt₂».

На участке от долины руч. Жаркудук до района горы Биит (см. рис. 16) лишь железистые кварциты и микрокварциты горизонта «bt₂», слагающие в рельефе гряды, обнажены достаточно хорошо и могут быть прослежены на площади. Наблюдения над мощностью железистых кварцитов показывают, что она с юга на север постепенно увеличивается от 5—6 м до 12 м для верхнего (bt₂) и сокращается для нижнего горизонта (bt₁) — от 10 до 2—3 м. На правом берегу руч. Жаркудук нижний горизонт (bt₁) выклинивается.

Горизонт «bt₃», сложенный микрокварцитами, на этом участке прослеживается в кровле пачки повсеместно. Его мощность меняется от 1 до 3—4 м, увеличиваясь у восточного ограничения выходов пачки, где этот горизонт часто ассоциирует с прослоями окварцованных мраморов и слагает в рельефе широкие гряды.

В долине р. Белеуты, по данным О. В. Япаскурта, видимая часть разреза верхней пачки биитской свиты в обнажениях по береговым обрывам рек Белеуты и Аккииксай и на их водоразделе представлена (снизу вверх):

1. Светлые голубовато-зеленые тонкослоистые порфириоиды по пепловым туфам с линзовидными прослоями порфироидов мощностью от 0,2 до 3 м 50
2. Горизонт железистых кварцитов (bt₁) 11
3. Мраморы желтовато-серые 1
4. Серебристо-серые филлитовидные сланцы с прослоями мраморов; отдельные горизонты сланцев содержат крупные обломки и гальки кварцитов, мраморов и гранитоидов, а также мелкие (до 1,5 см) плоские и угловатые обломки филлитов и сланцев из подстилающих прослоев биитской свиты. Среди гранитоидов в гальке встречены лейкократовые альбитизированные разности — крупнозернистые с гипидиоморфнозернистой структурой и мелкозернистые резко порфировидные около 150
5. Горизонт железистых кварцитов (bt₂), который подстлается маломощным пластом мраморов (около 1 м) и прослоем графитистых серицит-хлоритовых сланцев 5—6
6. Зеленовато-голубые кварц-серицит-полевошпатовые сланцы с реликтовой кривой слоистостью, содержат прослои с мелкой галькой сланцев и филлитов; в нижней части — округлые глыбы (до 2—3 м) и обломки мраморов, некоторые из которых имеют конкреционную природу и образовались вокруг галек 60

Выше несогласно залегают конгломераты аккииксайской свиты. Видимая мощность пачки около 280 м.

В приведенном разрезе горизонт микрокварцитов (bt₃) и кварцитовых сланцев в кровле пачки, по-видимому, срезается несогласно залегающими базальтовыми конгломератовыми сланцами аккииксайской свиты. Разрез пачки на участке, прилегающем к долине р. Белеуты, близок приведенному выше для более северных областей Карсакпайского синклинария. Отличия между ними заключаются главным образом в строении интервала разреза между горизонтами железистых кварцитов. Севернее, в долинах рек Жаркудук и Осан-Жийде, судя по крупным ксенолитам в пластовых телах амфиболизированных габбро-диабазов, этот интервал сложен микрозернистыми серицит-альбитовыми сланцами. На юге он более разнообразен по составу и включает помимо микрозернистых серицит-альбитовых сланцев прослои бластопаппистовых и конгломератовых сланцев.

В разрезе пачки микрозернистых сланцев и кварцитов отмечаются три горизонта пород, выдержанных по площади и выделяемых в качестве маркирующих¹.

Горизонт «bt₁» сложен железистыми кварцитами, в которых в качестве рудных минералов присутствуют магнетит и гематит в меняющихся соотношениях. Преобладают существенно магнетитовые разности.

Железистые кварциты характеризуются двучленной ритмичной слоистостью, обусловленной чередованием прослоев с относительно высоким и относительно низким содержанием рудных компонентов. Рудные прослои мощностью в 3—7 см в свою очередь распадаются на более мелкие слои шириной в 1—1,5 мм, с разным содержанием магнетита. Гематит и магнетит составляют в рудных прослоях 30—

¹ Горизонты железистых кварцитов «bt₁» и «bt₂» описаны по материалам Г. В. Жукова.

35% рудной массы, причем содержание магнетита доходит в некоторых прослоях до 70—75% от общего количества рудных минералов. Породы имеют неравномернозернистую гетеробластовую структуру из-за того, что магнетит образует идиоморфнозернистые зерна значительно большего размера (0,05—0,3 мм), чем зерна кварца (0,01 мм) и гематита (не более 0,05). Части прослои конкреционного строения. Конкреции — деформированные, размером до 1—1,5 мм — сложены микрозернистым кварцем, содержащим пылеватые включения рудного минерала, и часто имеют зонарное строение, заметное при больших увеличениях.

Малорудные прослои обычно имеют меньшую мощность — 1—2 см. Они относительно однородны и характеризуются массивной или неяснослоистой текстурой. Это породы сургучно-красного цвета, часто яшмовидного облика, сложенные изометричными полигональными зернами кварца (0,01—0,02 мм) и мельчайшими пылевидными выделениями рудного минерала, скорее всего — гематита.

Кварцево-магнетитовые разности, встречающиеся в отдельных прослоях, имеют серый цвет, массивное строение и более крупную зернистость. Они сложены кварцем (зерна неправильной формы размером 0,03—0,05 мм), чешуйками серицита длиной до 0,1 мм и содержат редкие зерна магнетита в виде крупных, правильных кристаллов размером до 0,03—0,04 мм.

Горизонт «bt₁», имеющий в долине р. Белеуты мощность около 12 м или немного большую и выклинивающийся в 35 км севернее, на правом берегу руч. Жаркудук, меняет свой состав и облик от участка к участку. В долине руч. Жаркудук горизонт сложен тонкослоистыми гематит-магнетитовыми разностями. Южнее в долине руч. Осан-Жийде он сложен переслаивающимися гематито-магнетитовыми кварцитами с малорудными гематитовыми прослоями, причем слоистость эта более тонкая, чем на северном участке — мощность рудных прослоев составляет здесь 2—3 см, за счет чего относительное количество малорудных прослоев возрастает.

В долине руч. Осан-Жийде в горизонте часто отмечаются нарушения слоистости в виде седиментационных микробрекций. Эти нарушения затрагивают как рудные, так и малорудные прослои и выражаются в том, что некоторые прослои переполняются угловатыми обломками (4—5 мм) иных по составу пород — обломки малорудных кварцитов среди рудных, и наоборот. На этом участке отсутствуют железистые кварциты с конкреционным (колломорфным) строением.

В долине р. Белеуты горизонт «bt₁» достигает мощности в 12 м. Здесь его нижняя часть — 2—3 м — сложена существенно магнетитовыми кварцитами, средняя часть — около 3 м — гематито-магнетитовыми кварцитами, а верхняя половина — гематитовыми кварцитами. Общей для всех участков особенностью горизонта является практически полное отсутствие прослоев безрудных кварцитов и сланцев.

Горизонт «bt₂», в отличие от нижнего, в направлении с юга на север увеличивается в мощности, которая достигает максимальных значений (11 м) на правом берегу руч. Жаркудук. Горизонт сложен разностями гематитового, магнетитового и смешанного составов, причем наиболее распространены магнетитовые железистые кварциты. Слоистость, обусловленная чередованием рудных и малорудных прослоев, обычно более тонкая, чем в горизонте «bt₁» — рудные прослои в 2—3 см разделяются малорудными мощностью в 1,5—2 см. Размер рудных зерен в преобладающих разностях, как правило, не превышает 0,002—0,003 мм. Часто магнетитовые разности слагают в горизонте

прослой мощностью не более 30 см. Размеры зерен магнетита в них составляют 0,05—0,08 мм, а кварца — 0,02—0,03 мм. Для железистых кварцитов характерна линзовидно-полосчатая текстура, причем ширина слоев доходит до 0,2—0,5 мм.

Горизонт «bt₂» более выдержан по составу и не претерпевает от участка к участку значительных изменений. В долине руч. Жаркудук выше основного пласта железистых кварцитов после 10—15 м интервала, сложенного микрозернистыми серицит-альбитовыми сланцами, появляется невыдержанный прослой гематитово-магнетитовых кварцитов мощностью не более 1,5 м.

Горизонт «bt₃», сложенный желтовато-серыми, иногда более темными, коричневатого-серыми микрокварцитами, как уже отмечалось, распространен от правобережья руч. Жаркудук на севере до участка, прилегающего к горе Биит, на юге. В долине р. Белеути он срезается базальными горизонтами аккииксайской свиты. Мощность горизонта не превышает первых метров и обычно несколько большая в крайних восточных выходах верхней пачки, где этот горизонт заключен в толще бластопаппитовых кварц-серицитовых сланцев с прослоями мраморов, залегающих выше микрозернистых серицит-альбитовых сланцев надрудной части разреза пачки.

Приведенная характеристика биитской свиты позволяет считать, что ее выделение в самостоятельную единицу стратиграфической схемы вполне оправдано, несмотря на ее относительно ограниченное распространение в Южном Улутау. Биитская свита сохраняет основные особенности более древних свит карсакпайской серии — двухчленное строение с локализацией порфиритоидов в нижней, а первичноосадочных пород и порфириоидов — в верхней половине разреза. По мощности и объему биитская свита сопоставима с остальными свитами серии (см. рис. 3).

Особенности строения биитской свиты заключаются в большом количестве порфириоидов, встречающихся как в нижней — порфиритоидной, так и в верхней — кварцито-сланцевой пачке. Важно отметить появление в верхней пачке конгломератовых сланцев, содержащих гальку и валуны гранитоидов.

По наличию конгломератовых сланцев и обилию порфириоидов биитская свита близка шагырлинской и, очевидно, отражает эволюцию разреза карсакпайской серии. Первые признаки порфириоидов отмечаются в болбраунской свите; в шагырлинской их количество возрастает и помимо метаморфизованных туфов появляются порфириоиды по лавам, иногда с признаками наземных условий излияния, а в биитской свите кластопорфириоиды и порфириоиды по пепловым туфам в значительной мере вытесняют из разреза первичнообломочные породы.

* *
*

Таким образом, карсакпайская серия представляет собой толщу мощных перемежающихся метаморфизованных вулканогенных и осадочных пород, тесно связанных условиями осадконакопления. Наиболее важными особенностями серии являются следующие:

1. Карсакпайская серия согласно надстраивает аралбайскую.
2. В разрезе серии обособлены четыре макроритма, каждый из которых начинается толщей вулканитов, преимущественно базальтовых, и завершается толщей терригенных пород, вмещающих прослой мраморов, микрокварцитов и железистых кварцитов.

3. Широкое развитие спилитовых лав, лав с миндалекаменной текстурой, наличие почти во всех частях разреза пород с реликтовой параллельной тонкослоистой текстурой, признаки косослоистых текстур в зеленовато-серых рассланцованных туффитах и, самое главное, выдержанность разрезов вулканогенных и осадочных пород на большой площади — все эти признаки свидетельствуют о том, что подавляющее большинство пород карсакпайской серии накопилось в морской среде. Исключения составляют отдельные разности вулканогенных и грубо-обломочных пород шагырлинской свиты на севере Карсакпайского синклинория.

4. В разрезе серии отражается синхронное проявление на большой площади вспышек базальтового вулканизма, сменившегося впоследствии андезито-базальтовым и андезитовым. На значительных стадиях накопления серии с возрастающей интенсивностью проявляется дацитовый и липаритовый вулканизм.

5. Вулканическая деятельность в пределах геосинклинального прогиба, определявшая характер осадконакопления в «карсакпайскую» эпоху, дифференцированно эволюционировала на разных участках. Наиболее рано изменения характера вулканизма сказались в северной части синклинория, где уже в разрезе низов шагырлинской свиты состав вулканитов и условия их накопления контрастны. В центральной его части изменения в типе вулканизма сказываются лишь на верхах разреза шагырлинской свиты и в биитской свите. В южной зоне синклинория признаки кислого вулканизма появляются только в верхах биитской свиты.

ФОРМАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРСАКПАЙСКОЙ СЕРИИ

Карсакпайская серия представляет собой единый комплекс отложений, отчетливо обособленный в разрезе докембрия Улутау. Она слагает зеленосланцевую спилитовую джеспилитовосную формацию, занимающую определенное место в формационном ряду нижнего протерозоя региона. От близких по составу и строению комплексов других районов Центрального Казахстана ее отличают большая полнота, установленные соотношения с подстилающими и перекрывающими толщами и хорошая обнаженность, позволяющая проследить все особенности строения формации в вертикальном разрезе и на площади.

Формационный анализ вулканогенно-осадочной карсакпайской серии, как отмечалось выше, предпринимался ранее Ю. И. Половинкиной (1952) и М. С. Марковым (1959). Ю. И. Половинкина, исходя из состава и условий образования вулканогенных пород низов разреза серии, считала ее аналогом спилито-кератофировых формаций, свойственных геосинклинальным прогибам. М. С. Марков, анализируя разрез серии, пришел к выводу о наличии перерыва и несогласия между нижним — вулканогенно-осадочным, и верхним — кремнисто-сланцевым комплексами. Это послужило М. С. Маркову основанием для выделения синхронных формаций — зеленокаменной и кремнисто-сланцевой киватинского типа и сменяющих их во времени формаций кремнисто-сланцевой криворожского типа и отдаленных кремнистых, причем последние он делил на терригенно-кремнистый и карбонатно-кремнистый типы. Все эти формации М. С. Марков относил к «джеспилитовым формациям вулканогенно-кремнистого ряда». Такое деление, по нашему мнению, правильно отражает, во-первых, генетическую связь

зеленокаменных и кремнисто-сланцевых образований, во-вторых, влияние удаленности вулканических очагов на количественное соотношение тех или иных пород в составе формации. Однако полученные в последние годы данные о стратиграфии карсакпайской серии не позволяют делить ее на несколько формаций, тем более, что М. С. Марков ошибочно отнес к карсакпайской серии развитые в пределах Майтубинского антиклинария кластогенные кварциты кокчетавской серии (см. табл. 1).

В настоящее время большинство исследователей при выделении и описании формаций вкладывает в них смысл, вытекающий из определения, предложенного Н. С. Шатским (1960): формации — «естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности». С этой точки зрения, выделение сложной по строению карсакпайской серии в единую геологическую формацию представляется оправданным. Все члены формации накапливались в сходных тектонических условиях, а возникновение в ней тех или иных ассоциаций горных пород отражает устойчивые парагенетические связи, обусловленные особенностями тектонической обстановки и палеогеографических условий осадконакопления. К этим особенностям относятся цикличность вулканических процессов и эволюция их химизма.

Образование карсакпайской серии отвечает одному крупному этапу в развитии геосинклинального прогиба. Условия накопления серии (тектонический режим и палеогеографическая обстановка) и петрофонд были сходными не только для Южного Улутау, но для всех районов Центрального Казахстана, где аналогии серии установлены к настоящему времени.

Наиболее важными чертами формаций являются: 1) состав формации (члены формации); 2) количественная роль членов формации (разделение их на главные и второстепенные); 3) разделение членов формации на патрические и аллофильные; 4) особенности внутреннего строения формации и закономерности в образовании слагающих ее ассоциаций горных пород. Определенный интерес представляет рассмотрение петрофонда формации — «совокупность потенциальных источников вещества, которые могут при соответствующих условиях дать материал для образования формации» (Хворова, 1963). Для отнесения железорудной вулканогенно-осадочной формации к определенному формационному типу возникает необходимость рассмотреть петрохимические особенности входящих в нее вулканитов, а также геохимическую специализацию отдельных ее членов.

Ниже приводится характеристика наиболее важных особенностей карсакпайской серии, позволяющих определить ее формационный облик.

Члены формации

Прежде чем характеризовать члены формации, необходимо оговорить следующее. Карсакпайская серия представляет толщу, претерпевшую региональный метаморфизм; все слагающие ее породы в той или иной мере изменены, причем минералогические преобразования исходных минеральных агрегатов наиболее значительны в мелкозернистых и тонкослоистых породах. Для некоторых из них судить о характере первичных пород удастся лишь по косвенным признакам

(например, химическому составу), поскольку реликтовые текстуры и структуры утрачиваются полностью. Давая джеспилитоносному комплексу название «спилитовая джеспилитоносная формация» и вкладывая в него смысл конкретной формации и формационного типа, мы намеренно исключаем из этого наименования определения, характеризующие метаморфизм, потому что природа большинства исходных пород и важнейшие формационные особенности комплекса устанавливаются с достаточной полнотой. В то же время мы сохранили для членов формации наименования реальных пород, расшифровывая в каждом конкретном случае их исходный состав и природу.

В карсакпайской серии весьма отчетливо проявлен вулканогенно-осадочный тип литогенеза, и большинство слагающих ее пород так или иначе обязаны своим возникновением вулканизму, преимущественно подводному. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы в составе серии наиболее многочисленны и слагают до 65% ее объема. Группа осадочных пород включает большое число типов, однако в количественном отношении их роль сравнительно невелика.

Вулканогенные породы

В эту группу входят лавы и туфы разного состава — от базальтовых до липаритовых, слагающие более 50% объема серии и сконцентрированные главным образом на четырех стратиграфических уровнях в ее разрезе (табл. 2, 3). Они образуют мощные (400—1300 м) пачки и включают порфиритонды по туфам и лавам базальтового, андезитового и андезито-дацитового состава, а также порфириды по кристаллокластическим и пепловым туфам дацитового состава, порфириды по туфам и, реже, лавам липаритового состава, зеленые сланцы. Вулканиды базальтового состава слагают около 48% объема формации, доля андезитовых составляет около 6%, а кислых (липаритовых и дацитовых) ¹ — 9,5%.

Порфириды по лавам базальтового состава известны в разрезах всех свит серии и слагают до 15% ее объема. Они тесно связаны с породами пирокластической природы, образуя в них прослои и замещая их по простирацию. Для этих пород характерны приуроченность к положительным формам рельефа, относительно массивные текстуры и однородные темно-зеленые окраски. Внешние проявления метаморфизма выражены в них, как правило, незначительно.

Метаморфизованные лавы базальтового состава среди порфиритов карсакпайской серии впервые описаны Ю. И. Половинкиной (1952). Филатова Л. И. (1962) выделяет в этой категории пород метаморфизованные диабазы, диабазовые и базальтовые порфириты. Среди них часты миндалекаменные разности, в которых миндалины размером до 2 см (чаще 4—5 мм) выполнены хлоритом, карбонатом, кварцем и, как правило, деформированы. Структура пород порфировая. Вкрапленники сложены альбитом, который, по-видимому, замещает лейсты более основного плагиоклаза (2—10 мм), реже встречаются вкрапленники, замещенные хлоритом и магнетитом и отвечающие, очевидно, пироксену. Основная масса сложена беспорядочно ориентированными лейстами плагиоклаза (альбит) размером до 2 мм, интерстиции заполнены агрегатом зерен эпидота, хлорита, актинолита и зерни-

¹ Дацитовые вулканиды включены в группу «кислых», поскольку они по своим петрохимическим особенностям тесно связаны с липаритовыми, в то время как андезитовые и базальтовые петрохимически родственны и связаны между собой постепенными переходами.

Таблица 2

Химический состав метаморфизованных вулканогенных пород карсакапской серии (Южный и Центральный Улуту)

№ п/п	Название породы	Весовые проценты												№ образцов. Место отбора	
		SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.		Сумма
Бурмашинская свита															
1	Порфиритоид по диабазовому порфириду	50,97	2,60	1,76	12,46	3,53	6,89	0,18	5,85	6,14	3,69	2,23	2,68	99,98	231/53 р. Бурмаша*
2	Порфиритоид	50,39	0,87	не опр.	14,16	4,00	6,84	0,18	5,43	11,44	2,00	0,59	2,59	99,49	1129/649 р. Шагирлы**
3	Порфиритоид	47,83	1,28	»	15,65	4,40	8,28	0,25	6,37	8,94	1,53	0,40	3,66	98,69	1129/644 р. Шагирлы**
4	Порфиритоид	47,93	1,38	»	15,19	4,20	7,74	0,30	5,27	9,19	2,28	0,43	4,48	98,39	1157/796 р. Балта**
5	Зеленый сланец по туфу . . .	48,98	0,89	»	15,52	2,60	6,84	0,24	4,35	11,08	1,72	0,29	6,38	98,89	1129/648 р. Шагирлы**
6	Зеленый сланец по туфу . . .	49,26	1,28	»	16,10	9,80	5,52	0,30	5,08	6,48	4,43	0,09	3,18	101,54	1129/645 р. Шагирлы**
Болбраунская свита															
7	Порфиритоид	51,00	1,20	не опр.	15,20	7,50	5,60	0,15	5,80	5,65	6,10	0,45	1,50	100,25	019/3 р. Керегетас
8	Порфиритоид	48,96	0,93	»	15,93	3,67	7,84	0,12	5,92	11,40	1,46	0,41	2,62	99,54	069/2 р. Керегетас
9	Порфиритоид	46,55	1,20	»	17,30	6,45	6,00	0,20	5,80	6,35	3,05	2,70	3,50	99,1	020/1 р. Керегетас
10	Порфиритоид	47,92	1,62	»	14,27	10,40	6,30	0,40	5,46	5,60	3,53	2,59	1,86	99,75	—
11	Порфиритоид	44,43	2,64	»	14,55	4,33	8,96	0,26	7,27	6,44	1,58	4,27	5,14	99,87	3151/314 р. Балта**
12	Афировый порфиритоид	48,20	2,19	»	13,32	2,64	10,17	0,22	6,26	11,11	1,98	0,19	3,69	100,07	I. р. Кумола III. р. Кумола***

№ п/п	Название породы	Весовые проценты													№ образцов. Место отбора
		SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	Сумма	
13	Афировый порфиритонд	50,74	2,58	не опр.	12,23	10,26	5,16	0,20	4,25	0,57	1,72	1,12	1,95	99,78	IV. р. Кумола*** 1190/980 р. Жетыкыз**
14	Порфиритонд	48,35	1,01	»	15,20	5,80	6,32	0,18	5,66	9,45	2,02	0,65	3,76	98,42	
15	Кварцево-альбито-амфиболовый сланец (по туфу)	71,95	0,77	»	8,57	1,77	5,39	0,03	2,39	1,58	3,92	2,10	1,74	100,11	
16	Порфиронд по кристаллокластиче- ским туфам	65,46	0,95	0,18	13,53	3,47	2,64	0,14	1,61	4,37	4,00	1,10	2,70	100,15	VII. р. Кумола*** 235/12 р. Белеуты

Шагирлинская свита

17	Порфиритонд по лаве	48,39	1,09	не опр.	10,84	9,18	1,80	0,50	9,10	1,14	3,77	0,36	4,94	99,11	3204/457 г. Арыстантау 3640/27
18	Порфиритонд по лаве	48,02	1,57	0,29	15,99	6,59	7,87	0,28	5,68	5,77	4,68	0,38	2,51	99,61	
19	Порфиритонд по туфу	50,54	1,2	0,4	17,03	2,96	6,15	0,18	5,08	10,50	2,38	1,12	2,45	100,01	г. Шагирлытау 3641/25
20	Порфиритонд по лаве	47,34	0,74	0,10	18,92	2,91	6,25	0,16	6,25	11,70	2,50	0,80	3,01	100,55	р. Шагирлы 2455/13а
21	Порфиритонд по лаве	49,78	1,95	0,80	16,88	7,87	1,68	0,11	4,32	5,27	3,23	4,00	3,52	99,67	руч. Осан-Жийде р—3/1
22	Порфиритонд по лаве	52,44	0,57	0,20	16,88	7,51	2,95	0,08	3,67	8,10	5,00	0,15	2,09	99,64	р. Туртулбайсай 4005/8
23	Порфиритонд по туфу	53,82	1,03	0,28	15,18	3,16	6,30	0,18	4,90	8,10	4,00	0,54	2,04	99,53	р. Шагирлы 3640/8
24	Порфиронд по пепловому туфу	71,00	0,47	0,13	13,74	2,73	1,65	0,05	0,52	3,30	3,18	1,68	1,44	99,90	р. Шагирлы р. Балта 3647/10
25	Порфиронд по туфу	76,82	0,32	0,06	11,39	2,69	0,30	0,04	0,07	0,50	4,76	2,48	0,12	100,15	3647/3 р. Балта

№ п/п	Название породы	Весовые проценты													№ образцов. Место отбора
		SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	Сумма	
26	Порфиرويد по лаве	76,03	0,30	0,02	11,48	1,19	0,82	0,01	0,36	0,45	0,90	8,00	0,54	100,13	—
27	Порфиритонд по лаве	49,22	1,32	0,95	14,02	7,80	3,98	0,19	6,04	11,38	1,51	0,20	3,66	99,67	р. Туртулбайсай 3987/7
28	Порфиرويد по туфу	75,13	0,22	не опр.	11,26	1,92	0,27	0,22	0,51	0,99	0,74	6,36	1,55	99,20	17 р. Шагырлы**

Бинтская свита

29	Порфиритонд по лаве	52,72	0,95	0,23	14,70	3,72	5,52	0,07	7,25	7,68	3,90	0,10	2,83	99,63	р—2/2 р. Дюсембай
30	Порфиритонд по лаве	52,62	1,00	0,23	15,04	4,22	4,02	0,05	7,25	7,47	4,50	2,10	2,67	99,18	р—2/1 р. Дюсембай
31	Порфиритонд по лаве	59,54	1,78	0,35	11,51	1,84	7,14	0,15	4,52	5,03	4,77	0,22	2,45	99,56	3987/22 р. Туртулбайсай
32	Порфиرويد	78,60	0,11	0,04	10,88	0,82	0,76	0,13	0,12	4,07	3,02	3,02	0,72	99,63	3987/11 р. Туртулбайсай
33	Порфиرويد	73,42	0,32	0,04	12,34	3,04	0,42	0,03	0,12	0,60	2,40	5,90	0,97	100,19	Р—1 р. Дюсембай
34	Хлорито-альбитовый сланец по туффиту	74,98	0,37	0,12	8,43	0,47	2,54	0,11	3,54	3,00	3,31	0,05	3,62	100,52	3992/2 руч. Осан- Жийде

* Анализ приведен в работе М. С. Маркова (1962).

** Анализ приведен в работе Л. И. Филатовой (1962)

*** Анализы приведены в работе Ю. Ин. Половинкиной (1952)

Таблица 3

Пересчет химических анализов вулканогенных пород по методу А. Н. Заварицкого

№ п/п	Числовые характеристики													№ образца
	a	c	b	s	a'	c'	f'	m'	n	t	φ	Q	a:c	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15

Бурмашинская свита

1	11,50	2,80	24,70	61,00		19,50	40,00	40,5	72,2	0,04	12,3	—3,8	4,1	231/53
2	5,38	7,15	27,32	60,15		26,6	38,34	34,97	84,2	1,29	12,95	2,39	0,75	1129/649
3	4,25	9,09	27,07	59,57		9,75	47,15	43,09	86,2	1,97	15,18	1,57	0,47	1129/644
4	6,04	7,95	25,92	60,09		15,91	76,59	37,05	90,2	2,20	14,77	0,05	0,75	1157/796
5	4,54	9,22	23,7	60,66	27,20	—	41,4	37,4	90,0	1,33	10,19	6,87	0,49	1129/648
6	3,53	8,84	25,99	61,64	7,93	—	56,09	35,98	95,4	1,91	34,73	7,38	0,39	1129/645

Болбраунская свита

7	9,6	5,7	23,8	60,9		6,0	51,5	42,5	92,6	1,7	27,8	—3,1	1,7	019/3
8	4,0	9,2	27,2	59,6		19,7	41,4	38,9	85,4	1,6	11,7	2,0	0,44	069/2
9	11,4	6,7	24,2	57,7		6,3	50,3	43,4	62,8	1,9	24,4	—13,1	1,7	020/1
10	11,6	3,87	27,90	56,57		10,89	55,44	33,66	66,7	2,44	32,2	—13,99	3,0	3151/314
11	10,0	5,0	30,8	54,2		16,9	41,7	41,4	36,6	4,2	14,9	—16,8	2,0	I
12	4,7	6,7	30,5	58,1		29,4	40,8	35,8	94,0	3,4	6,4	—0,1	0,7	III
13	5,4	5,6	27,8	61,2		22,6	50,9	26,5	70,0	3,3	40,0	6,0	0,96	IV
14	5,57	5,38	29,18	59,92		23,89	40,96	35,16	84	1,59	4,34	3,33	1,04	1190/980
15	10,8	—0,1	11,8	77,3		15,8	51,6	32,6	75,0	0,8	11,8	32,9	—	VII
16	9,8	3,5	9,3	77,4		16,4	56,2	27,4	85,0	0,99	30,2	31,7	2,8	235/12

№ л/п	Числовые характеристики													№ образцов
	a	c	b	s	a'	c'	f'	m'	n	t	φ	Q	a:c	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	12	14	14
Шагирлинская свита														
17	8,69	2,54	33,9	54,9	27,46	—	30,97	44,6	93,8	1,71	4,34	—10,21	3,42	3204/457
18	11,6	5,55	25,39	58,00	—	6,98	54,24	39,18	96,2	2,32	22,60	—1,57	2,0	3640/27
19	8,14	7,86	23,20	60,90		23,70	37,22	38,80	78,90	1,75	11,8	—2,44	1,04	3640/25
20	7,14	9,94	25,50	57,40		20,81	35,19	44,00	81,55	1,13	10,29	0,54	0,72	2455/13a
21	13,9	5,2	18,5	62,4		42,3	48,7	40,1	55,1	2,9	39,2	—8,0	2,66	P—3/1
22	11,65	5,85	20,03	62,2		21,2	47,3	31,5	98,0	1,0	32,0	—3,48	2,0	4005/8
23	9,29	5,61	21,41	63,69		20,31	40,60	39,1	97,0	1,42	12,58	3,19	1,81	3640/8
24	9, 2	4,00	5,76	81,01	19,07	—	66,60	14,33	74,60	0,42	38,60	39,60	2,3	3647/10
25	13, 2	0,58	3,1	83,00		0,02	94,70	4,30	74,00	0,31	69,60	38,70	22,8	3647/3
26	13, 2	0,50	2,9	83,4	22,8	—	56,7	20,5	15,0	0,31	32,0	39,5	26,4	3334
27	3, 8	7,9	28,4	59,8		23,1	39,2	37,7	92,0	2,0	24,6	4,1	0,48	3987/7
28	10, 7	1,2	4,6	83,5	37,6	—	45,1	17,4	15,0	0,24	35,0	44,4	8,9	17
Биитская свита														
29	8,82	5,51	24,61	61,06		15,65	34,34	50,00	98,5	1,24	25,38	—1,02	1,62	P—2/2
30	12,63	3,72	24,43	59,22		21,98	29,6	48,7	76,3	1,46	13,84	—10,54	3,4	P—2/1
31	10,6	2,2	19,5	67,6		19,2	42,5	38,3	97,1	2,2	7,9	11,9	4,71	3987/22
32	12,6	0,1	2,9	84,4	30,3	—	50,0	19,7	67,2	0,1	22,6	43,4	—	3987/11
33	13,4	0,7	4,6	81,3	33,8	—	62,0	4,2	38,2	0,30	53,5	35,2	18,6	P—1
34	7,0	1,9	10,1	81,1		15,9	27,6	56,5	99,0	0,4	3,8	46,4	3,75	3992/2

стого альбита. Рудные представлены магнетитом и лейкоксеном. Структура основной массы реликтовая диабазовая.

Порфиритоиды по туфам базальтового состава слагают до 27% объема формации и известны почти во всех частях разреза серии, резко преобладая в нижних пачках свит. Среди них опознаются разности, возникшие за счет кристаллокластических туфов разной зернистости, лапиллиевых туфов и туфов с бомбами, в редких случаях удается установить признаки пепловых туфов. В зависимости от характера исходных пород порфиритоиды этой категории представляют собой разных оттенков зеленовато-серые массивные или сланцеватые породы, часто с отчетливой полосчатостью по слоистости, обусловленной сменой зернистости и состава обломков. Неоднородный, изменчивый состав этих пород часто подчеркивается пятнистой окраской, наиболее четко проявленной на выветрелых поверхностях штуфов. Устанавливаемые макроскопически текстурные особенности порфиритоидов этой группы часто оказываются единственными критериями при диагностике их исходной природы.

Порфиритоиды сложены агрегатом зерен альбита, эпидота, хлорита, актинолита, размер которых колеблется в широких пределах, обычно не превышая 0,1 мм. Минералы распределяются ориентированно, подчеркивая сланцеватую текстуру пород. В основной массе немагнетитовидно-областовой и лепидогранобластовой структуры части реликты обломков плагиоклаза, сложенных обычно полисинтетически сдвойникованным альбитом. Контуров зерен плагиоклазов (0,1—2 мм) нечеткие из-за прорастания минералами основной массы и чаще всего проявляются скоплениями мелкозернистого агрегата эпидота. В разрезах северных областей синклиория в метаморфизованных кристаллокластических туфах размер таких обломков достигает 1—2 см.

В литокластических туфах вулканические бомбы разного размера представлены эффузивами базальтового состава. Лапилли размером до 2—3 см обычно сложены сланцеватым мелкозернистым агрегатом альбита, небольшого количества эпидота и актинолита и выделяются на фоне зеленовато-серой основной массы благодаря своему светлому голубовато-серому цвету. Состав лапиллей, возможно, более кислый, чем у основной массы. В вулканических бомбах размером в 5 см и более часто сохраняются реликтовые структуры и сланцеватость в них выражается слабее, чем в кристаллокластическом субстрате. Агломератовые туфы, переполненные бомбами такого типа, широко распространены среди порфиритоидов бурмашинской свиты в северной зоне. Состав бомб, по-видимому, близок составу субстрата, поскольку агломератовый характер породы выявляется только на выветрелых поверхностях, которым слабдеформированные бомбы придают «волнистую» форму, образуя тесно сближенные округлые выступы, иногда с более светлой окраской.

В порфиритоидах по мелкозернистым туфам сланцеватость проявлена более интенсивно, и они часто связаны постепенными переходами с зелеными сланцами, в которых первичные структуры и текстуры утрачены полностью.

Зеленые сланцы. Зеленые сланцы представляют широко распространенную группу пород, которые большей частью не сохраняют реликтовых первичных структур и текстур. Их доля в объеме формации составляет 6%. Зеленые сланцы распространены в низах разрезов свит, реже они встречаются в верхних пачках. В некоторых разрезах порфиритоидных пачек они резко преобладают над порфиритоидами.

Зеленые сланцы — мелкозернистые зеленовато-серые разных оттенков тонкосланцеватые породы, сложенные альбитом, эпидотом, хлоритом, актинолитом, иногда с заметной примесью лейкоксена, магнетита, мелкими включениями апатита. Размеры зерен слагающих сланцы минералов обычно не превышают 0,01—0,03 мм. Структуры этих пород лепидомикрогранобластовые, нематогранобластовые, реже порфиробластовые. Порфиробластовые зерна сложены актинолитом, эпидотом, хлоритом и ориентированы вдоль сланцеватости. Скопление альбитовых, лейкоксеновых, эпидотовых зерен часто образуют тонкие линзы, обуславливающие полосчатую текстуру сланцев.

В некоторых разностях зеленых сланцев при изучении под микроскопом удается установить наличие обломочных зерен кварца (Филатова, 1962; Марков, 1962), часто в них сохраняются признаки тонкослоистых текстур, выраженных полосчатостью, ориентированной под углом к сланцеватости, или появлением прослоев пород иного состава — мелкогалечных конгломератовых сланцев, мраморов, метаморфизованных дацитовых туффов. Судя по результатам силикатных анализов, подавляющее большинство зеленых сланцев образовалось по вулканогенным породам основного состава, хотя примесь терригенного материала в части из них несомненна. Л. И. Филатова (1962) и М. С. Марков (1962) описывают зеленые сланцы по афировым порфиритам, но такие породы, по-видимому, редки.

Тонкая параллельная (очень редко косая) слоистость, вулканогенный состав, наличие прослоев обломочных пород и включений обломочного материала позволяют считать, что большая часть зеленых сланцев образовалась по тонкозернистым пепловым туфам или туффитам основного состава.

Порфиритоиды по лавам андезитового состава, количество которых в формации составляет около 4%, устанавливают в низах болбраунской свиты, а также в шагырлинской и биитской свитах. В шагырлинской свите в количественном соотношении они местами сопоставимы с метаморфизованными базальтовыми вулканидами. Эти породы отличаются красновато-фиолетовыми оттенками, дополняющими черно-зеленый цвет. Среди всех зеленосланцевых пород серии они наиболее темно окрашенные. Порфиритоиды андезитового состава обычно имеют миндалекаменную текстуру, миндалины выполнены эпидотом, кварцем, кальцитом, хлоритом и часто характеризуются неправильной извилистой формой.

Основная масса мелкозернистая, сложена мелкими (0,1—0,3 мм) лейстами плагиоклаза (альбит), промежутки между которыми заполнены микроагрегатом альбита, эпидота, хлорита с рассеянными иголочками актинолита, тонкораспыленным рудным минералом и линзовидными скоплениями лейкоксена. В этих порфиритоидах установлены реликтовые структуры — интерсертальная, возможно, гиалопилитовая (или гиалоофитовая) и пилотакситовая (при параллельной ориентировке лейст плагиоклаза). На севере района, в разрезе шагырлинской свиты, отмечены разности с реликтовой сферолитовой структурой, в которых зерна эпидота образуют скопления сферической формы.

Порфиритоиды по туфам андезитового состава в разрезе редки и составляют не более 2% объема формации. От разностей базальтового состава (по кристаллокластическим туфам) они макроскопически отличаются более светлой окраской и признаками краснокаменного изменения.

Порфиритоиды по туфам дацитового состава приурочены к разным частям разреза серии. В ее низах они слагают мало-

мощные (первые метры) прослои среди зеленокаменных пород и лишь в долине р. Белеуты составляют значительные по мощности пласты в кровле порфиритоидной пачки болбраунской свиты. В шагырлинской свите на севере района они принимают участие в строении выдержанного горизонта в ассоциации с лавами и туфами андезитового и липаритового состава. В биитской свите пепловые туфы дацитового состава слагают значительную часть ее разреза, а более крупнозернистые разновидности этих пород в ассоциации с blastopсаммитовыми сланцами довольно широко развиты в разрезах шагырлинской и биитской свит в центральных и северных областях Карсакпайского синклинория.

Метаморфизованные средне- и мелкозернистые кристаллокластические туфы, ассоциирующие с blastopсаммитовыми сланцами и часто связанные с ними постепенными переходами, сложены альбитом, эпидотом, амфиболом, кварцем и серицитом. Обломки представлены альбитизированными плагиоклазами и кварцем, часто сохраняющими остроугольную или правильную кристаллографическую форму. Реже встречаются обломки зеленых сланцев. Структура основной массы лепидогранобластовая. Количественное соотношение перечисленных выше минеральных компонентов и их зернистость меняются для пород данной категории в широких пределах, однако содержание цветных компонентов не превышает 20%. Высокие содержания кремнекислоты (до 65%), незначительное количество эпидота, свидетельствующее о достаточно кислом составе исходных плагиоклазов, общий лейкократовый облик этих пород — все эти признаки позволяют относить их к группе липарито-дацитов и при оценках количественной роли кислых вулканитов в формации рассматривать вместе с липаритами.

Микро- и мелкозернистые серицит-альбитовые сланцы, развитые в верхних частях разрезов биитской и шагырлинской свит в южной зоне, отличаются хорошо выраженной тонкой полосчатостью по слоистости, яркими светлыми окрасками зеленоватых, голубоватых и розовых оттенков и тонколистовой текстурой.

Микрозернистые серицит-альбитовые сланцы сложены агрегатом альбита, эпидота, серицита и кварца с мельчайшими (0,01—0,1 мм) остроугольными зернами кварца, иголочками амфибола и мелкими (0,1 мм) зернами магнетита. Тонкополосчатая текстура сланцев обусловлена чередованием разностей с преобладанием того или иного минерала, а ориентировка всех удлиненных и листоватых метаморфических минералов вдоль полосчатости подчеркивает сланцеватые текстуры пород.

Принадлежность этих пород, слагающих до 3% объема формации, к группе метаморфизованных вулканитов — пепловых туфов дацитового состава — устанавливается по их тесной ассоциации с мелкозернистыми кристаллокластическими туфами дацитового состава, с которыми они часто связаны постепенными переходами. Правильность отнесения большинства микрозернистых сланцев серицит-альбитового состава к вулканогенным породам подтверждается также наличием в них пирокластических обломков кварца и результатами силикатного анализа (табл. 4, рис. 17). Следует, однако, отметить, что микрозернистые серицит-альбитовые сланцы часто содержат рассеянную гальку и прослои, обогащенные полуокатанными обломками кварца, полевого шпата и магнетита, прослои мелкогалечных внутрiformационных конгломератов и по простиранию замещаются blastopсаммитовыми кварц-полевошпатовыми сланцами, реже филлитами. По-видимому, среди пород рассматриваемой категории имеются как туфы, так и продукты их переотложения, однако четко разграничить их не удастся.

Пересчет химических анализов вулканогенных пород по методу «чисел» П. Ниггли

№ п/п	Числовые коэффициенты												№ образ- цов
	главные				дополнительные								
	al	fm	c	alk	sl	tl	t	qz	k	mg	cfm	o	
1	26,4	60,0	3,2	10,4	129,1	2,24	12,8	12,5	0,06	0,65	0,05	0,31	3204/457
2	35,2	32,8	21	21	292	3,2	—7,2	36	0,31	0,33	0,64	0,36	235/12
3	25	39,2	16,4	19	378	1,5	—36	22	—	0,67	0,42	0,27	3999/2

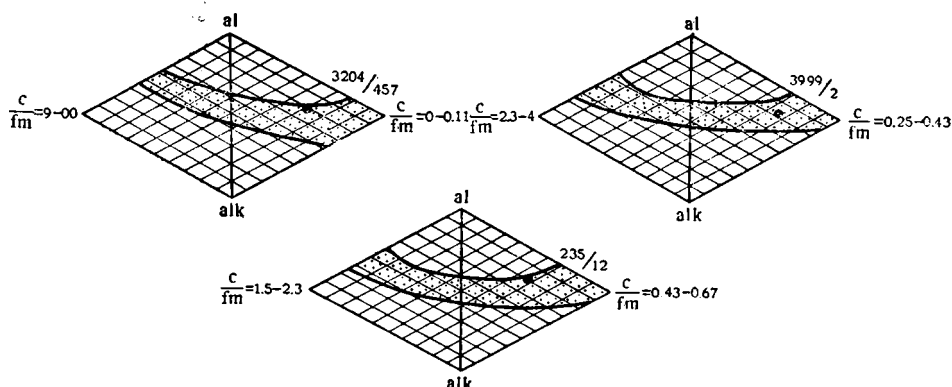


Рис. 17. Расположение фигуративных точек составов вулканогенных пород в тетраэдре П. Ниггли. Номера точек отвечают номерам образцов в таблице 2. Крапом выделено поле изверженных пород

Порфирииды липаритового состава в разрезе серии относительно редки и их количество не превышает 3%. Они известны только в верхних ее частях и слагают малоомощные, обычно быстро выклинивающиеся прослои. По сравнению с вулканитами основного состава, метаморфизм в этих породах проявлен слабее и их разделение на лавы и туфы не вызывает затруднений.

Порфирииды по лавам липаритового состава известны в шагырлинской свите в северных частях синклиория и в биитской свите в южных его частях и образуют два разных типа пород. На юге они тесно связаны с пепловыми и кристаллокластическими туфами дацитового и липаритового состава, среди которых слагают выдержанный горизонт мощностью до 25 м и протяженностью более 6 км. Порфирииды представлены красновато-фиолетовыми разностями с отчетливой флюидальной текстурой, микрозернистой основной массой и мелкими (0,5—1 мм) вкрапленниками полевого шпата. Основная масса сложена кварцем и альбитом с заметным содержанием серицита и имеет микрогранобластовую структуру. Тесная ассоциация с тонкослоистыми туфами и относительно хорошая выдержанность этих пород по простиранию позволяют предполагать, что они накапливались в водных условиях.

Порфирииды по лавам липаритового состава в северной зоне Карсакпайского синклиория имеют несколько иной характер. Они приурочены к горизонту, в строении которого принимают участие вулка-

ниты дацитового и андезитового составов, резко меняют мощность и облик по простираанию и образовались, по крайней мере частично, в наземных условиях. Эти породы характеризуются светло-серой, розовато-серой, фиолетово-серой окрасками, наличием вкрапленников кварца и полевого шпата, иногда калиевого. Флюидальная текстура подчеркнута ориентировкой микролитов плагиоклаза и распределением рудного, а также полосами окварцевания в основной массе. Основная масса состоит из агрегата микрогранобластовой структуры, сложенного кварцем и полевым шпатом с примесью серицита и хлорита. Вкрапленники часто корродированы.

Порфиroidы по туфам липаритового состава распространены более широко. Мелкозернистые их разности известны в виде маломощных прослоев в болбраунской свите в центральной и северной частях синклинория, где они отмечались Ю. И. Половинкиной, Л. И. Филатовой, М. С. Марковым. В северных областях синклинория это преимущественно метаморфизованные туфы кварцевых альбитофиров с крупными (до 1—2 см) обломками кварца и полевого шпата. В центральной зоне синклинория преобладают мелкозернистые и афанитовые разности с мелкими (доли мм) кристаллокластами альбита и кварца. Основная масса сложена альбитом, кварцем, серицитом, хлоритом, иногда с игольчатыми выделениями амфибола. Структура лепидогранобластовая. Сланцеватая текстура проявлена не всегда и выражается в ориентировке листоватых минералов.

В северной зоне синклинория установлены своеобразные породы, напоминающие туфолавы или игнимбриты, ассоциирующие с лавами и лавобрекчиями. В этих породах устанавливаются текстуры «фьямме» в них часты обломки лав того же состава, что и основная масса, или обломки зеленых сланцев. Основная масса сложена микрогранобластовым агрегатом кварца и альбита с примесью серицита, эпидота и рудного. Вкрапленники представлены кварцем (до 2 мм), полевыми шпатами—калиевым и альбитом. Калиевый шпат, размеры вкрапленников которого достигают 0,3 мм, обычно альбитизирован и встречается реже. Отмечались единичные вкрапленники биотита, замещенного хлоритом. Рудный минерал представлен титаномагнетитом, часто замещенным лейкокеном.

Для северной зоны синклинория характерна тесная ассоциация туфов кварцевых альбитофиров с валунными внутриформационными конгломератами, что наряду с наличием игнимбритов свидетельствует о наземных условиях их накопления.

Вулканогенные осадочные породы

Вулканогенно-осадочные породы представляют в разрезе серии обширную группу, в которую входят метаморфизованные терригенные породы, содержащие в значительном количестве пирокластический материал. Они тесно связаны с туфами, образуя с ними непрерывные ряды от пирокластических до нормальных осадочных пород, и наиболее широко развиты в нижних частях свит. Вулканогенная составляющая в них может отвечать всем разностям — от базальтовых до липаритовых.

Примесь пирокластического материала основного состава обычна в туфоалевролитах и мелкозернистых туфопесчаниках, слагающих прослои среди порфиритоидов по лавам и туфам. Большая их часть включена в группу зеленых сланцев. Туфогенный материал основного состава установлен в конгломератовых сланцах болбраунской свиты.

Пирокластический материал дацитового и более кислого состава постоянно присутствует в конгломератовых сланцах, а также в кварц-полевошпатовых сланцах шагырлинской и биитской свит. Большинство этих пород отнесено к терригенным.

Количественное значение вулканогенно-осадочных пород оценить трудно, поскольку в них далеко не всегда удается точно установить соотношение вулканогенной и терригенной составляющей. Не всегда удается однозначно решить, является ли данная порода продуктом размыва и переотложения более древних вулканогенных пород, или вулканическая примесь в ней представлена пирокластическим материалом. Особенно сложно решать такие задачи применительно к мелко- и тонкозернистым разностям, где метаморфические преобразования наиболее значительны.

Таким образом, вулканогенно-осадочные породы занимают промежуточное положение между слоистыми туфами и нормальными осадочными (обломочными) породами, обладая свойствами тех и других. При количественных оценках роли разных членов формации вулканогенно-осадочные породы не выделялись в самостоятельную группу, а по преобладанию обломочной или вулканогенной составляющей относились либо к группе вулканогенных, либо к группе осадочных пород. Слоистые туфы с примесью обломочного материала рассмотрены выше. Обломочные породы с заметной примесью пирокластического материала описываются среди осадочных пород.

Осадочные породы

Осадочные породы в подавляющем большинстве представлены кварц-серицитовыми сланцами разной зернистости — от blastosammittovых и blastogravellitovых сланцев до филлитов; меньшее значение имеют разности, содержащие в большом количестве хлорит и полевые шпаты. Значительную роль играют хемогенные — карбонатные и кремнистые — породы, среди которых особое значение имеют железистые кварциты, отличающиеся устойчивым положением в разрезе и широким площадным распространением.

Кварц-серицитовые сланцы наиболее многочисленны в этой группе и слагают до 12,5% объема формации. Они приурочены к верхним пачкам свит, ассоциируясь с филлитами, мраморами, кварцитами.

В естественных обнажениях и неглубоких горных выработках эти породы представлены преимущественно выветрелыми разностями, имеющими ярко-белый или светло-серый цвет и тонкую листоватую отдельность. В единичных скальных обнажениях в обрывах рек и в керне скважин они представлены тонкослоистыми, реже однородными породами серого и зеленовато-серого цвета, обычно с тонкой, не очень четкой параллельной полосчатостью по слоистости.

Сланцы сложены кварцем и серицитом, хотя часто содержат в заметных количествах хлорит, иногда альбит и сфен (рутил). В некоторых разностях содержание последнего достигает до 10—15% (в тонких прослоях) и он приобретает порообразующее значение. Постоянным компонентом породы являются окислы железа — гематит и магнетит. Структура пород лепидогранобластовая и лепидобластовая, участками нематогранобластовая и реликтовая обломочная. Обломочные зерна кварца имеют размеры около 0,1 мм, иногда большие. В таких случаях отчетливо видна угловатая или слабоокатанная форма обломков. Серицит и хлорит, облекая зерна кварца, ориентированы вдоль пло-

скостей сланцеватости, которые подчеркиваются также полосками рудного. По зернистости обломочных зерен можно различать бластогравелитовые, бластопсаммитовые, бластоалевритовые разности и филлиты, между которыми устанавливаются постепенные переходы. По наличию и количественному соотношению в породах хлорита и альбита кварц-серицитовые сланцы могут подразделяться на кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицит-альбитовые, кварц-хлорит-серицитовые и т. д. По текстурным и структурным признакам все эти разности очень близки и представляют собой метаморфизованные первичнообломочные породы разного состава и зернистости.

Филлиты являются наиболее мелкозернистыми среди терригенных пород. В разрезах верхних пачек свит карсакпайской серии они развиты широко (до 6% объема формации) и, как правило, сопровождаются прослоями карбонатных и кремнистых пород.

В невыветрелом виде филлиты имеют серые и зеленовато-серые цвета разных оттенков, четкую листоватую отдельность и шелковистый блеск на плоскостях сланцеватости. Они сложены кварцем (до 50%), серицитом и хлоритом в меняющихся соотношениях и содержат также альбит, эпидот, магнетит, гематит и кальцит. Отдельные разности филлитов богаты лейкоксом. Часты графитистые разности, особенно в верхах разреза бурмашинской свиты. Размер зерен в филлитах составляет сотые доли миллиметра, иногда до десятых, листовые минералы более крупные. Структура микролепидогранобластовая, иногда реликтовая обломочная. Размер обломочных зерен кварца 0,01—0,3 мм. По данным Л. И. Филатовой (1962), особенности химического состава филлитов подтверждают их принадлежность к первичноосадочным породам (табл. 5, 6). Фигуративные точки составов филлитов

Таблица 5

Химический состав терригенных пород железорудной формации (Филатова, 1962 г.)

№ п/п	Породы	Весовые, %										№ образца, адрес отбора
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	
1	Филлит	81,00	0,30	9,10	2,68	1,07	1,30	0,40	0,02	2,12	2,74	1107/508
2	Серицит-альбит-хлоритовый сланец	74,75	0,29	11,60	2,67	1,23	1,05	2,10	2,77	2,80	1,25	р. Боздак 1191/985
3	Хлорит-альбитовый сланец	70,60	0,31	14,40	2,00	2,84	1,68	0,95	3,84	1,56	2,27	р. Сары-Тургай 1191/987

Таблица 6

Пересчет химических анализов филлитов по методу «чисел» П. Ниггли

№ п/п	Числовые коэффициенты													№ образца
	главные				дополнительные									
	al	fm	c	alk	si	ti	t	qz	k	mg	c:fm	o	h	
1	43,87	41,32	3,57	11,22	678,06	2,04	29,08	533,18	1	0,47	0,08	0,59	11,2	1107/508
2	37,74	25,16	12,58	24,50	411,68	1,32	0,66	213,58	—	0,22	0,49	0,61	11,25	1191/985
3	41,28	30,79	4,9	22,84	344,57	1,17	9,35	153,21	0,41	0,4	0,15	0,37	0,035	1191/987

оказываются в поле глинистых сланцев на плоскости тетраэдра П. Ниггли (рис. 18).

Кварц-полевошпатовые сланцы известны во всех свитах, кроме болбраунской, и составляют до 11% объема формации. Эти породы характеризуются обычно большей крупностью обломочных зерен, ограниченным количеством листоватых минералов, и в них внешние признаки метаморфизма проявлены незначительно.

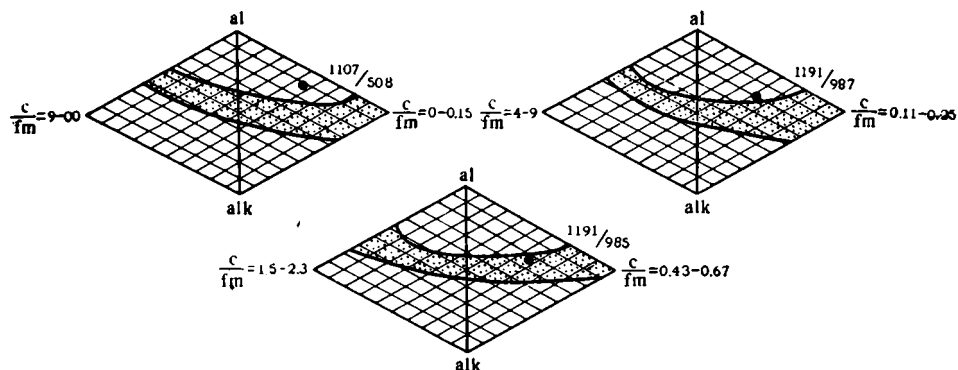


Рис. 18. Расположение фигуративных точек составов филлитов и сланцев в тетраэдре П. Ниггли (Филатова, 1962). Номера точек отвечают номерам образцов в табл. 4. Крестом выделено поле изверженных пород

Этим породам свойственна хорошо выраженная пластовая отдельность, тонкая и средняя слоистость (параллельная и косая), иногда подчеркнутая естественным шлихом магнетита в основании прослоев, и заметная обломочная структура. Обломочные зерна сложены кварцем и альбитом, которые обычно регенерированы, но сохраняют реликтовые контуры обломков. Сортированность зерен, степень окатанности, размеры и состав изменяются в широких пределах. Часто, наряду с окатанными и полуокатанными обломками, отмечаются угловатые обломки кварца и полевого шпата, напоминающие пирокластический материал.

Серицит и хлорит ориентированы вдоль сланцеватости, что особенно заметно в мелкозернистых разностях. Помимо серицита и хлорита присутствует эпидот, вероятно, отражающий анортитовую составляющую альбитизированных плагиоклазов, и игольчатые выделения актинолита. В виде примеси отмечаются циркон, сфен. Структура пород бластосаммитовая (лепидогранобластовая, реликтовая обломочная).

По данным Л. И. Филатовой (1962) некоторые породы этой группы содержат значительную примесь пирокластического материала, что подтверждается положением фигуративной точки их состава в краевой части поля изверженных пород в тетраэдре П. Ниггли (см. табл. 5, рис. 18).

Конгломератовые сланцы, характеристика которых приведена выше, в описаниях соответствующих интервалов разреза карсакпайской серии, занимают среди первичнообломочных пород подчиненное положение. Они составляют линзы небольшой мощности (первые метры, реже десятки метров) и протяженности на разных стратиграфических уровнях. Их количество возрастает вверх по разрезу. Конгло-

мератовые сланцы можно разделить на две группы по количеству обломков и галек в массе породы.

Преобладают конгломераты с рассеянной галькой, которые известны в низах болбраунской свиты и широко распространены в шагырлинской и биитской свитах. В болбраунской свите на юге Карсакпайского синклинория рассеянная галька зеленых сланцев (плоские слабоокатанные обломки размером до $2 \times 0,2$ см) заключена в основании отдельных прослоев зеленых сланцев. В шагырлинской свите рассеянная галька заключена в blastopсаммитовых кварц-полевошпатовых сланцах. В гальке встречаются как угловатые слабоокатанные обломки пород самой шагырлинской свиты (сланцы и железистые кварциты), так и мелкие (не более 5 см) хорошо окатанные гальки пород других свит карсакпайской и аралбайской серий. Отмечена также галька гранитоидов, аналоги которых в Улутау не известны. В биитской и шагырлинской свитах в южных частях синклинория рассеянная галька и валуны гранитоидов и мраморов отмечаются в микро- и мелкозернистых серицит-альбитовых сланцах по туффитам и пепловым туфам дацитового состава.

Конгломератовые сланцы, насыщенные галькой, отмечаются в карсакпайской серии значительно реже. Они слагают линзы в пачках пород, содержащих рассеянную гальку и известны лишь в нескольких пунктах. Линзовидные прослои конгломератовых сланцев (мощность около 1 м) известны в долине р. Бурмаша в основании болбраунской свиты (см. выше). Гальки — от мелких до валунов — в отдельных участках прослоя слагают до 50—70% массы породы и заключены в метаморфизованных среднезернистых туфопесчаниках основного состава. В порфиритоидной пачке шагырлинской свиты в долинах рек Боздак, Шагырлы, Балта конгломератовые сланцы слагают несколько прослоев. Нижний из них сближен в разрезе с липаритовыми порфироидами наземного происхождения и отличается наибольшей мощностью (до 20—30 м). Среди конгломератов этого стратиграфического уровня отмечаются прослои мощностью около 1 м, в которых содержание галек достигает 50—60% от массы породы. Гальки конгломератов сцементированы среднезернистыми серицит-полевошпат-кварцевыми сланцами по туффитам.

Мраморы и кварциты по мраморам наиболее многочисленны среди хемогенных пород и слагают до 4% объема формации. Мраморы, не измененные окварцеванием, редки в естественных выходах и обычно тяготеют к участкам, где кора выветривания эродирована, хотя не исключено, что окварцевание связано не только с процессами выветривания мезозойского или более позднего возраста.

Небольшие (первые метры и доли метра) прослои неизменных мраморов известны во всех свитах серии, а в разрезе болбраунской и биитской свит они слагают горизонты мощностью в 20—30 м. Обычно это массивные, грубослонистые мелкокристаллические породы розовато-серого и светло-серого цвета. Реже встречаются крупно-кристаллические разности ярко-белого цвета. Окраска неоднородна и часто обуславливает полосчатость, иногда (в долинах рек Шолак, Дюсембай, Байжан) довольно тонкую (до 0,5 см), чаще грубую, подчеркивающую пластовую отдельность. Мраморы сложены зернами доломита (0,1—2 мм), сохраняющими иногда ромбические очертания, с небольшой примесью серицита и хлорита.

Окварцованные мраморы развиты более широко, ассоциируясь в разрезах с осадочными породами, реже с метаморфизованными туффитами. По наблюдениям Л. И. Филатовой, окварцевание мраморов

выражается появлением в карбонатной массе участков неправильной или линзовидной формы, сложенных зернистым кварцем с мозаичной структурой. Кварц корродирует зерна карбоната, причем в кварце иногда в виде точечных включений сохраняются реликты замещенного карбонатного вещества. При полном замещении карбонатных зерен кварцем порода приобретает в естественных выходах массивную текстуру, кавернозную, ячеистую поверхность. Лишь при микроскопическом изучении удастся установить реликтовые признаки исходной породы, выражающиеся в наличии пустот ромбоэдрической формы на месте выщелоченных зерен карбоната.

Кварциты и микрокварциты. Первичнокремнистые породы распространены ограниченно и без примеси окислов железа встречаются в разрезе лишь на двух стратиграфических уровнях — в верхних частях разрезов бурмашинской и биитской свит. Возможно, к ним следует отнести и некоторые горизонты безрудных неяснополосчатых светло-серых кварцитов, сопровождающих в разрезах железистые кварциты.

Внешне микрокварциты — желтовато-серые и темно-серые (в бурмашинской свите) тонкополосчатые породы с тонкоплитчатой отдельностью или массивные. Обычно они содержат примесь серицита и хлорита, а в ряде случаев обогащены графитом. В единичных зернах содержится апатит и турмалин. Структура пород микрогранобластовая.

Железистые кварциты. Железистые кварциты слагают в разрезе серии девять выдержанных горизонтов, из которых восемь приурочены к верхним осадочным частям седиментационных ритмов. В строении каждого из этих горизонтов принимают участие разнообразные по составу и облику кремнисто-железистые породы, обычно находящиеся в тонком переслаивании. Их количество составляет около 1% объема формации.

Как и микрокварциты, железистые кварциты сложены в значительной мере кварцем. Железистые минералы — гематит, магнетит и мартит — содержатся в них в количестве от первых процентов до 70—80%. Содержание окислов железа определяет внешний облик и физические свойства этих пород. По составу, а также текстурным и структурным особенностям железистые кварциты можно разделить на четыре типа:

- а) железистые кварциты гематитового (железнослюдкового) состава;
- б) железистые кварциты смешанного гематито-магнетитового состава;
- в) железистые кварциты магнетитового состава;
- г) слаборудные железистые кварциты.

Внутреннее строение горизонтов — количество рудных минералов, их состав, текстуры пород — по простираанию пластов меняется достаточно резко, и иногда эти изменения удается наблюдать на расстояниях в первые десятки метров.

Железистые кварциты гематитового состава. Этот тип железистых кварцитов распространен наиболее широко и известен в составе всех девяти горизонтов. К нему относятся разности, в которых содержание гематита составляет более 70—80% от общего количества рудных, а сам гематит представлен тонкочешуйчатыми зернами. Магнетит либо отсутствует, либо его содержание составляет первые проценты, реже до 10—20%. Для железистых кварцитов этого

типа свойственна тонкая сланцеватость, однородное строение в прослоях мощностью до 1—2 м, реже тонкая параллельная слоистость (доли мм, 1—2 мм), обусловленная изменениями содержания гематита или наличием прослоев тонкозернистых кварц-серицитовых сланцев. В естественных выходах и неглубоких горных выработках кварциты гематитового состава представляют собой темно-фиолетовые, почти черные с красноватым оттенком породы, распадающиеся по сланцеватости на тонкие пластинки. Параллельные поверхности пластинок имеют маслянистый (до стеклянного) блеск, который им придают тонкие чешуйки гематита (0,001—0,1 мм). Структура этих пород микрогранобластовая. Помимо кварца и гематита они содержат единичные зерна хлорита, серицита, апатита, альбита и эвгедральные зерна магнетита (или мартита).

Железистые кварциты гематито-магнетитового состава. Железистые кварциты смешанного состава известны во всех горизонтах, хотя количественно уступают гематитовым. Магнетит (и мартит) слагает правильно ограненные кристаллы размером до 1,0—2,0 мм и обуславливает бугорчатые, узловатые поверхности сколов по сланцеватости. Небольшое количество магнетита в виде мельчайших пылеватых включений рассеяно в зернах кварца. Содержание магнетита может достигать в отдельных прослоях небольшой мощности (до 10—20 см) 50% от общего количества рудных. В богатых магнетитом разностях кварцитов сланцеватость обычно выражена незначительно, а цвет их более темный с синеватыми оттенками.

Структура этих железистых кварцитов микрогранобластовая. Реже отмечаются разности с реликтовой бобовой структурой (Филатова, 1962), которая обусловлена появлением на общем микрогранобластовом фоне зональных оолитовых выделений гематита и кварца. Эти разности отмечались в железистых кварцитах биитской свиты, а также в болбраунской свите южнее пос. Карсакпай и в долине р. Боздак.

Магнетитовые железистые кварциты пользуются ограниченным распространением и слагают в рудных горизонтах прослой мощностью в первые сантиметры, реже до 0,5 м. В магнетитовых кварцитах кварцевая масса гранобластовой торцовой структуры вмещает пылеватые и микрозернистые выделения магнетита, чешуйки гематита и единичные зерна акцессорных минералов. Относительно крупные ксенокристаллы магнетита (до 1—2 мм) обычно окружены венцовым кварцем. Магнетит резко преобладает среди рудных, благодаря чему породы имеют массивную или неяснополосчатую текстуру, черный с красноватыми и синеватыми оттенками цвет.

Слаборудные железистые кварциты. К этому типу относятся кремнистые породы, содержащие окислы железа в количестве от первых до 20%. Они слагают в рудных горизонтах либо тонкие частые прослои (до 2 см), либо единичные прослои мощностью до 30—40 см. Последние в гематитовых кварцитах бывают часто будинированы. Слаборудные кварциты имеют массивную или неяснополосчатую текстуру, микрогранобластовую структуру, содержат единичные зерна серицита, хлорита, апатита. Рудные представлены тонкорассеянным гематитом, реже пылеватым магнетитом. В первом случае породы имеют красный или красновато-бурый («сургучный») цвет разной густоты, во втором — серый или темно-серый цвет с красноватыми оттенками. «Сургучные» неяснополосчатые кварциты слагают нацело рудные горизонты на участках их выклинивания, образуя прослои мощностью до 3—4 м. Так, на правом берегу р. Шагырлы гематитовые кварциты горизонта «b₁» замещаются слаборудными мощностью менее

1 м, а на правобережье р. Белеуты горизонт «В₁» представлен прослоем «сургучных» кварцитов мощностью около 4 м.

Горизонты железистых кварцитов, как уже отмечалось, неоднородны по строению, и в каждом из них обычно представлены кварциты разных типов. Сочетания тех или иных типов железистых кварцитов в составе горизонтов образуют шесть групп.

1. Тонкое переслаивание гематитовых или гематито-магнетитовых кварцитов с тонкозернистыми кварц-серицитовыми сланцами. Такое сочетание встречается обычно в основании горизонтов, иногда оно дополняется редкими прослоями слаборудных кварцитов.

2. Тонкое переслаивание гематитовых и гематито-магнетитовых кварцитов, иногда с редкими прослоями (около 10—30 см) слаборудных и безрудных кварцитов.

3. Тонкое переслаивание гематитовых кварцитов со слаборудными. Последние, кроме тонких прослоев, слагают иногда более мощные — до 15 см — единичные прослои.

4. Тонкое переслаивание магнетитовых и слаборудных кварцитов.

5. Переслаивание гематитовых кварцитов с магнетитовыми. Гематитовые разности образуют прослои, мощность которых обычно в 3—5 раз превышает мощность прослоев магнетитовых кварцитов.

6. Массивные слаборудные кварциты неяснополосчатой текстуры.

Кварц-серицитовые сланцы в составе горизонтов железистых кварцитов часто замещаются разностями, богатыми стильпномеланом, реже встречаются разности с графитистым веществом, которое в виде тонких включений отмечается также в безрудных кварцитах.

Петрофонд формации

Петрофондом (в понимании И. В. Хворовой) железорудной формации, как следует из анализа ее состава, являются продукты вулканизма (включая его гидротермальную и газовую фазы) и продукты разрушения более древних пород, слагающие в ней первично-терригенные породы. Биогенный компонент в формации ничтожен, так как лишь ограниченное количество пород содержит органическое вещество (графит). Графитистые сланцы слагают единичные прослои малой мощности в железорудных горизонтах, пылеватые включения графита известны в безрудных кварцитах. Лишь в единичных случаях в кварцитах и мраморах встречаются текстурные формы возможного органического происхождения — реликтовые оолитовые текстуры, слоистые образования, напоминающие пластовые строматолитовые постройки. Гидрогенный компонент в формации, очевидно, обусловлен вулканическими процессами.

На диаграммах (рис. 19) сделана попытка отразить количественное значение разных частей петрофонда в образовании железорудной формации. Роль вулканогенного компонента составляет от 60 до 65%. Терригенный компонент формации разделен на две части — поступавший из «местных» источников сноса (расположенных в непосредственной близости от области современного распространения карсакпайской серии) и поступавший из относительно удаленных источников. При таком разделении оценивались как состав обломочного материала, так и степень его окатанности, сортированности и т. п.

Как видно из рис. 19, вверх по разрезу возрастает роль обломочного материала из «местных» источников сноса, что свидетельствует об изменении режима осадконакопления во времени. Количественная

роль вулканогенного компонента при этом меняется незначительно. Фактически он имеет большее значение, поскольку терригенный компонент в значительной мере может представлять продукты разрушения и переотложения вулканогенных пород нижних частей разреза. Как будет показано ниже, изменение условий седиментации тесно свя-

зано с эволюцией вулканизма и обусловлено историей развития геосинклинального прогиба.

Диаграммы баланса вещества (рис. 20, А, Б, В, Г) иллюстрируют изменения количественных соотношений пород разного состава и природы в разных частях железорудной формации. В низах формации (бурмашинская свита) вулканогенные породы представлены исключительно порфиритоидами базальтового состава, выше по разрезу помимо них появляются все более кислые разности и растет их количественная роль. Параллельно сокращается роль карбонатных пород, а среди терригенных растет значение грубозернистых — гравелитов и конгломератов.

Из разрезов серии (см. рис. 3) видно, что эти изменения протекают по-разному в разных частях Карсакпайского синклиория. В его северной зоне андезитовые порфиритоиды отмечаются в большом количестве уже на относительно низком стратиграфическом уровне — в болбраунской свите, а в шагырлинской наряду с ними широко раз-

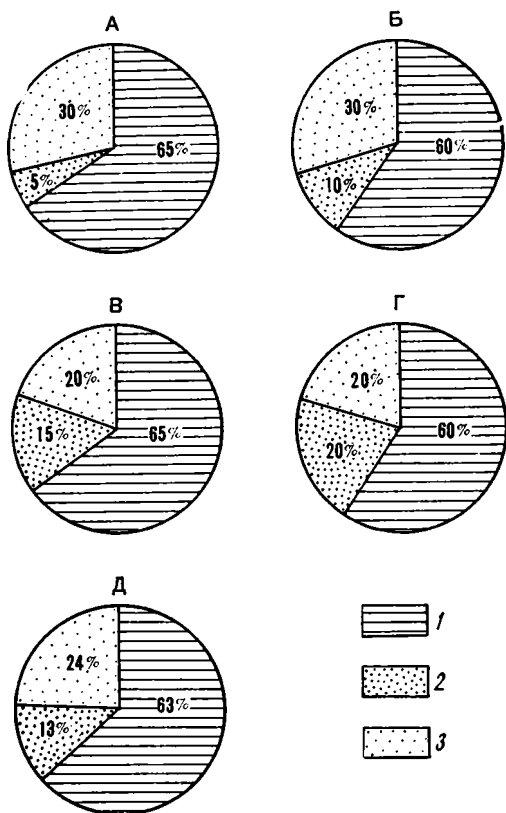


Рис. 19. Роль разных частей петрофонта в образовании железорудной формации: А — бурмашинская, Б — болбраунская, В — шагырлинская, Г — биитская свиты, Д — формация в целом. 1 — вулканогенный компонент; 2—3 — терригенный компонент: 2 — из местных источников сноса, 3 — из удаленных источников сноса

виты липарито-дацитовые и липаритовые лавы и туфы. В пределах центральной зоны синклиория андезитовые порфириты впервые отмечаются только в низах шагырлинской свиты, а более кислые разности вулканитов — в ее верхней пачке и еще выше в биитской свите. В южной зоне широкое развитие андезит-дацитовых и более кислых вулканитов отмечается только в биитской свите, причем представлены они большей частью микрозернистыми туффитами, пирокластический материал которых мог поступать с участков, расположенных севернее. На широте р. Белеуты, на крайнем юге обнаженной части Карсакпайского синклиория, в породах бурмашинской и болбраунской свит отмечается обилие кислого пирокластического материала — кристаллокластов кварца и полевых шпатов. В низах болбраунской свиты на

этом участке дацитовые туфы слагают мощную пачку, быстро выклинивающуюся в северном направлении.

Не исключено, что южнее долины р. Белеуты располагается новая зона синклинория, отличающаяся в своем развитии от южной. В пользу такого предположения свидетельствует значительное отличие разреза болбраунской свиты на правом берегу р. Белеуты от разрезов

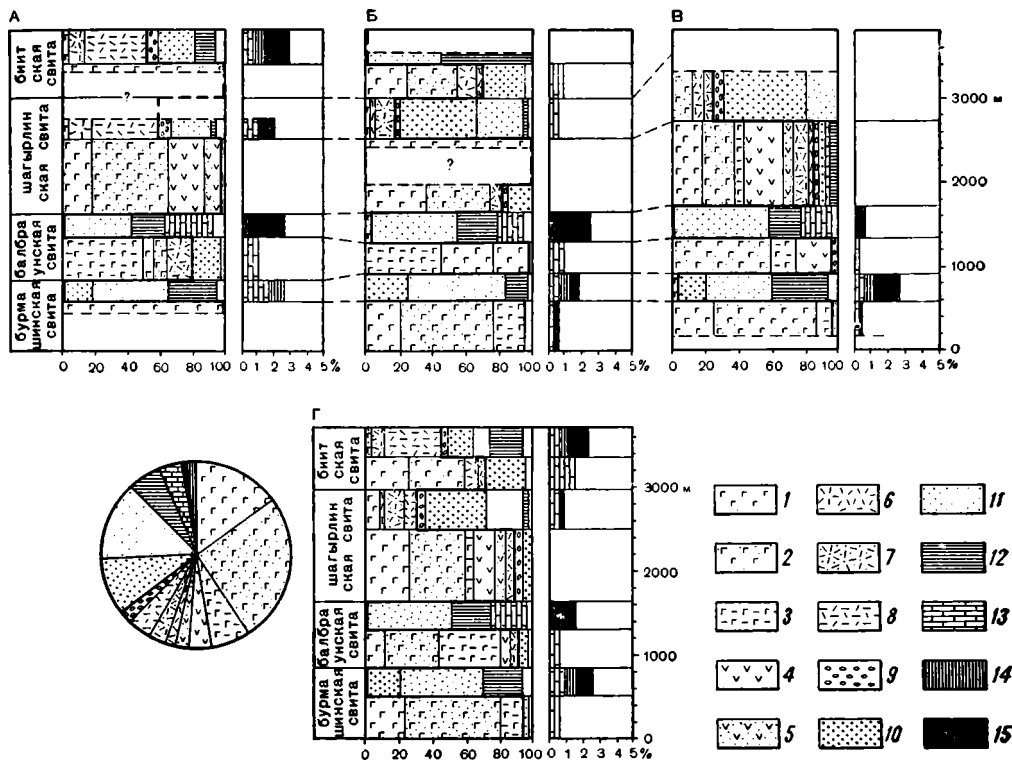


Рис. 20. Диаграмма баланса вещества железорудной формации

А — для южной зоны синклинория, Б — для центральной зоны, В — для северной зоны, Г — сводная диаграмма для формации.

1—3 — метаморфизованные вулканы базальтового состава: 1 — порфиритоиды по лавам, 2 — порфиритоиды по туфам, 3 — зеленые сланцы; 4 — порфиритоиды по лавам андезитового состава; 5 — порфиритоиды по туфам андезитового состава; 6—8 — порфириды: 6 — по лавам, 7 — по туфам, 8 — по туффитам; 9 — конгломератовые сланцы; 10 — кварц-полевошпатовые сланцы; 11 — кварц-серицитовые сланцы; 12 — филлиты; 13 — мраморы; 14 — микрокварциты; 15 — железистые кварциты

других участков южной зоны. В долине р. Белеуты развита мощная толща дацитовых туфов в кровле порфиритоидной пачки, которая быстро выклинивается в северном направлении. В составе верхней пачки здесь резко преобладают мраморы, количество которых также сокращается в северном направлении.

По количественной роли в формации перечисленные выше типы пород резко неравнозначны (см. рис. 20). Базальтовые вулканы, полевошпатовые сланцы и мелкозернистые кварц-серицитовые сланцы и филлиты с полным основанием могут считаться главными членами формации. Хемогенные породы (мраморы, микрокварциты и желези-

Таблица 7

Естественные ассоциации пород железорудной формации

Члены формации	Ассоциации пород					
	нижние части седиментационных ритмов			верхние части седиментационных ритмов		
	порфиритоид- ная	зеленосланце- вая	порфиroidно- терригенная	терригенная железорудная	вулканогенно- терригенная	туффовая железорудная
Порфиритоиды по туфам						
Порфиритоиды по лавам базальтового состава						
Порфиритоиды по лавам (андезит. состава)						
Порфиритоиды по туфам (андезит. состава)						
Порфиroids по туфам дацитового состава						
Серицит-альбитовые сланцы (по туффитам)						
Порфиroids по лавам						
Порфиroids по туфам						
Кварц-серицитовые сланцы						
Филлиты						
Кварц-полевошпатовые сланцы						
Конглом. сланцы с рассеянной галькой						
Конглом. сланцы, насыщенные галькой						
Мраморы и кварциты по мраморам						
Кварциты и микрокварциты						
Железистые кварциты						

стые кварциты), конгломератовые сланцы, кислые лавы и туфы, а также андезитовые вулканы оказываются второстепенными, хотя, как будет показано ниже, в отдельных ассоциациях каждый из типов пород может быть в числе ведущих. Более того, само присутствие таких пород, как железистые кварциты, слагающих всего около 1% объема формации, является одним из важнейших ее признаков и определяет подход к ее типизации.

Большинство членов формации, накопление которых связано либо с вулканической деятельностью, либо переотложением обломочного материала из областей размыва, следует считать патрическими. Аллофильными могут оказаться лишь кислые вулканы, поскольку кислый вулканизм не свойствен эпохе накопления спилитовой джеспилитоносной формации. Он проявляется локально и с известной условностью может рассматриваться как предвестник процессов, которые максимально проявлялись в среднем протерозое и привели к накоплению мощных толщ кислых вулканитов жийдинской и майтубинской серий.

Ассоциации пород спилитовой джеспилитоносной формации

Как видно из изложенного, строение формации неоднородно и парагенетические ассоциации слагающих ее пород оказываются разными для разных стратиграфических уровней и для разных участков синклиория. Свиты, слагающие карсакпайскую серию, представляют своеобразные седиментационные ритмы, каждый из которых начинается толщей вулканитов и завершается толщей осадочных и хемогенных пород. В соответствии с этим ассоциации пород формации образуют две группы, одна из которых свойственна только нижним частям ритмов, а другая — верхним. Как правило, совмещение ассоциаций из разных групп не происходит (табл. 7).

Наиболее распространенными являются ассоциации, в которых преобладают базальтовые порфиритоиды — эти ассоциации свойственны всем свитам серии во всех трех зонах. Ассоциации, которые включают кислые вулканы, характерны для верхних частей формации, причем нижний стратиграфический уровень их распространения смещается вверх по разрезу от северной зоны синклиория на юг. Для верхних частей формации более свойственны и ассоциации, включающие полевошпатовые blastsаммитовые и blastsравелитовые сланцы, а также ассоциации с микрозернистыми серицит-альбитовыми сланцами по туфам и пепловым дацитовым туфам. Хемогенные члены формации тяготеют к верхним частям седиментационных ритмов, ассоциируясь преимущественно с терригенными породами.

Нижние части седиментационных ритмов

В нижних вулканогенных частях седиментационных ритмов встречаются следующие ассоциации пород: 1) порфиритоидная; 2) зеленосланцевая; 3) порфириоидно-терригенная.

Порфиритоидная ассоциация является самой распространенной. Она включает метаморфизованные лавы и туфы (лито- и кристаллоластические) базальтового и, в меньшей мере, андезитобазальтового и андезитового составов (см. табл. 7). Андезитовые вулканы в ассоциации с базальтовыми свойственны порфиритоидным пачкам шагырлинской и биитской свит. Количественные соотношения лав и туфов в ассоциации изменчивы, туфы в целом преобладают, однако на отдельных участках синклиория относительное количество

эффузивов возрастает. В северной зоне порфиритоиды по лавам базальтового и андезитового составов составляют до 60% объема порфиритоидной пачки шагырлинской свиты (см. рис. 20).

Зеленосланцевая ассоциация включает преимущественно метаморфизованные пепловые туфы и туффиты основного состава (см. табл. 7). Она тесно связана с порфиритоидной ассоциацией, замещающая ее по простиранию или образуя в ней невыдержанные прослои и линзы небольшой мощности (1—10 м). Наиболее широко эта ассоциация распространена в низах болбраунской свиты. Пепловые туфы и туффиты часто включают линзы внутрiformационных конгломератов, мраморов и содержат большое количество терригенного материала — полуокатанные и остроугольные зерна кварца и полевого шпата.

Среди порфиритоидов железистые кварциты встречаются редко. Они составляют линзы (мощностью до 1—2 м) слабобудных кварцитов, протяженность которых составляет первые метры, реже 30—50 м. В средней части порфиритоидной пачки бурмашинской свиты горизонт джеспилитов сопровождается мраморами и кварц-серицитовыми сланцами и образует с ними самостоятельную ассоциацию.

Порфиритоидно-терригенная ассоциация пользуется ограниченным распространением. Она включает метаморфизованные лавы и туфы кислого состава и сопровождающие их blastopсаммитовые сланцы кварц-полевошпатового состава и конгломераты. Эта ассоциация распространена в низах шагырлинской свиты в северной зоне и в низах биитской свиты на юге центральной зоны, где она образует прослои мощностью от первых метров до 100—120 м среди порфиритоидов. Особенностью рассматриваемой ассоциации является наличие в ней пород, накопившихся в наземных условиях или на мелководье, и отсутствие мелкозернистых и хемогенных осадков.

Верхние части седиментационных ритмов

Для верхних частей седиментационных ритмов характерны иные ассоциации пород. Наиболее важные из них: 1) терригенная железорудная; 2) терригенная безрудная; 3) туффитовая железорудная.

Терригенная железорудная ассоциация включает кварц-серицитовые сланцы, филлиты, мраморы, железистые кварциты, микрокварциты. Кроме того, она может содержать в небольших количествах графитистые сланцы и филлиты, хлоритовые сланцы и очень редко порфиритоиды по туфам базальтового состава (см. табл. 7).

Эта ассоциация широко распространена в верхних пачках бурмашинской и болбраунской свит в пределах всего синклинория, в шагырлинской и биитской свитах она развита очень ограниченно и с ней связаны только прослои небольшой мощности (обычно не более 1—2 м). Хемогенные породы — мраморы, кварциты и железистые кварциты — обычно приурочены к определенным стратиграфическим уровням и выдержаны на большой площади. Железистые кварциты обнаруживают тесную связь с мелкозернистыми терригенными породами и чаще всего подстилаются и перекрываются филлитами. Выпадение железистых кварцитов из разреза всегда сопровождается замещением филлитов blastopсаммитовыми кварц-серицитовыми сланцами.

Терригенная железорудная ассоциация встречается и в порфиритоидной пачке бурмашинской свиты, где к ней следует отнести горизонт мощностью до 16 м, сложенный железистыми кварцитами, мраморами и кварц-серицитовыми мелкозернистыми сланцами.

Терригенная безрудная ассоциация включает blastsаммитовые кварц-полевошпатовые и кварц-серицитовые сланцы, конгломератовые сланцы (обычно с рассеянной галькой). Помимо перечисленных пород в ассоциацию часто входят порфиритоиды по лавам и туфам базальтового состава, порфириоиды по кристаллокластическим туфам, реже лавам. Мелкозернистые сланцы и порфириоиды по пепловым туфам иногда сопровождаются линзами мраморов небольшой мощности и протяженности (см. табл. 7). Указанная ассоциация наиболее характерна для шагырлинской свиты северной и центральной зон синклиория.

Туффитовая железорудная ассоциация представлена микрозернистыми серицит-альбитовыми сланцами, меньшая роль в ней принадлежит филлитам, кварц-серицитовым сланцам, конгломератовым сланцам. Помимо этих пород, встречаются мраморы, а в основании верхней пачки шагырлинской и в кровле биитской свит — железистые кварциты и микрокварциты (см. табл. 7).

Туффитовая железорудная ассоциация тесно связана с терригенной безрудной, замещая ее по простиранию. Связь этих ассоциаций наиболее полно проявлена в верхней пачке шагырлинской свиты на границе центральной и южной зон синклиория. Блестопсаммитовые кварц-полевошпатовые сланцы и порфириоиды центральной зоны постепенно сменяются мелкозернистыми сланцами по туффитам, вмещающими горизонт железистых кварцитов. Эта смена происходит на расстоянии 6—7 км — от долины р. Туртулбайсай до долины руч. Жаркудук. Как и в терригенной железорудной ассоциации, железистые кварциты в туффитовой ассоциации сопровождаются наиболее тонкозернистыми ее членами и выпадают из разреза одновременно с появлением в рудовмещающих частях разреза грубозернистых пород.

Перечисленные ассоциации (см. табл. 7) являются наиболее распространенными. Внутри каждой из них обнаруживаются более сложные соотношения в преимущественном развитии или выпадении тех или иных членов, которые отражают отличия в палеогеографической обстановке разных участков геосинклинального прогиба, изменение этих условий во времени, изменчивость петрофонда формации. По этим признакам внутри каждой из ассоциаций выделяются группы, в названиях которых отражены или особенности условий осадконакопления или состав преобладающих членов.

Порфиритоидная ассоциация включает базальтовую эффузивную, андезитовую эффузивную и базальтовую пирокластическую группы (табл. 8). Первая распространена в нижних пачках всех четырех свит, хотя количественно ее роль невелика. Андезитовая эффузивная группа распространена в шагырлинской свите в пределах всего синклиория и в болбраунской свите в северной зоне. Базальтовая пирокластическая группа известна во всех четырех свитах и количественно распространена в формации наиболее широко. Как правило, перечисленные группы тесно связаны, замещая друг друга по латерали и переслаиваясь в разрезах.

Зеленосланцевая ассоциация делится на туфогенную и туффитовую группы (см. табл. 8). Первая свойственна участкам развития эффузивных и пирокластических вулканитов, среди которых она образует прослой небольшой мощности, быстро выклинивающиеся по простиранию. Зеленые сланцы этой группы образуются преимущественно по мелкозернистым туфам на относительно небольшом удалении от очагов вулканизма. Туффитовая группа возникает на значительном удалении от очагов вулканизма, в ней туфы занимают подчи-

Таблица 8

Ассоциации пород нижних частей седиментационных ритмов

Члены формации	Порфиритоидная ассоциация			Зеленосланцевая ассоциация	
	группы			группы	
	базальтовая эффузивная	андезитовая эффузивная	базальтовая пирокластическая	туфогенная	туффовая
Порфиритоиды по туфам базальтового состава					
Зеленые сланцы и порфиритоиды по туффитам					
Порфиритоиды по лавам базальтового состава					
Порфиритоиды по туфам андезитового состава					
Порфиритоиды по лавам андезитового состава					
Порфириоиды по туфам дацитового состава					
Серицит-альбитовые сланцы					
Конгломератовые сланцы					
Мраморы					
Кварциты					
Железистые кварциты					

ненное положение и большую роль играют туффы и мраморы, а также терригенные породы. Эта группа распространена преимущественно в низах болбраунской свиты, где слагает мощные (до 300 м) интервалы разреза.

Порфиroidно-терригенная ассоциация делится на подводную и наземную группы (табл. 9), образование которых протекало в

Таблица 9

Порфиroidно-терригенная ассоциация

Члены формации	Группы	
	подводная	наземная
Порфиритонды по туфам базальтового состава		
Порфиритонды по лавам базальтового состава		
Порфиroidы по туфам дацитового состава		
Порфиритонды по туфам андезитового состава		
Порфиroidы по лавам		
Порфиroidы по туфам		
Кварц-серицитовые сланцы		
Кварц-полевошпатовые blastopssamm. slantsy		
Конгломерат. сланцы с рассеянной галькой		
Конгломерат. сланцы, насыщенные галькой		

разной палеогеографической обстановке. Подводная группа распространена более широко и образует прослои в нижних пачках шагырлинской и биитской свит. В ее составе преобладают туфы и терригенные породы, среди которых конгломераты играют подчиненную роль. Наземная группа известна только в шагырлинской свите в северной зоне синклиория. Для нее характерно сочетание лав кислого и основного состава и конгломератовых сланцев.

Терригенная железорудная ассоциация делится на филлитовую железорудную, филлитовую безрудную и сланцевую группы (табл. 10). Первая свойственна бурмашинской и болбраунской свитам, в которых слагает рудовмещающие части разреза. В ее составе преобладают филлиты, мелкозернистые кварц-серицитовые сланцы, железистые кварциты, мраморы, микрокварциты. Филлитовая безрудная ассоциация сменяет железорудную в верхах болбраунской свиты на отдельных участках синклиория, отвечающих, по-видимому, областям бассейна седиментации, куда не поступали в достаточных концентрациях кремнекислота и соединения железа (центральная и северная зоны). Она также распространена в кровле бурмашинской свиты, где хемогенные члены разреза представлены только мраморами и микрокварцитами, что связано, вероятно, с «безрудным» составом поствулканических возгонов к концу эпохи накопления бурмашинской свиты.

Сланцевая группа включает blastopssammитовые кварц-серицитовые и кварц-полевошпатовые сланцы. В болбраунской и бурмашинской свитах она замещает филлитовые группы на участках выклинивания железистых кварцитов (в центральной зоне), в бурмашинской свите она слагает среднюю часть разреза (выше горизонта желези-

Терригенная железорудная ассоциация

Члены формации	Группы		
	филлитовая железорудная	сланцевая	филлитовая безрудная
Порфиритоиды по туфам базальтового состава			
Порфиритоиды по туфам дацитового состава			
Кварц-серицитовые сланцы			
Филлиты			
Бластосамм. кварц-серицитовые сланцы			
Бластосамм. кварц-полевошпатовые сланцы			
Мраморы			
Кварциты и микрокварц.			
Железистые кварциты			

стых кварцитов «b₃») в пределах всего синклиория, а в болбраунской свите — среднюю часть разреза в северной зоне.

Таблица 11

Вулканогенно-терригенная и туффитовая железорудная ассоциации

Члены формации	Вулканогенно-терригенная ассоциация	Туффитовая железорудная ассоциация	
		группы	
		мелководная	глубоководная
Порфиритоиды по туфам базальтового состава			
Порфиритоиды по лавам базальтового состава			
Порфиритоиды по туфам дацитового состава			
Серицит-альбитовые сланцы (по туффитам)			
Порфиритоиды по лавам			
Порфиритоиды по туфам			
Кварц-серицитовые сланцы			
Филлиты			
Конгломераты с рассеянной галькой			
Конгломераты, насыщенные галькой			
Мраморы			
Кварциты			
Железистые кварциты			
Кварц-полевошпатовые сланцы			

Терригенная безрудная и туффитовая железорудная ассоциации (см. табл. 7) свойственны шагырлинской и биитской свитам. Они связаны между собой постепенными переходами и обычно образуют устойчивые латеральные ряды. Внутри туффитовой железорудной ассоциации можно выделить две группы — мелководную и глубоко-водную (табл. 11).

Мелководная группа накапливалась в непосредственной близости от пород терригенной безрудной ассоциации и содержит в подчиненном количестве порфиroidы по туфам, бластопсаммитовые полевошпатовые сланцы, а также конгломератовые сланцы, часто насыщенные галькой. Роль мраморов и кварцитов здесь невелика. Глубоководная группа представлена лейкократовыми туффитами в сочетании с хомогенными породами и подчиненным количеством терригенных, преимущественно тонкозернистых пород. Мелководная группа распространена в шагырлинской свите на границе южной и центральной зон синклинория, мелководная — свойственна низам верхней пачки шагырлинской и верхней пачке биитской свиты в южной зоне синклинория.

Терригенная безрудная ассоциация верхних пачек биитской и шагырлинской свит во многом близка порфиroidно-терригенной ассоциации нижних пачек (см. табл. 10—11), однако вулканиты первой обнаруживают тесную связь с терригенными членами разреза, слагая вместе с ними пачки большой мощности, а порфиroidы второй образуют изолированные прослои мощностью до 25—50 м (чаще 4—5 м) среди порфиroidов.

Петрохимические особенности вулканогенных пород железорудной формации

Поскольку вулканогенным породам в составе формации принадлежит ведущая роль и с вулканизмом связаны важнейшие ее особенности, изучение характера вулканизма приобретает большое значение. В настоящее время накоплен значительный материал по химизму пород карсакпайской серии, включающей силикатные анализы практически всех типов пород и результаты литогеохимического опробования всего ее разреза. Эти данные позволяют установить ряд закономерностей в эволюции химизма вулканических процессов эпохи накопления железорудной формации.

Химический состав вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород карсакпайской серии ранее изучался Ю. И. Половинкиной и Л. И. Филатовой. В работе Л. И. Филатовой (1962) приводятся результаты силикатных анализов не только по рассматриваемой территории, но и для Центрального и Северного Улутау. Отдельные анализы вулканитов карсакпайской серии Северного Улутау приводятся в работе И. И. Вишневской, И. Ф. Трусовой, Л. И. Филатовой (1967). В 1962—1967 гг. получены новые данные о химизме пород железорудной формации. Все результаты силикатных анализов пород из разных частей разреза карсакпайской серии сведены в табл. 2, наиболее подробно при этом охарактеризованы вулканиты основного состава и кислые вулканиты двух верхних свит. Менее подробны данные о химизме дацитовых порфиroidов из низов разреза. Анализы лав и пирокластических пород, не содержащих примеси осадочного материала, дают основу для изучения эволюции состава магм в эпоху накопления карсакпайской серии. Статистическая обработка результатов анализов проведена Д. К. Фроловым.

Геохимическое изучение разреза карсакпайской серии проведено

в 1966—1967 гг. Д. К. Фроловым, Г. В. Жуковым и автором. Для большинства проб выполнен полуколичественный спектральный анализ в лаборатории ЦКГУ (ДФС-8), анализ проб из железистых кварцитов по сходной методике проведен в лаборатории ГИН АН УССР (СРП-2). Статистическая обработка полученных результатов выполнена Д. К. Фроловым.

Из табл. 2, 12, 12а видно, что в карсакпайской серии состав вулканогенных пород не постоянен и меняется вверх по разрезу. Это отражается не только в появлении новых типов пород, но и в последовательном изменении петрохимических особенностей пород, принадлежащих одним типам, но приуроченных к разным стратиграфическим уровням. Сравнение числовых характеристик (по методу А. Н. Заварицкого) обнаруживает направленный характер эволюции вулканизма (см. табл. 3).

Наиболее распространенные вулканы — порфиритоиды базальтового состава — обнаруживают сходство основных параметров, определяющих их химизм (рис. 21). Близкие значения содержаний кремнезема, окислов железа, алюминия, магния и щелочей (с преобладанием натрия) объединяют их в одну группу, в целом близкую диабазам по Р. Дэли (Заварицкий, 1950). Резкое преобладание натрия над калием отражает спилитовый характер вулканизма. Отдельные разности пород этой группы из разрезов шагырлинской и биитской свит занимают промежуточное положение между андезитами и базальтами (см. рис. 21).

Вверх по разрезу в порфиритоидах растет содержание щелочей, несколько опережающее рост содержаний кремнекислоты — эта тенденция отчетливо видна при сравнении составов порфиритоидов бурмашинской и болбраунской свит и порфиритоидов шагырлинской и биитской свит (рис. 22). Возрастание щелочности сопровождается некоторым уменьшением анортитовой составляющей в плагиоклазах (см. табл. 3, рис. 21). Менее отчетливо эта тенденция проявляется и в вулканитах более кислого состава и, очевидно, отражает общую для всей карсакпайской серии закономерность в развитии вулканизма.

Вулканы андезитового состава охарактеризованы силикатными анализами менее полно, однако их наличие в разрезе несомненно (см. табл. 2) и подтверждается данными петрографических исследований. Породы этой группы (в небольшом количестве известны в болбраунской свите и довольно часты в шагырлинской и биитской свитах) сопоставимы со средним андезитом, по Р. Дэли.

Вулканы дацитового состава в карсакпайской серии охарактеризованы лишь несколькими анализами (Р-235/12, 3641/7, Я-2455/8, Р-5, 3999/2). Среди порфиритоидов этой группы отдельные разности (Я-2455/8) принадлежат к ряду пород, пересыщенных щелочами, что в целом не свойственно вулканитам карсакпайской серии и объясняется их туффовитовой природой. В них постоянна примесь обломочного материала, причем помимо кварца и альбитизированных плагиоклазов отмечаются обломки калиевых полевых шпатов, а в микрозернистых разностях содержится значительное количество серицита. Этим объясняются колебания значений параметра «*n*» — в некоторых породах калия больше, чем натрия (3641/7, Я-2455/8 и др.). Наличие обломочной составляющей в этих породах подтверждается и положением фигуративных точек их состава в тетраэдрах П. Ниггли (см. рис. 17).

Из-за непостоянства состава дацитовых вулканитов их сопоставление с какими-либо типоморфными породами по Р. Дэли затруднено.

Средние типы вулканогенных пород* (Розанов, Филатова, 1972₁)

Количество анализов	Породы	Серия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	Сумма
8	Порфириоиды дацитовые и кварц-дацитовые	Аралбайская серия	66,61**	0,64	14,84	2,43	2,51	0,11	1,78	1,93	4,34	2,05	2,01	99,25
			2,74	0,14	1,49	0,74	1,14	0,07	0,24	0,53	1,09	1,27		
6	Порфириоиды липаритовые		74,45	0,39	12,88	1,60	0,63	0,14	0,58	1,20	4,32	2,23	1,08	99,50
			2,81	0,19	0,96	0,88	0,27	0,11	0,31	1,20	0,86	1,39		
7	Порфиритоиды	Аралбайская серия	49,82	1,81	14,40	4,78	8,11	0,10	6,39	7,88	2,88	0,55	2,97	99,73
			2,08	0,94	1,47	2,11	1,97	0,14	0,84	2,51	1,24	0,21		
5	Бурмашинская свита	Порфиритоиды	48,88	1,14	15,32	5,00	7,04	0,25	5,30	9,46	2,39	0,36	3,83	98,98
			1,05	0,24	0,73	2,77	1,05	0,05	0,73	1,91	1,17	0,18		
7	Болбраунская свита		48,82	1,53	14,78	6,67	6,77	0,21	5,60	7,16	2,84	1,16	4,01	99,55
			1,58	0,63	1,68	2,99	1,72	0,09	0,64	3,82	1,62	1,06		
4	Шагирлинская свита		49,93	1,13	16,78	3,90	6,64	0,20	5,48	9,02	3,39	0,71	2,40	99,58
			2,94	0,35	1,61	1,79	0,82	0,05	0,61	2,63	1,13	0,32		
3	Биитская свита		54,96	1,24	13,75	3,26	5,56	0,09	6,34	6,73	4,39	0,81	2,67	99,80
			3,97	0,47	1,95	1,25	1,56	0,06	1,58	1,47	0,44	1,12		
19	Порфиритоиды	Карсакпайская серия	50,08	1,36	15,04	5,03	6,63	0,19	5,62	7,99	3,11	0,87		
			2,97	0,55	1,76	2,64	1,33	0,07	0,82	2,86	1,34	0,84		
4	Шагирлинская свита		74,74	0,33	11,97	2,13	0,76	0,08	0,36	1,31	2,39	4,62	0,95	99,64
			2,59	0,10	1,19	0,73	0,65	0,09	0,21	1,35	1,93	3,04		
2	Биитская свита		76,01	0,21	11,61	1,93	0,59	0,08	0,24	0,36	3,23	4,46	0,85	99,57
			3,66	0,15	1,03	1,57	0,24	0,17	0,34	1,18	2,04	2,04		
6	Порфириоиды		75,17	0,29	11,85	2,06	0,70	0,08	0,32	0,99	2,67	4,57		
			2,67	0,12	1,04	0,91	0,52	0,08	0,19	1,16	1,64	2,52		

* Расчет проведен Д. К. Фроловым и Н. И. Гвоздик.

** В числителе—среднее арифметическое, в знаменателе—среднее квадратичное отклонение.

Пересчет анализов по методу А. Н. Заварицкого

Числовые характеристики											
<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S</i>	<i>Q</i>	<i>a'</i>	<i>c'</i>	<i>m'</i>	<i>f'</i>	<i>n</i>	<i>t</i>	<i>φ</i>
12,3	2,3	10,1	75,3	23,8	25,3	—	29,5	45,1	76,5	0,7	21,0
12,3	1,9	3,5	82,2	37,9	15,4	—	26,9	57,7	74,6	0,4	3,7
6,6	6,9	26,2	60,3	0,3	—	9,7	42,4	47,8	89,2	2,7	14,1
6,2	7,8	25,9	60,1	0,1	—	17,1	36,9	46,1	91,0	1,7	17,6
8,3	6,2	25,8	59,6	—3,7	—	11,3	38,5	50,1	78,8	2,3	23,2
8,8	7,3	24,0	59,9	—5,0	—	17,3	40,2	42,6	87,9	1,7	14,4
10,7	3,7	23,0	62,6	0,1	—	18,9	46,1	35,0	89,2	1,7	12,0
8,4	6,2	25,1	60,2	—2,6	—	15,3	39,3	45,4	84,5	2,0	17,8
11,6	1,5	4,0	82,8	40,8	21,2	—	14,9	63,9	44,0	0,3	44,4
13,0	0,4	3,6	82,9	39,4	28,9	—	10,7	60,3	52,4	0,2	43,5
12,1	1,2	3,9	82,9	40,4	23,9	—	13,5	62,5	47,0	0,3	44,0

Породы рассматриваемой группы наиболее близки дациту или занимают промежуточное положение между дацитом и липаритом. Ю. И. Половинкина (1952) усматривала сходство порфироидов по кристаллокластическим туфам из нижней пачки болбраунской свиты с кератофирами, что послужило ей одним из оснований для отнесения карсакпайской серии к спилито-кератофировой формации. С нашей точки зрения, сравнение кислых вулканитов карсакпайской серии с кератофирами неоправданно.

Порфироиды липаритового состава, приуроченные к верхним членам разреза серии, близки (см. табл. 2) среднему липариту, по Р. Дэли, или кварцевому кератофиру (Р-1, Р-3987/11). Как отмечалось выше, некоторые разности пород из группы порфироидов дацитового состава по своим химическим свойствам занимают промежуточное положение между дацитами и липаритами.

Из изложенного выше видно, что метаморфизм серии, отвечающий фации зеленых сланцев (Филатова, 1962), был изохимическим, и вулканогенные породы сохранили важнейшие петрохимические свойства первичных пород. Анализ этих свойств обнаруживает отчетливые особенности эволюции вулканизма эпохи накопления формации.

Комплексы основных вулканитов каждого из четырех седиментационных ритмов формации образуют четыре группы, отличия которых по составу наиболее заметны для средних типов (см. табл. 12). Общая для формации направленность в изменении химизма основных вулканитов выражается в их направленном «раскислении» вверх по разрезу (см. табл. 2, рис. 21) и в увеличении щелочности.

Нижний ритм (бурмашинская свита) содержит вулканиты только базальтового состава, для которых фигуративные точки на правой стороне диаграммы (см. рис. 21) группируются в самой нижней части роя векторов и располагаются близко к оси *b*. Эти породы отличаются минимальными значениями параметра «*a*» и максимальными значениями параметра «*b*». Фигуративные точки вулканитов последующих циклов смещаются вправо и вверх, отражая увеличение содержания кремнекислоты и щелочей (рис. 21).

Петрохимическая обособленность вулканитов из разных стратиграфических уровней отчетливо проявлена и на вариационных диаграммах (рис. 23, 24, 25, 26).

Распределение большинства породообразующих окислов, как видно из диаграмм, свидетельствует о петрохимическом родстве пород бурмашинской — болбраунской и шагырлинской — биитской свит. При

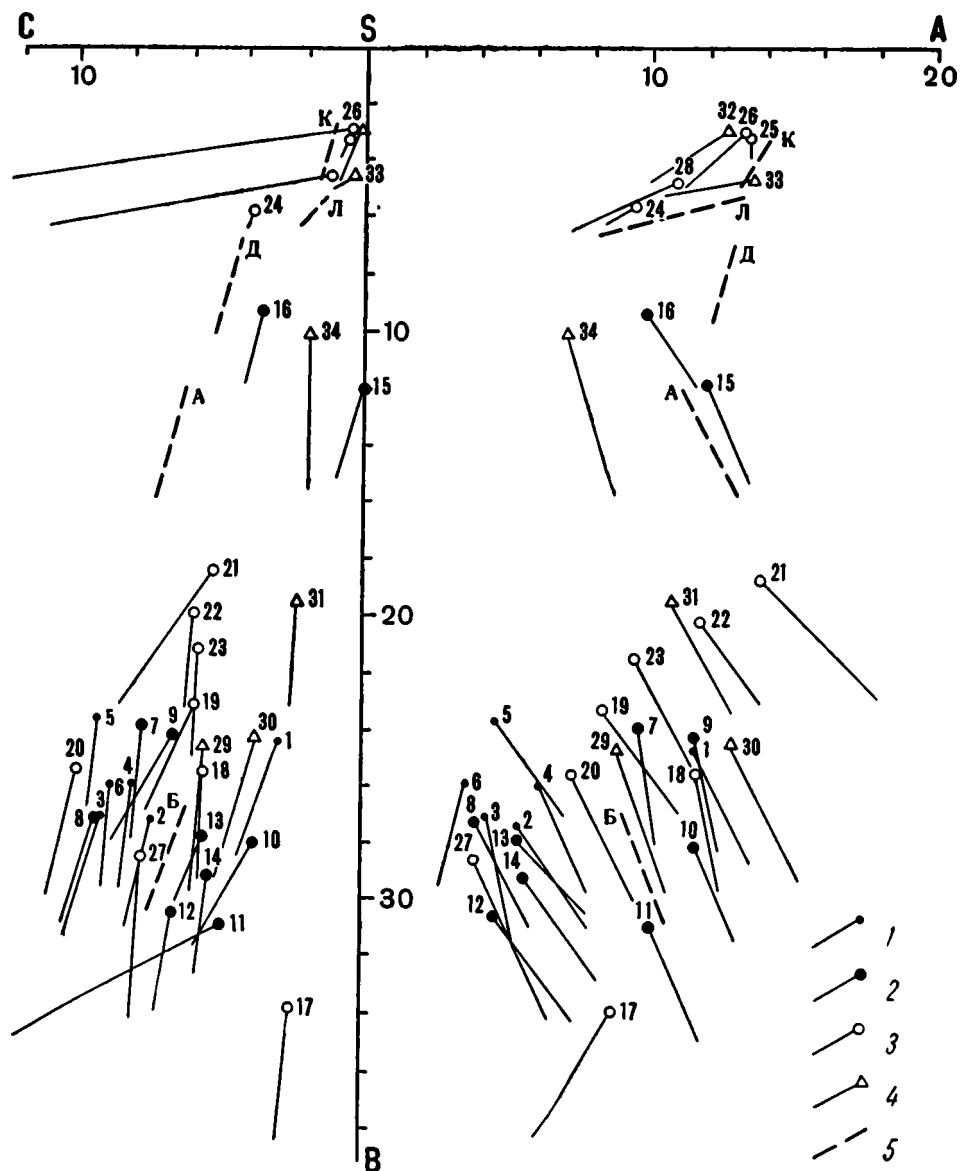


Рис. 21. Диаграмма составов вулканогенных пород карсакпайской серии (по методу А. Н. Заварицкого). Номера точек отвечают номерам образцов в табл. II и III. Породы: 1 — бурмашинской свиты; 2 — болбраунской свиты; 3 — шагырлинской свиты; 4 — биитской свиты; 5 — средние типы пород, по Р. Дэли (К — кварцевый кератофир, Л — липарит, Д — дацит, А — андезит, Б — базальт)

сохранении общих тенденций в эволюции вулканизма наиболее резкий скачок отмечается на рубеже болбраунская — шагырлинская свиты (рис. 27). Следует напомнить, что именно на этом рубеже происходят

и наиболее важные изменения в условиях осадконакопления карсакпайской серии. К нему приурочено широкое распространение кислого вулканизма, в том числе и наземного, а также смена относительно стабильного тектонического режима контрастным, что нашло отражение в резкой фациальной изменчивости шагырлинской и биитской свит, обилии в них конгломератов и грубозернистых пород.

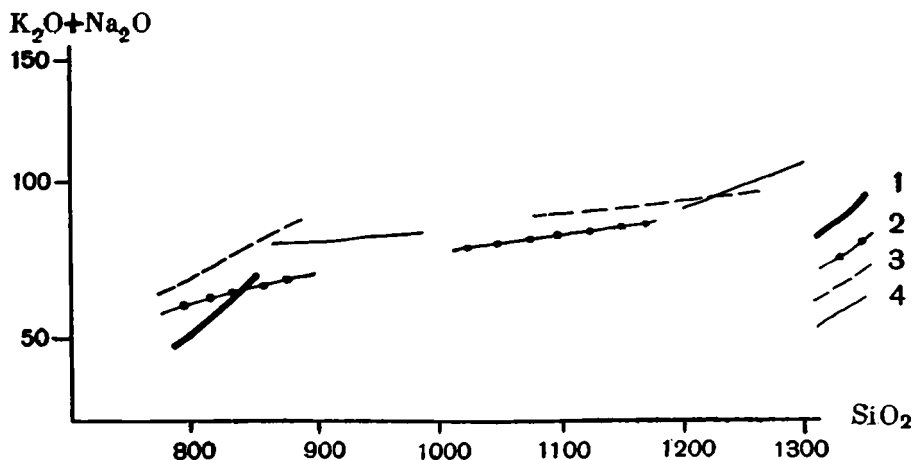


Рис. 22. Соотношение $K_2O + Na_2O$ и SiO_2 в вулканогенных породах формации. Вариационные линии для пород: 1 — бурмашинской свиты; 2 — болбраунской свиты; 3 — шагырлинской свиты; 4 — биитской свиты

На фоне последовательных изменений в составе вулканитов обращает внимание аномально высокое насыщение глиноземом пород шагырлинской свиты, магнием — пород биитской свиты, а также резкая насыщенность щелочами базальтовых порфиритоидов бурмашинской свиты (см. рис. 24).

Кислые вулканиты формации резко обособлены по своим петрохимическим свойствам от основных (см. рис. 21, 23, 25), между ними не встречаются и промежуточные разновидности. Эта особенность, а также пересыщенность кислых вулканитов глиноземом, отмечается для многих спилитовых комплексов (Заварицкий, 1946) и может рассматриваться как общее свойство формаций спилито-кератофирового ряда. С другой стороны, появление липаритовых и дацитовых вулканитов в верхах рассматриваемой формации может быть связано с заложением новых магматических очагов, послуживших источником вулканического материала при накоплении более молодых серий района (Розанов, Филатова, 1972а).

Геохимические особенности членов формации

Результаты литогеохимического опробования железорудной формации дополняют полученные другими методами представления об особенностях ее строения и закономерностях в ее образовании. Статистическая обработка результатов опробования проведена автором совместно с Д. К. Фроловым. При этом выборки анализов составлялись по наиболее характерным группам пород отдельно для разных частей разреза и разных профилей опробования. В результате получены гео-

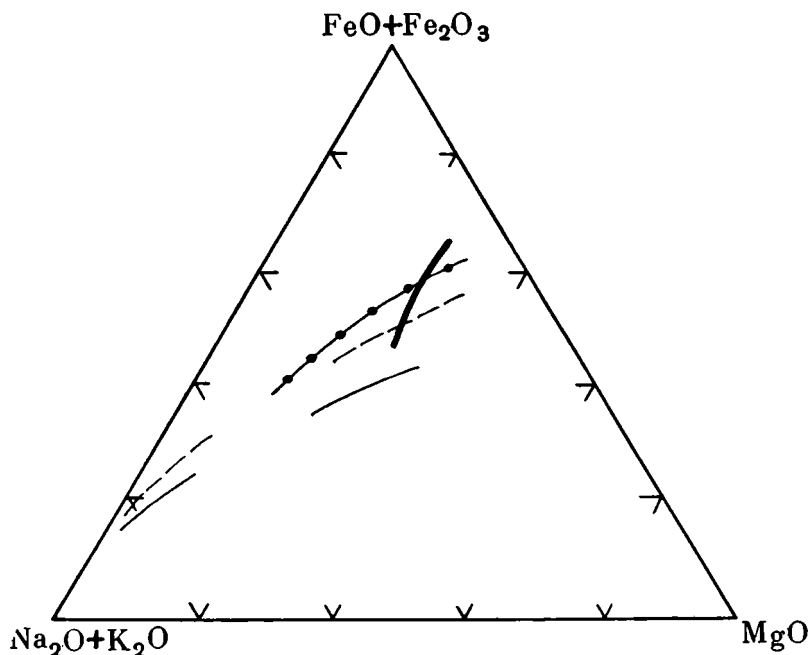


Рис. 23. Вариационная диаграмма составов вулканогенных пород в координатах $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO (в весовых процентах).
Условные обозначения те же, что и к рис. 22

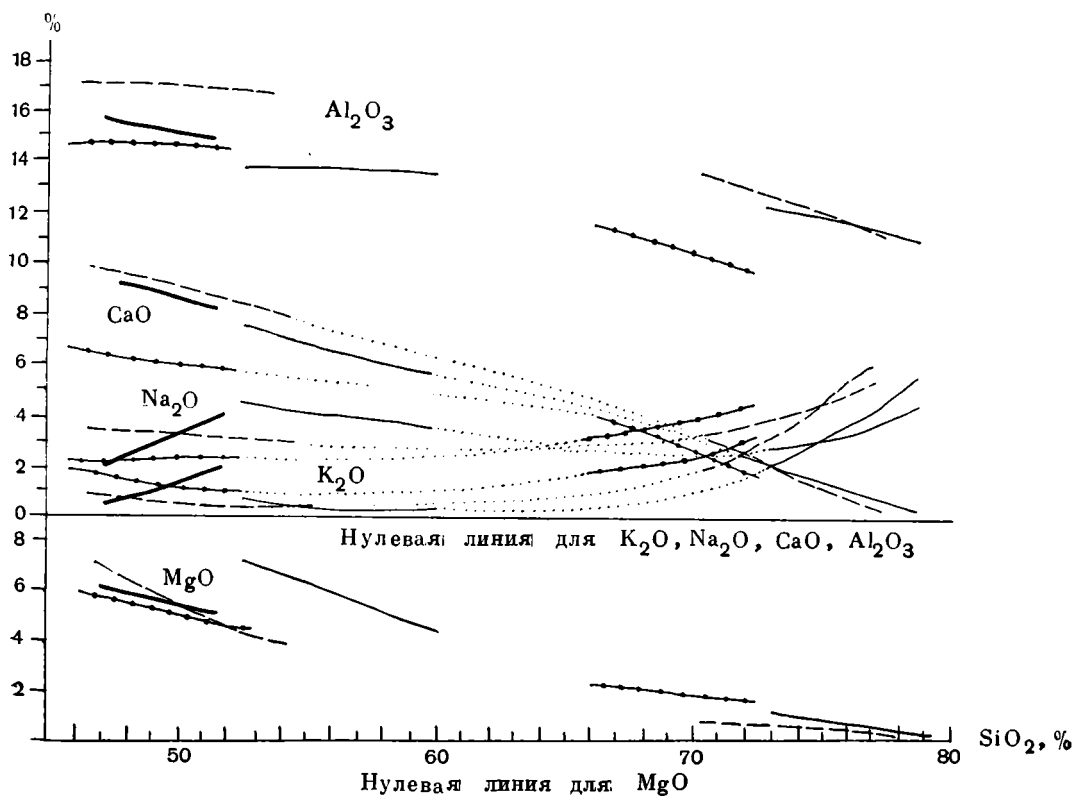


Рис. 24. Вариационная диаграмма составов вулканогенных пород формации. Условные обозначения те же, что и к рис. 22

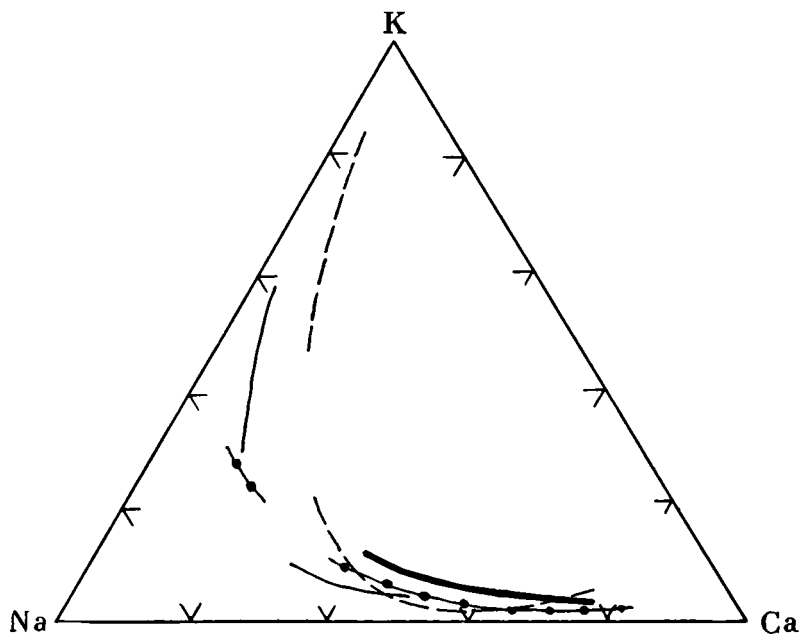


Рис. 25. Вариационная диаграмма составов вулканогенных пород в координатах Na, K, Ca (в ионных количествах). Условные обозначения те же, что и к рис. 22

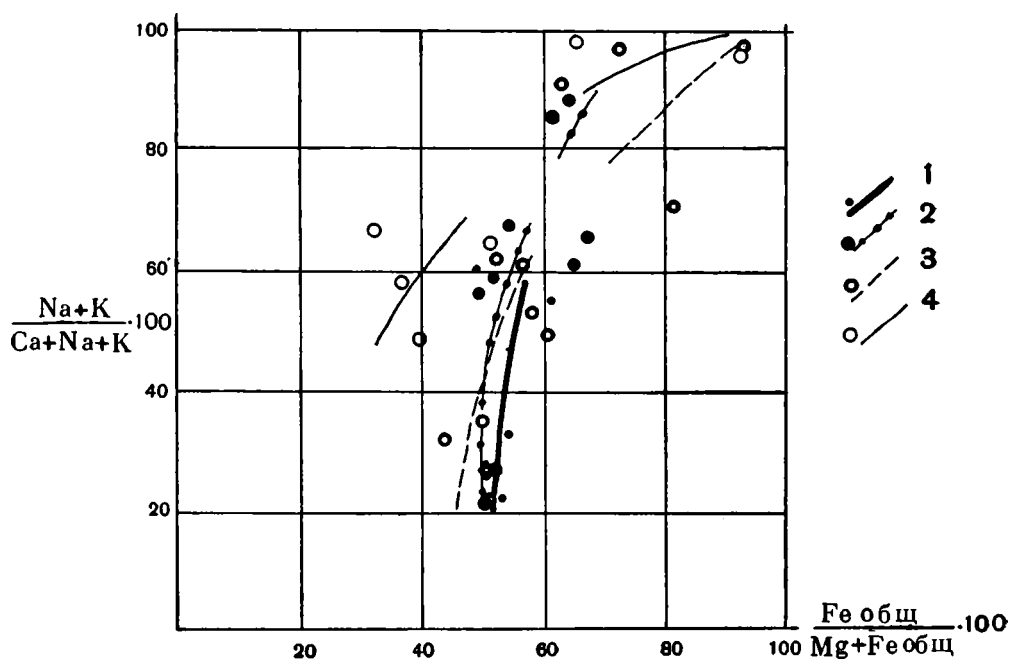


Рис. 26. Диаграмма составов вулканогенных пород в координатах $\frac{Fe_{общ}}{Fe_{общ} + Mg}$ (мафический коэффициент) — $\frac{Na + K}{Ca + Na + K}$ (фельзитический коэффициент). Вариационные линии и точки для пород бурмашинской (1), болбраунской (2), шагырлинской (3) и биитской (4) свит

химические характеристики порфиroidов и зеленых сланцев, метаморфизованных туффигов дацитового состава, порфиroidов, blastосаммитовых кварц-полевошпатовых сланцев, blastосаммитовых кварц-серицитовых сланцев, серицитовых филлитов, хлоритовых филлитов и

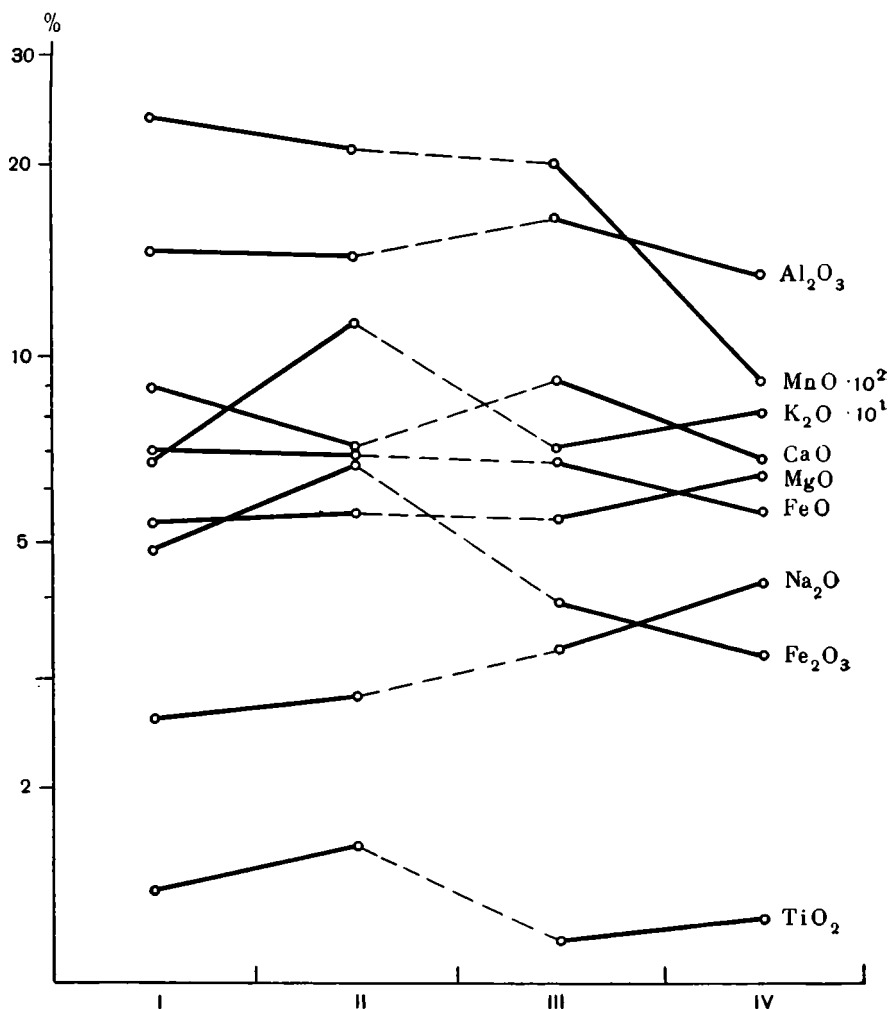


Рис. 27. Графики изменения содержаний окислов в весовых процентах для средних типов порфиroidов. Вертикальный масштаб логарифмический

железистых кварцитов. Наиболее подробно изучены порфиroidы и зеленые сланцы (табл. 13, рис. 28).

В изученных членах формации обнаружены Mn, Ni, Co, V, Cr, Cu, Ba, Sr, Zn, Ge, Pb, Mo, Be, P, Sn, Ga. Содержания всех этих элементов меняются в широких пределах и в большинстве случаев не превышают кларка (см. табл. 13). Для каждой выборки определялись статистические параметры распределения каждого из элементов, а сравнение разных выборок по породам одного типа из близких интервалов разреза (табл. 14) обнаружило их высокую степень подобия в

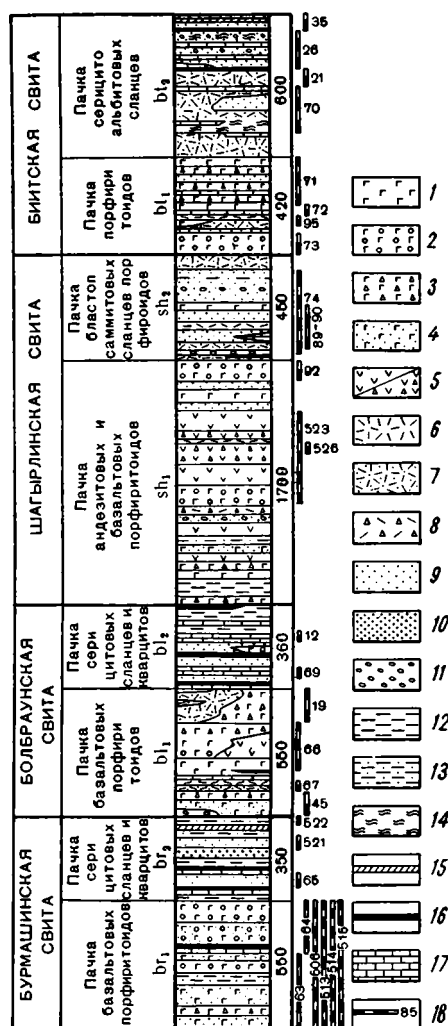
Содержание элементов-примесей в породах карсакпайской серии (по Д. К. Фролову, 1970 г.)

Элементы	Порфиритоиды и зеленые сланцы		Порфиронды		Бластосаммитовые сланцы		Хлорит-серпентиновые сланцы	Железистые кварциты
	ср. содержания μm	кларки концентраций	ср. содержания μm	кларки концентраций	ср. содержания μm	кларки концентраций	среднее содержание	ср. содержания
Mo	$(0,6-0,9) \cdot 10^{-4}$	0,4—0,6	$(0,5-0,7) \cdot 10^{-4}$	0,5—0,7	$(0,5-1,2) \cdot 10^{-4}$	0,5—1,2	$1 \cdot 10^{-4}$	—
Pb	$(2-6) \cdot 10^{-4}$	0,25—0,75	$(0,3-0,65) \cdot 10^{-3}$	0,15—0,3	$(0,4-0,8) \cdot 10^{-3}$	0,2—0,4	$0,3 \cdot 10^{-3}$	—
Cu	$(2-11) \cdot 10^{-3}$	0,2—1,1	$(0,5-1,6) \cdot 10^{-3}$	0,25—0,8	$(0,9-6) \cdot 10^{-3}$	0,5—3	$8 \cdot 10^{-3}$	$(0,9-2,5) \cdot 10^{-3}$
Zn	$(1,3-6) \cdot 10^{-3}$	0,1—0,5	$(0,8-3) \cdot 10^{-3}$	0,1—0,5	$(1,0-3,5) \cdot 10^{-3}$	0,15—0,6	$5 \cdot 10^{-3}$	—
P	$(1-3) \cdot 10^{-2}$	0,15—0,4	$(1-2) \cdot 10^{-2}$	0,1—0,3	$(1-3) \cdot 10^{-2}$	0,1—0,4	—	—
Ni	$(0,5-8) \cdot 10^{-3}$	0,03—0,5	$(0,3-0,6) \cdot 10^{-3}$	0,4—0,75	$(0,5-3) \cdot 10^{-3}$	0,6—3,75	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$(3-7) \cdot 10^{-3}$
Co	$(0,4-1,3) \cdot 10^{-3}$	0,1—0,3	$(0,15-0,25) \cdot 10^{-3}$	0,3—0,5	$(0,2-0,5) \cdot 10^{-3}$	0,4—1	$0,9 \cdot 10^{-3}$	$(1,3-3,5) \cdot 10^{-3}$
V	$(2-14) \cdot 10^{-3}$	0,1—0,7	$(0,9-3,5) \cdot 10^{-3}$	0,2—0,9	$(1-5) \cdot 10^{-3}$	0,25—1,25	$9 \cdot 10^{-3}$	$(5-17) \cdot 10^{-3}$
Ti	$(6-20) \cdot 10^{-2}$	0,07—0,2	$(5-10) \cdot 10^{-2}$	0,2—0,4	$(2-16) \cdot 10^{-2}$	0,1—0,8	$3 \cdot 10^{-1}$	$(2,4-3,8) \cdot 10^{-3}$
Cr	$(1,4-4) \cdot 10^{-3}$	0,07—0,2	$(0,6-1,2) \cdot 10^{-3}$	0,25—0,5	$(0,6-4) \cdot 10^{-3}$	0,2—1,6	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$(8-22) \cdot 10^{-3}$
Ba	$(1-1,5) \cdot 10^{-2}$	0,1—0,2	—	—	—	—	$3,4 \cdot 10^{-2}$	—
Zr	—	—	$(1-1,5) \cdot 10^{-2}$	0,5—0,75	$(1,0-1) \cdot 10^{-2}$	0,5	—	—
Mn	$(1,2-10) \cdot 10^{-2}$	0,06—0,05	$(1,1-2,1) \cdot 10^{-2}$	0,2—0,35	$(1,1-3,5) \cdot 10^{-2}$	0,2—0,6	$7 \cdot 10^{-2}$	$(2,3-10) \cdot 10^{-3}$
Sn	—	—	$(1,5-2,7) \cdot 10^{-4}$	0,5—0,9	$1,5 \cdot 10^{-4}$	0,5	—	—

распределении всего комплекса элементов-примесей (за редким исключением). Поскольку опробованы были важнейшие члены формации из всех стратиграфических уровней, удастся проследить за изменениями

Рис. 28. Распределение микроэлементов в породах карсакпайской серии (по Д. К. Фролову).

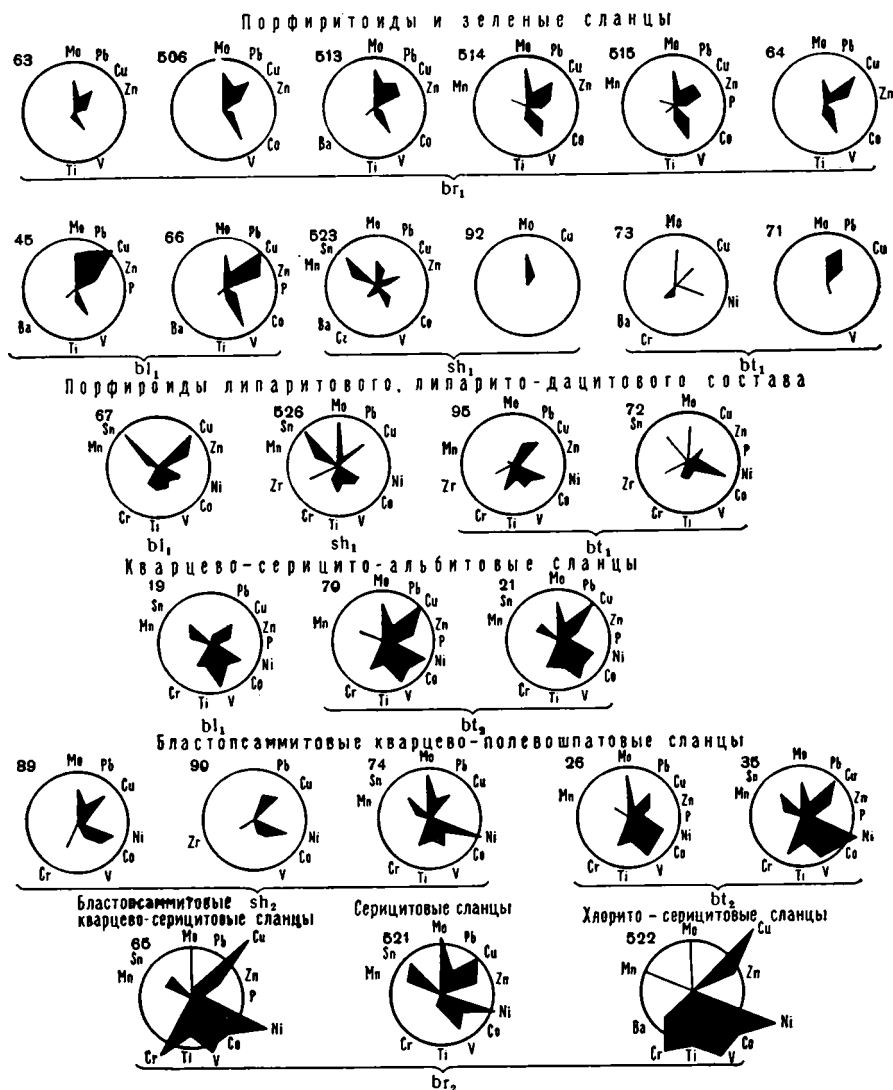
Значение средних геометрических содержаний отложены в логарифмическом масштабе относительно кларков, приравненных радиусу окружности. Для порфиритоидов и зеленых сланцев использованы кларки в основных, для остальных образований — в кислых породах. 1 — порфиритоиды по лавам базальтового состава; 2 — порфиритоиды по миндалекаменным базальтовым лавам; 3 — порфиритоиды по туфам базальтового состава; 4 — зеленые сланцы по туфам базальтового состава; 5 — порфиритоиды андезитового состава: а — по лавам, б — по туфам; 6 — порфиритоиды по липаритовым и дацитовым лавам; 7 — порфиритоиды по туфам липаритового и дацитового составов; 8 — порфиритоиды по крупнозернистым кристаллокластическим туфам липаритового состава; 9 — blastsammitovye slantcy; 10 — blastsravellitovye slantcy; 11 — konglomeratovye slantcy; 12 — fililitovidnye seritsitovye i kloritovye slantcy; 13 — kvartc-kloritovye slantcy; 14 — mikrozernistye seritsit-albitovye slantcy; 15 — mikrokvartcizy; 16 — zhelezistye kvartcizy; 17 — mramory; 18 — oprobovannye intervaly razreza s nomerami vyborok



концентраций микроэлементов в сходных членах формации вверх по разрезу.

Железистые кварциты оказались наиболее бедными по набору обнаруженных в них элементов. Во всех пробах в концентрациях, превышающих порог чувствительности анализа, устанавливаются только Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Cu, Ba, Ge, другие элементы (Mo, Pb, Ga, Be) встречаются в ничтожных концентрациях лишь в отдельных пробах. По семи первым элементам из приведенного выше перечня — они свойственны всем членам формации — проведено сравнение порфиритоидов (и зеленых сланцев), порфириоидов, железистых кварцитов и вмещающих их первичнообломочных и карбонатных пород. При этом для каж-

дой из четырех свит, входящих в формацию, вычислялись средние содержания элементов по всем выборкам, характеризующим данную группу пород.



Порфиритовые и зеленые сланцы

Средние содержания элементов-примесей в порфиритоидах и зеленых сланцах сведены в табл. 15. Графически особенности распределения этих элементов отражены на рис. 29. Обращает на себя внимание резкое изменение содержаний большинства элементов на границе болбраунская — шагырлинская свиты. Этот скачок хорошо выражен и на графике содержаний породообразующих окислов, составленном по средним составам порфиритоидов разных свит (см. рис. 27), что подтверждает сформулированный выше вывод о значительных петрохими-

Таблица 14

Подобие выборок по распределению элементов-примесей (по Д. К. Фролову, 1970 г.)

Уравниваемые выборки		Табличные значения критериев	Mo	Pb	Cu	Zn	P	Ni	Co	V	Ti	Cr	Ba	Zr	Mn	Sn
19—21	<i>F</i>	3,12	—	5,05	<u>1,27</u>	<u>1,38</u>	<u>1,91</u>	—	—	5,24	<u>48,27</u>	2,80	—	—	<u>1,27</u>	<u>2,16</u>
	<i>t</i>	1,96	—	<u>0,85</u>	2,27	<u>0,12</u>	<u>1,42</u>	<u>0,32</u>	2,19	<u>0,17</u>	<u>0,22</u>	2,43	—	—	<u>1,19</u>	<u>0,79</u>
21—26	<i>F</i>	<u>2,32</u> 2,20	1,55	2,74	1,02	1,55	1,26	1,97	3,04	2,05	2,21	1,21	—	—	<u>1,44</u>	—
	<i>t</i>	1,96	0,26	2,34	2,48	<u>1,70</u>	<u>1,66</u>	<u>0,05</u>	<u>0,97</u>	<u>0,97</u>	<u>0,78</u>	<u>0,37</u>	—	—	<u>1,37</u>	—
26—35	<i>F</i>	<u>2,17</u> 2,32	<u>1,01</u>	<u>1,79</u>	<u>1,23</u>	<u>1,07</u>	<u>1,31</u>	3,43	<u>1,32</u>	<u>1,54</u>	<u>1,04</u>	<u>1,28</u>	—	—	—	—
	<i>t</i>	1,96	2,27	<u>1,91</u>	2,95	<u>1,04</u>	<u>1,85</u>	5,22	2,50	<u>1,80</u>	<u>1,08</u>	3,51	—	—	—	—
45—64	<i>F</i>	<u>3,13</u> 3,36	<u>1,40</u>	—	<u>1,41</u>	<u>2,99</u>	<u>1,88</u>	<u>1,14</u>	9,91	<u>1,11</u>	<u>1,40</u>	<u>1,38</u>	5,00	—	<u>1,09</u>	—
	<i>t</i>	1,96	<u>1,90</u>	—	5,94	<u>0,42</u>	<u>1,79</u>	<u>0,66</u>	5,27	<u>0,39</u>	31,27	<u>0,92</u>	4,59	—	<u>0,35</u>	—
63—513	<i>F</i>	<u>2,82</u> 3,51	<u>1,13</u>	—	<u>2,65</u>	<u>1,00</u>	<u>1,40</u>	<u>1,50</u>	<u>1,15</u>	<u>2,01</u>	<u>2,11</u>	4,25	5,29	—	—	—
	<i>t</i>	1,96	<u>3,03</u>	—	<u>0,56</u>	<u>1,01</u>	<u>0,05</u>	<u>1,81</u>	2,23	3,37	<u>0,66</u>	<u>0,62</u>	2,95	—	—	—
64—513	<i>F</i>	<u>2,57</u> 2,77	<u>1,47</u>	—	2,88	<u>1,74</u>	<u>1,91</u>	<u>1,58</u>	<u>1,77</u>	<u>1,78</u>	<u>2,38</u>	5,52	14,71	—	6,33	—
	<i>t</i>	1,96	4,54	—	4,44	<u>0,49</u>	<u>1,81</u>	<u>0,13</u>	2,01	<u>0,34</u>	<u>0,06</u>	1,92	3,93	—	3,81	—
65—74	<i>F</i>	<u>4,41</u> 3,31	9,89	29,85	19,56	—	—	14,78	20,40	13,66	—	90,17	—	—	<u>3,84</u>	<u>1,05</u>
	<i>t</i>	1,96	2,38	2,24	11,47	—	—	1,66	3,39	3,42	—	4,60	—	—	2,88	0,00

Продолжение табл. 14

Уравниваемые выборки		Табличные значения критериев	Mo	Pb	Cu	Zn	P	Ni	Co	V	Ti	Cr	Ba	Zr	Mn	Sn
65—521	F	<u>2,94</u>	<u>1,33</u>	<u>1,34</u>	12,18	<u>1,06</u>	—	21,90	4,00	25,28	19,44	11,50	9,00		<u>1,32</u>	<u>1,41</u>
		2,88														
	t	1,96	0,65	2,90	9,04	0,37	—	2,10	3,51	2,16	4,95	8,59	4,31	—	3,16	3,83
70—71	F	<u>2,67</u>	<u>1,41</u>	<u>1,06</u>	<u>2,42</u>	<u>1,21</u>	4,08	<u>1,04</u>	<u>1,09</u>	<u>1,42</u>	<u>1,78</u>	<u>1,04</u>	<u>1,55</u>	—	7,63	—
		2,53														
	t	1,96	<u>0,35</u>	<u>1,27</u>	2,98	<u>0,42</u>	<u>1,21</u>	5,36	2,37	3,81	<u>1,76</u>	4,33	<u>1,83</u>	—	<u>0,44</u>	—
70—73	F	<u>3,34</u>	<u>1,11</u>	—	<u>1,95</u>	11,52	3,93	56,47	3,62	2,50	6,48	<u>1,60</u>	<u>2,41</u>	—	<u>2,46</u>	—
		2,77														
	t	1,96	<u>1,82</u>	—	5,11	5,91	<u>1,11</u>	10,90	<u>1,03</u>	3,31	<u>0,84</u>	12,40	2,24	—	4,39	—
71—92	F	<u>3,47</u>	<u>1,27</u>	—	<u>1,24</u>	3,87	<u>1,03</u>	24,91	3,98	<u>1,05</u>	10,79	<u>1,67</u>	<u>1,55</u>	—	3,23	—
		3,02														
	t	1,96	2,15	—	<u>1,96</u>	2,30	<u>0,04</u>	9,95	<u>1,71</u>	6,47	3,26	7,40	<u>0,85</u>	—	1,30	—
72—95	F	<u>3,30</u>	3,18	—	<u>2,54</u>	<u>1,17</u>	—	3,10	<u>1,61</u>	<u>1,79</u>	<u>1,50</u>	<u>1,28</u>	4,60	<u>1,20</u>	—	<u>1,08</u>
		4,10														
	t	1,96	<u>1,10</u>	—	<u>0,98</u>	<u>0,17</u>	—	<u>0,23</u>	2,71	<u>0,19</u>	11,84	<u>0,87</u>	4,39	0,77	—	<u>0,80</u>
72—526	F	<u>3,36</u>	<u>2,00</u>	—	<u>1,93</u>	<u>2,47</u>	—	4,55	<u>1,03</u>	6,29	<u>2,04</u>	<u>1,71</u>	<u>1,66</u>	<u>1,52</u>	—	35,72
		4,10														
	t	1,96	3,91	—	2,68	<u>1,30</u>	—	<u>1,21</u>	5,61	<u>1,24</u>	4,28	<u>1,24</u>	8,94	2,59	—	5,51
73—92	F	<u>2,93</u>														
		3,43	<u>1,07</u>	—	<u>1,29</u>	<u>1,98</u>	<u>1,48</u>	38,0	<u>1,46</u>	<u>2,84</u>	<u>2,53</u>	<u>1,54</u>	—	—	6,40	—
	t	1,96	<u>1,39</u>	—	5,79	3,05	<u>0,25</u>	11,09	<u>0,95</u>	3,38	3,91	<u>0,73</u>	—	—	1,54	—

Продолжение табл. 14

Уравниваемые выборки		Табличные значения критериев	Mo	Pb	Cu	Zn	P	Ni	Co	V	Ti	Cr	Ba	Zr	Mn	Sn
74—89	<i>F</i>	4,80	<u>2,80</u>	6,26	<u>1,23</u>				<u>1,00</u>	2,68					<u>1,04</u>	
	<i>t</i>	1,96	<u>1,53</u>	<u>0,82</u>	<u>1,37</u>	<u>0,55</u>			<u>0,00</u>	4,61	53,34				<u>0,63</u>	
92—523	<i>F</i>	<u>3,00</u>														
		2,90	<u>1,37</u>	3,97	3,32	9,36	<u>1,36</u>	<u>2,07</u>	2,55	<u>2,12</u>	<u>1,05</u>	5,33	—	—	3,54	—
	<i>t</i>	1,96	<u>1,02</u>	<u>1,02</u>	<u>1,44</u>	6,73	<u>0,87</u>	6,61	6,37	6,20	10,58	6,38	—	—	5,27	—
95—526	<i>F</i>	2,94	6,37	1,31	3,10	<u>2,01</u>	—	<u>1,46</u>	<u>1,43</u>	3,49	6,06	3,67	7,67	<u>1,84</u>	—	38,61
	<i>t</i>	1,96	5,96	3,62	4,46	1,31	—	2,74	3,78	2,37	22,11	3,56	1,19	3,90		4,47
507—513	<i>F</i>	2,49	<u>1,68</u>	<u>1,99</u>	<u>1,28</u>	4,68	3,73	<u>1,66</u>	3,35	2,45	3,80	2,22	—	—	<u>1,95</u>	—
	<i>t</i>	1,96	2,58	<u>0,41</u>	<u>0,39</u>	2,70	5,10	3,16	<u>0,35</u>	<u>1,24</u>	4,57	5,25	—	—	<u>0,37</u>	—

Подчеркнуты эмпирические значения критериев, не превышающие табличных (при 5% уровне значимости).

$F = 2,49$ — критерий Фишера при сравнении выборок с одинаковым числом проб (степеней свободы).

$F = \frac{2,17}{2,32}$ — для выборок с разным числом проб. В числителе — при $S_1 > S_2$, в знаменателе при $S_1 < S_2$, S_1 и S_2 — дисперсии в сравниваемых выборках.

t — критерий Стьюдента.

Таблица 15

Средние содержания элементов-примесей в порфиритоидях и зеленых сланцах

Элементы, %	Бурмаши- нская сви- та	Болбраун- ская сви- та	Шагыр- линская свита	Биитская свита
Марганец (10^{-3})	1,9	1,8	2,9	2,6
Никель (10^{-4})	14	12,6	10	20
Кобальт (10^{-4})	7,5	9,2	8	5
Титан (10^{-3})	17	18	8	10
Ванадий (10^{-3})	10	14	5	3,5
Хром (10^{-3})	1,8	2,2	2,8	3,3
Медь (10^{-3})	7,8	9,8	1,8	3,5

ческих преобразованиях, происходящих в вулканитах формации на границе болбраунская — шагырлинская свиты.

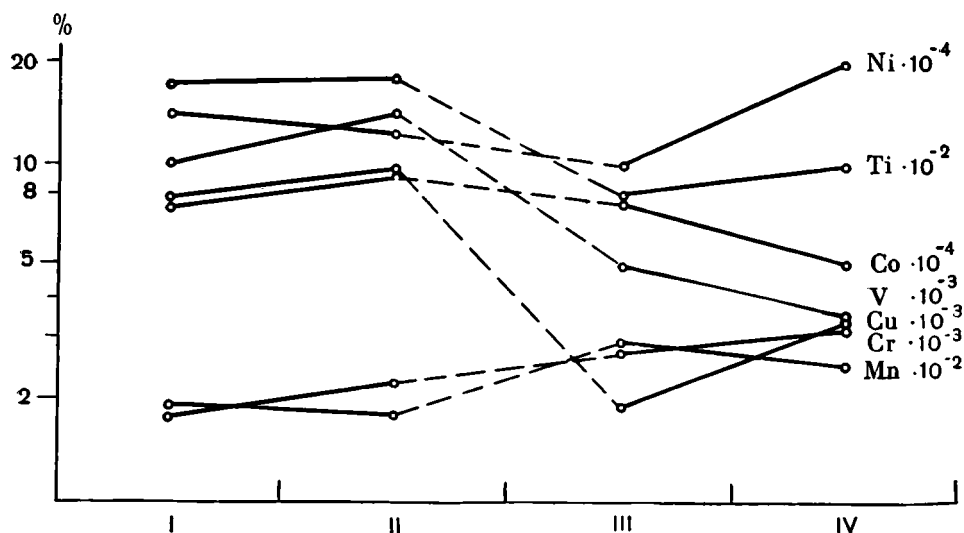


Рис. 29. Графики изменения средних содержаний элементов-примесей в порфиритоидях и зеленых сланцах. Вертикальный масштаб логарифмический

Таким образом, в порфиритоидях и зеленых сланцах для большинства элементов-примесей устанавливается сходный характер изменения концентраций в нижней и верхней парах свит (см. рис. 29). Содержания Ti, Cr, Cu увеличиваются в каждой из пар свит, содержания Mn, наоборот, уменьшаются. Содержания Co и V растут в нижней паре и уменьшаются в верхней. Изменения содержаний никеля имеют обратную тенденцию.

Порфириоиды

Порфириоиды известны в составе трех верхних свит формации, причем в болбраунской свите они представлены метаморфизованными туфами и туффитами дацитового состава, а в шагырлинской и биит-

ской свитах — лавами и туфами липаритового состава. Для этих пород характерны следующие средние содержания элементов-примесей (табл. 16).

Таблица 16
Средние содержания элементов-примесей в порфироидах

Элементы, %	Бурмаши- нская сви- та	Болбраун- ская свита	Шагыр- линская свита	Виятская свита
Марганец (10^{-2})	—	1,1	2	1,05
Никель (10^{-4})	—	2,9	2,5	3,7
Кобальт (10^{-4})	—	1,3	1,7	1,5
Титан (10^{-2})	—	7,2	8,5	5,2
Ванадий (10^{-4})	—	12	10,5	11
Хром (10^{-4})	—	6,2	5,2	8
Медь (10^{-4})	—	15,5	12	7

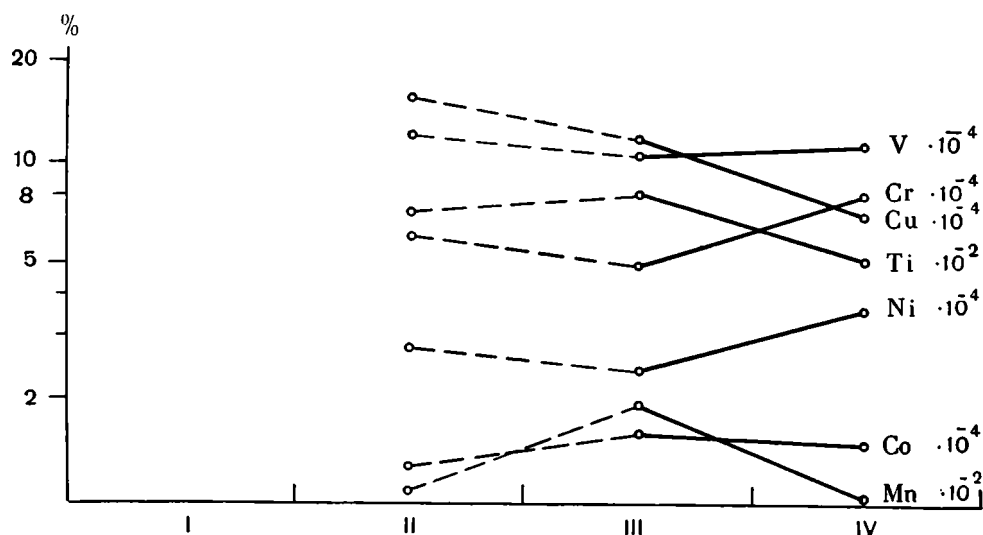


Рис. 30. Графики изменения содержаний элементов-примесей в порфироидах. Вертикальный масштаб логарифмический

Обращает на себя внимание резко пониженные содержания всех элементов по сравнению с содержаниями этих элементов в порфири-тоидах. Из графиков (рис. 30) видно, что в порфироидах направленность в изменении содержаний микроэлементов на рубеже болбраун-ская — шагырлинская свиты и в других верхних свитах существенно иная, чем в порфириоидах.

Первичнообломочные и карбонатные породы

Первичноосадочные породы рудовмещающих пачек изучены относительно слабо и неполно из-за их плохой обнаженности. Состав их непостоянен — если в нижней половине серии они представлены преимущественно кварц-серицитовыми сланцами и филлитами, то для верхов серии более характерны терригенные породы, содержащие по-

левой шпат в качестве одного из главных компонентов. Для болбраунской свиты мы располагаем только результатами опробования мраморов.

Для установления изменений в содержании элементов-примесей были рассмотрены наиболее тонкозернистые из рудовмещающих пород, и средние содержания брались либо по отдельным выборкам (бурмашинская и болбраунская свиты), либо по группам выборок (шагырлинская и биитская свиты). Полученные результаты приведены в табл. 17 и на рис. 31.

Таблица 17
Средние содержания элементов-примесей в первичнообломочных и карбонатных породах

Элементы, %	Бурмашинская свита	Болбраунская свита	Шагырлинская свита	Биитская свита
Марганец (10^{-2}) . . .	3,5	1,0	1,1	1,9
Никель (10^{-4})	9	5	7,5	7,2
Кобальт (10^{-4})	2,7	2,0	1,8	4,2
Титан (10^{-2})	7,2	7,3	2,2	8,2
Ванадий (10^{-4})	27,0	20,0	10,6	30,0
Хром (10^{-4})	5,6	6,0	9,9	13,8
Медь (10^{-4})	20,0	33,0	10,9	13,5

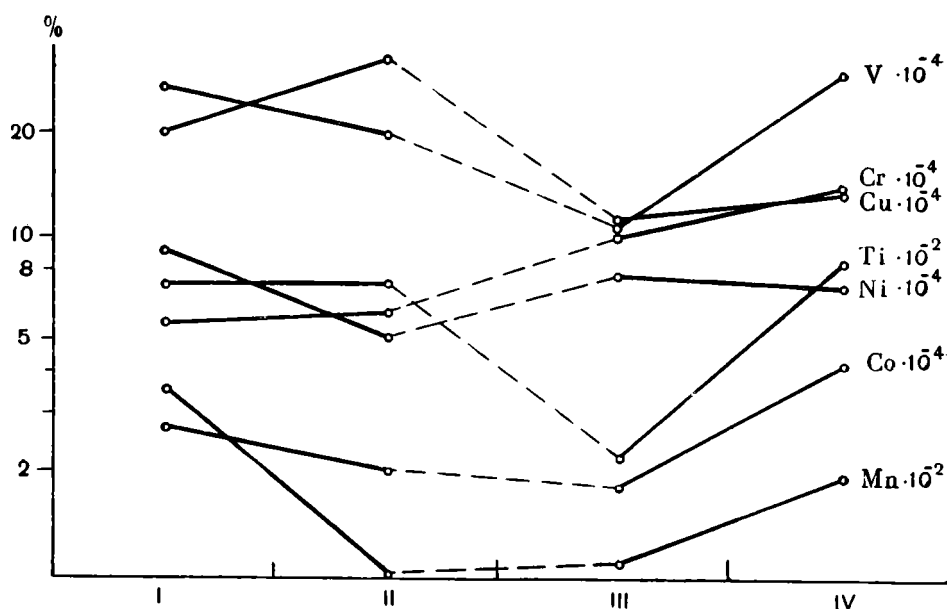


Рис. 31. Графики изменения средних содержаний элементов-примесей в сланцах, филлитах и мраморах из железорудных пачек. Вертикальный масштаб логарифмический

Железистые кварциты

Железистые кварциты отличаются меньшими содержаниями большинства элементов-примесей. Лишь кобальт и никель содержатся в

них в концентрациях, несколько превышающих концентрации этих элементов в вулканогенных и терригенных породах формации. Содержания стронция оказываются ниже порога чувствительности анализа, в то время как содержание бария относительно велики. Средние содержания микроэлементов для горизонтов железистых кварцитов приведены в табл. 18 и на рис. 32.

Таблица 18

Средние содержания элементов-примесей в железистых кварцитах

Элементы, %	Бурмашинская свита		Болбраунская свита		Шагирлинская свита	Биитская свита	
Марганец (10^{-2})	4,5	5,2	3,4	4,9	3,2	6,5	6,6
Никель (10^{-3})	4,4	3,1	3,5	3,2	3,4	4,1	4,0
Кобальт (10^{-3})	2,8	1,6	1,8	1,6	1,5	2,8	2,6
Титан (10^{-2})	2,2	2,3	2,9	3,4	1,6	2,7	2,9
Ванадий (10^{-4})	14,2	13,2	11,2	6,8	12	5,5	7,0
Хром (10^{-4})	9,5	9,0	9,5	16,0	15	13	19
Медь (10^{-4})	11,0	11,6	17,0	16,4	11,4	9,6	10,8
Барий (10^{-2})	2,9	3,8	4,8	5,0	4,9	3,3	3,8
Цинк (10^{-3})	3,4	3,0	3,1	3,1	3,4	3,1	3,0
Германий (10^{-4})	3	3	3	3	3	3	3

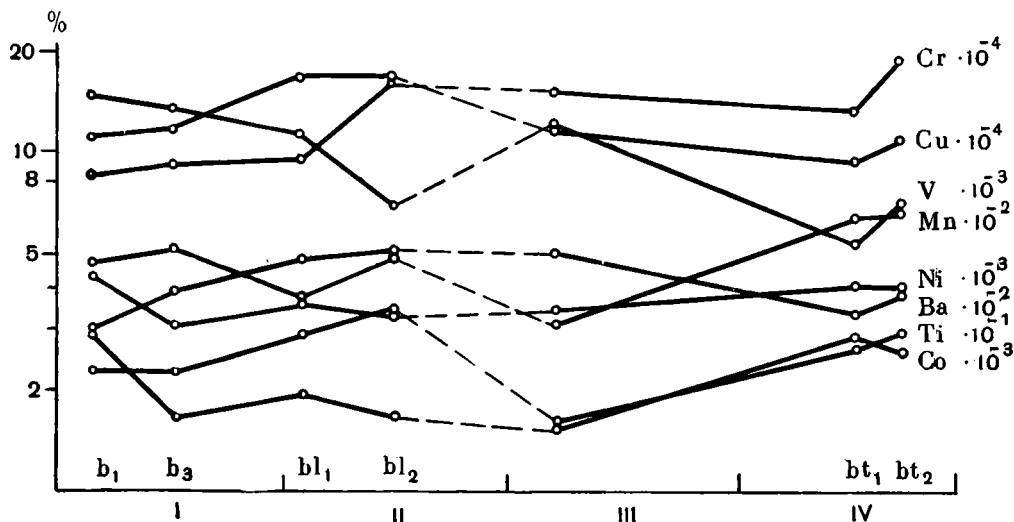


Рис. 32. Графики изменения средних содержаний элементов-примесей в железистых кварцитах. «b₁», «b₃», «bl₁», «bl₂», «bt₁», «bt₂» — индексы горизонтов железистых кварцитов. Вертикальный масштаб логарифмический

Для верхних пачек бурмашинской, болбраунской и биитской свит, в каждой из которых железистые кварциты слагают более одного горизонта, устанавливается следующее. Средние содержания Cr, Cu, Mn, Ba и Ti во всех пачках возрастают от нижнего горизонта к верхнему, содержания Co и Ni при этом уменьшаются. Лишь ванадий не подчиняется этим закономерностям — его концентрации уменьшаются вверх по разрезу в бурмашинской и болбраунской свитах (для каждой из них) и растут в биитской свите. Средние содержания элементов-примесей в железистых кварцитах пачек всех четырех свит (для бур-

машинской, болбраунской и биитской свит — средние содержания по двум горизонтам) вынесены на графике и отражают, по-видимому, общие для формации тенденции в изменении концентраций микроэлементов в этих породах (рис. 33). Концентрации хрома увеличиваются вверх по разрезу, концентрации ванадия уменьшаются от бурмашиинской свиты к болбраунской и от шагырлинской к биитской;

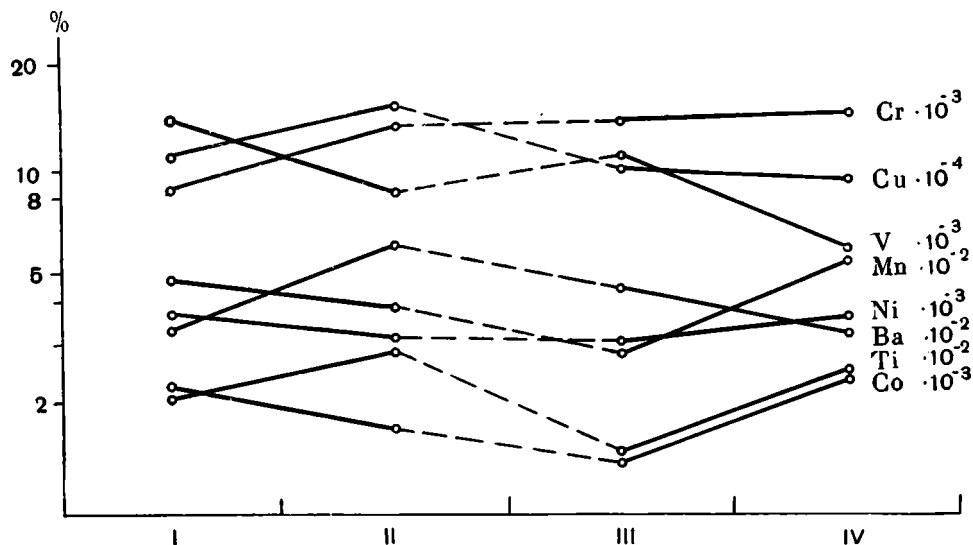


Рис. 33. Графики изменения средних содержаний элементов-примесей в железистых кварцитах. Вертикальный масштаб логарифмический

направленность в изменении концентраций Ti обратная. Содержания марганца, никеля и кобальта уменьшаются вверх по разрезу в низах формации и растут вверх по разрезу в ее верхней половине. Изменения содержаний Ba и Cu увеличиваются вверх по разрезу в нижней половине формации и уменьшаются в верхней.

При сравнении содержаний элементов-примесей в порфиритоидях, порфириоидях и осадочных породах выявляется (см. рис. 29, 30, 31, 33) следующее. Изменения концентраций Cr, Ni, Ti в железистых кварцитах и порфиритоидях сходно, т. е. увеличение или уменьшение средних содержаний этих элементов в каждой из пар свит (бурмашиинская — болбраунская и шагырлинская — биитская) для зеленокаменных пород сопровождается аналогичными изменениями и в железистых кварцитах. Для кобальта устанавливается обратная зависимость — увеличение его концентраций в зеленокаменных породах сопровождается уменьшением в железистых кварцитах, и наоборот.

Изменение содержаний Cu и Ba в железистых кварцитах сходно и может указывать на связь между этими элементами. Для верхней части формации (болбраунская, шагырлинская и биитская свиты) средние содержания Cu в железистых кварцитах и порфириоидях имеют близкие значения и изменяются одинаковым образом, причем в этих породах концентрации меди резко повышены по сравнению с порфиритоидами. Не исключено, что на распределение меди в железистых кварцитах оказали влияние геохимические особенности кислото вулканизма.

По изменению средних содержаний элементов-примесей терригенные и карбонатные породы отличаются от вулканитов. Исключения составляют Сг и Тi, поведение которых в осадочных породах сходно с поведением в порфиритоидах, а также ванадий, между распределением которого в порфиритоидах и осадочных породах усматривается обратная зависимость.

Таким образом, геохимическая специализация вулканогенных, терригенных и хемогенных пород железорудной зеленосланцевой спилитовой формации обнаруживает сходство между вулканитами основного состава и осадочными породами. Вулканиты кислого состава по своим геохимическим особенностям занимают в формации обособленное положение.

Геохимическая обособленность кислых вулканитов и тесная связь осадочных членов формации с вулканитами основного состава наиболее отчетливо проявляется в изменениях отношения $\frac{\text{Ti}}{\text{V}}$ (табл. 19).

Таблица 19

Изменения $\frac{\text{Ti}}{\text{V}}$ в членах формации

Группы пород	Бурмаши- нская свита	Болбраун- ская свита	Шагыр- линская свита	Бинтская свита
Порфириоиды	—	60,0	71,0	45,0
Порфиритоиды	16,8	13,0	16,4	29,2
Железистые кварциты	16,5	32,9	13,2	44,1
Терригенные и карбонатные поро- ды	26,6	36,5	20,7	26,9

Как видно из табл. 19, отношение $\frac{\text{Ti}}{\text{V}}$ в осадочных породах и железистых кварцитах растет в нижней и верхней частях формации, резко падая на границе между ними (рис. 34). В порфиритоидах это отношение меняется несколько иначе — в нижней части формации оно уменьшается вверх по разрезу. Необходимо, однако, отметить, что в болбраунской свите в отличие от других частей формации широко распространены туффиты, чем, возможно, и объясняется низкое значение рассматриваемого параметра. С учетом этой особенности строения низов болбраунской свиты изменения величины $\frac{\text{Ti}}{\text{V}}$ в основных вулканитах формации можно считать сходными с ее изменениями в железистых кварцитах и вмещающих их породах.

Порфириоиды отличаются резко повышенными значениями отношения $\frac{\text{Ti}}{\text{V}}$, изменения которого вверх по разрезу не обнаруживают схождения с другими членами формации.

Геохимическое сродство порфиритоидов и железистых кварцитов в карсакпайской серии отмечалось нами ранее (Розанов, Фролов, 1969) и рассматривалось как один из аргументов при доказательстве генетической связи железистых кварцитов с основным вулканизмом.

Из графика изменений содержаний породообразующих окислов в порфиритоидах железорудной формации (см. рис. 27) видно, что

содержания CaO , Al_2O_3 , FeO , MnO в нижней и верхней частях формации (по отношению к границе болбраунская—шагырлинская свиты) уменьшаются вверх по разрезу, а содержания Fe_2O_3 увеличиваются в нижней части формации и уменьшаются в ее верхней половине подобно концентрациям V и Co . Изменения содержаний K_2O ,

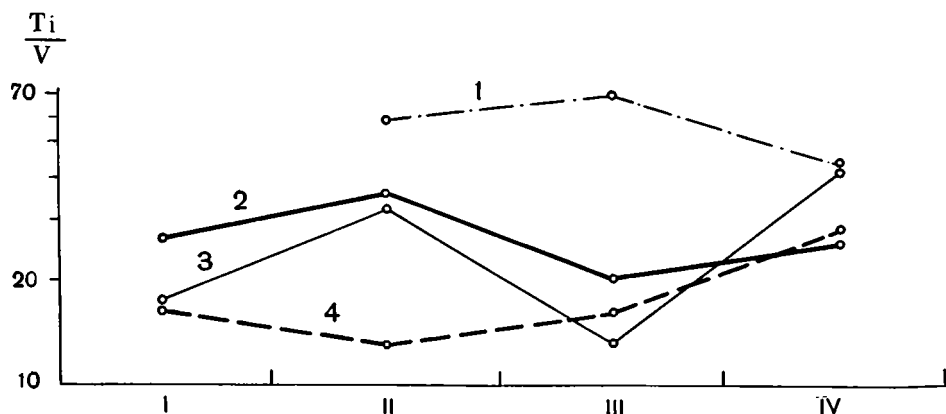


Рис. 34. Графики изменения отношения Ti/V в порфироидных (1), мегаоморфизованных терригенных и карбонатных породах (2), железистых кварцитах (3), порфироидных (4). Вертикальный масштаб логарифмический

Na_2O , MnO , TiO_2 — увеличение вверх по разрезу в нижней и верхней частях формации — сходны с изменениями концентраций в порфироидных таких элементов, как Cr , Cu , Ti .

СЕВЕРНЫЙ УЛУТАУ

Вопрос о возрастном соотношении железорудных метаморфических толщ Южного и Северного Улутау решен сравнительно недавно, хотя сведения о строении этого комплекса в Северном Улутау были приведены в ряде отчетов в начале 50-х годов и в опубликованных работах И. С. Яговкина (1935) и И. Ф. Трусовой (1954). Впервые относительно полное описание железорудной серии Северного Улутау и ее сопоставление с карсакпайской серией было опубликовано Л. И. Филатовой (1962).

В 1964—1969 гг. эта часть разреза изучалась И. И. Вишневской и И. Ф. Трусовой (Бардина, Вишневская, Трусова, 1971; Трусова, Вишневская, 1969). В эти же годы Л. И. Филатовой получены новые данные, позволившие уточнить и детализировать разрез серии (Зайцев, Филатова, 1971).

Карсакпайская серия занимает небольшой по площади участок вблизи северного погружения ядра Улутауского антиклинория, согласно перекрывая аралбайскую серию и отделяясь крупным разрывом от позднепротерозойской жаксыкаиндинской свиты, распространенной западнее. На этом участке в междуречье Жаксы-Каинды и Улькен-Сабасалды-Тургай (см. рис. 1) серия обнажена в полосе протяженностью до 10—12 км шириной до 3 км. Условия обнаженности и сложное строение участка не позволяют описать непрерывный разрез серии и однозначно истолковать его строение. Стратиграфические схемы, составленные для этого участка Л. И. Филатовой, И. И. Виш-

невской и И. Ф. Трусовой (Зайцев, Филатова, 1971; Вишневская, Трусова, 1969), отличаются друг от друга, хотя и отражают важнейшую особенность строения серии — чередование в ее составе мощных пачек первично-вулканогенных и первично-терригенных пород. Автор склонен отдать предпочтение схеме Л. И. Филатовой, поскольку в ее основу положен тот же принцип, что и при расчленении карсакпайской серии Южного Улутау.

Л. И. Филатова выделяет в разрезе карсакпайской серии (снизу вверх):

1. Соуктальская свита, 500 м (аналог бурмашинской свиты).
2. Западно-жаксынская свита, 600—1000 м (аналог шагырлинской и биитской свит).
3. Улькенская свита, 600 м.

Соотношение соуктальской и западно-жаксынской свит при этом не устанавливается и предполагается, что часть разреза, отвечающая болбраунской свите, выпадает за счет крупных разрывов.

Соуктальская свита согласно перекрывает аралбайскую серию и сложена в нижней части (200—250 м) порфиритоидами миндалекаменного строения, зелеными сланцами, порфиритоидами по лавобрекчиям, а в верхней части — серицит- и хлорит-кварцитовыми сланцами с двумя прослоями железистых кварцитов (1 м и 1,5 м) и прослоями массивных светлых плитчатых кварцитов. Мощность сланцевой части разреза составляет около 200—250 м. Массивные кварциты слагают выходы, тяготеющие к верхней (западной) части свиты и, возможно, принадлежат более молодым частям разреза. По мнению автора, они могут рассматриваться как фрагментарные части разреза аналогов верхов болбраунской свиты. Обнаженная западнее западно-жаксынская свита сложена порфириоидами, бластопсаммитовыми кварцевыми и кварц-полевошпатовыми сланцами, порфиритоидами базальтового, андезитового и андезито-дацитового составов. Она содержит маломощные прослои железистых кварцитов и мраморов. Венчается видимая часть разреза серии улькенской свитой порфиритоидов и зеленых сланцев.

Строение рассматриваемого участка, несомненно, нуждается в уточнении, и изложенную стратиграфическую схему нельзя признать окончательной. Тем не менее установленные в Южном Улутау закономерности в строении серии проявлены здесь вполне отчетливо. Базальтовые порфиритоиды, развитые в низах разреза серии, в верхних ее частях дополняются андезитовыми и андезит-дацитовыми, причем одновременно в заметном количестве проявляются порфириоиды и бластопсаммитовые сланцы полевошпатового состава. Железистые кварциты повсеместно заключены в пачках первично-терригенных пород, обособленных среди существенно порфиритоидных частей разреза. Химизм вулканогенных пород в целом близок химизму вулканитов карсакпайской серии Южного Улутау.

При сравнении разрезов карсакпайской серии Южного и Северного Улутау обращает на себя внимание большая изменчивость последних. В долине р. Жаксы-Каинды даже в нижних частях разреза (соуктальская свита) сланцы содержат прослои конгломератов с рассеянной галькой местных пород (мраморы и безрудные кварциты) и бластопсаммитовые разности среди них достаточно часты. Верхние члены разреза (западно-жаксынская свита), напоминающие по своему облику шагырлинскую и биитскую свиты Южного Улутау, характеризуются значительной пестротой — в них сложно переслаиваются вулканиты разнообразного состава с разнотекстурными бластопсам-

митовыми сланцами. В целом дифференциация карсакпайской серии на мощные пачки порфироидов и сланцев в Северном Улутау выражена менее отчетливо, чем в Южном.

Условия накопления железорудной формации в Северном Улутау характеризовались, очевидно, относительной мелководностью и удаленностью от наиболее важных вулканических источников, чем можно объяснить ее бедность железистыми кварцитами, широкое распространение грубозернистых терригенных пород и обилие терригенных пород среди вулканогенных (нечеткость границ между сланцевыми и порфироидными пачками).

КОКЧЕТАВСКИЙ МАССИВ

В пределах Кокчетавского массива к аналогам карсакпайской серии условно отнесена иманбурлукская свита, изучавшаяся О. В. Богоявленской и впоследствии О. М. Розеном. Она распространена в западной части массива и сложена метаморфизованными вулканитами основного и кислого составов, серицитовыми сланцами, бластопсаммитовыми кварцевыми сланцами, микрокварцитами и железистыми кварцитами. Этот комплекс, мощность которого достигает 2500 м, отличается от других вулканогенно-осадочных толщ, распространенных на Кокчетавском массиве, и его выделение в самостоятельную стратиграфическую единицу не встречает возражений. Однако возраст иманбурлукской свиты и ее соотношения с другими членами разреза допалеозоя района не получили однозначного толкования и понимаются разными исследователями по-разному.

О. М. Розен (1966, 1971, 1972) включает свиту в верхи «ефимовской серии» нижнего и среднего рифея и относит к среднему рифею, основываясь на определениях абсолютного возраста цирконов из порфироидов — 1190 ± 150 млн. лет (Розен, 1971). В основании иманбурлукской свиты О. М. Розен предполагает несогласие.

На Карагандинском стратиграфическом совещании в 1969 г. («Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня», 1971) эта точка зрения не получила поддержки, и принятая совещанием Рабочая корреляционная схема включает иманбурлукскую свиту в состав боровской серии нижнего и среднего протерозоя в качестве аналога карсакпайской серии.

Такое решение основывается на анализе истории развития массива в докембрии и признании вероятной синхронности важнейших этапов развития для региона. Иманбурлукская свита и подстилающие ее толщи ефимовской свиты (низы ефимовской серии по О. М. Розену) принадлежат древнему раннегеосинклинальному комплексу, развившемуся на кристаллическом основании, сложенном зерендинской серией, возраст которой большинством исследователей принимается раннепротерозойским или более древним.

Возрастные аналоги зерендинской серии установлены в ряде районов Казахстана и Тянь-Шаня, и для перекрывающих их раннегеосинклинальных комплексов принят раннепротерозойский возраст. Подобные соотношения наиболее представительны в Улутау, где кристаллические сланцы бектурганской серии подстилают геосинклинальный комплекс аралбайской и карсакпайской серий. В этой связи представляется оправданным отнесение иманбурлукской и ефимовской свит к раннему протерозою и их формационное сопоставление с карсакпайской и аралбайской сериями, тем более, что разрезы названных ком-

плексов обнаруживают определенное сходство. Эта точка зрения была принята и на стратиграфическом совещании в г. Алма-Ате в 1971 г.

По данным О. М. Розена (1972), наиболее представительный разрез иманбурлукской свиты установлен на р. Иман-Бурлук вблизи устья р. Сары-Узек (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Толща миндалекаменных порфиритоидов	1200
2. Толща углистых филлитовидных сланцев с прослоями доломитовых мраморов	350
3. Толща бурых порфиритоидов, серых серицит-хлорит-кварцевых бластопсаммитовых сланцев с прослоями порфиритоидов	550
4. Толща углистых сланцев с прослоями тонкослоистых гематит-хлорит-кварцевых сланцев	более 350

Приведенный разрез напоминает разрез карсакпайской серии Улутау отчетливой обособленностью терригенных (сланцевых) и вулканогенных пачек, приуроченностью железистых пород к терригенным частям разреза и появлением в его верхах кислых вулканитов. К сожалению, сведения о деталях внутреннего строения свиты скудны и позволяют судить о сходстве или отличии между нею и карсакпайской серией лишь в самом общем виде. В целом иманбурлукская свита близка по облику карсакпайской серии Северного Улутау.

В восточных частях массива в качестве аналога иманбурлукской свиты О. М. Розен (1971, 1972) рассматривает даутскую свиту, сложенную порфиритоидами и порфиритоидами, мощность которых оценивается в 2000 м.

БЕТПАКДАЛА

Железистые кварциты в Центральной Бетпакдале известны с 1937 г., когда В. А. Соколовым (1937) было описано проявление Жуантобе. Позднее они отмечались Ю. И. Борсуком (Александрова, Борсук, 1955) и Н. Г. Марковой (1961). Выходы железистых кварцитов приурочены к плохо обнаженному участку, и их стратиграфическая приуроченность подробно не рассматривалась. На мелкомасштабных геологических картах вплоть до самого последнего времени железорудная толща не отделялась от полей распространения кембрийских вулканогенно-осадочных образований. Внимание к проявлению железных руд Жуантобе привлекли исследования, проведенные в 1969 г. А. С. Крюковым и Н. А. Беркалиевым (Крюков, Беркалиев, 1970; Щербак и др., 1972; Есенов и др. 1972), которые осуществили на площади рудопроявления комплекс поисковых работ и составили для него первую подробную геологическую карту. Поисковые скважины и поверхностные горные выработки позволили выявить особенности состава рудовмещающей толщи, внутреннее строение горизонтов железистых кварцитов и морфологию сложенных ими рудных тел.

В 1969—1971 гг. массив докембрийских и раннепалеозойских пород вблизи горы Жуантобе был изучен Ю. А. Зайцевым, С. Б. Розановым, Л. И. Филатовой и Т. Н. Херасковой. В результате этих исследований удалось разделить поля выходов железорудной толщи и более молодых (венд-кембрий) толщ и выявить принципиальное сходство железорудной толщи с карсакпайской серией Улутау.

Составленная А. С. Крюковым и Н. А. Беркалиевым геологическая карта участка рудопроявления была уточнена и его структура получила новое истолкование (рис. 35). Было установлено, что рудо-

носная толща представлена пачкой сланцев, порфириидов, кварцитов и железистых кварцитов, основание которой срезано крупными разрывами северо-западного простирания, и перекрывающей ее пачкой порфириидов и зеленых сланцев. Выше, очевидно, несогласно залегают фосфатоносные сланцы, мраморы, углистые кварциты и основные вул-

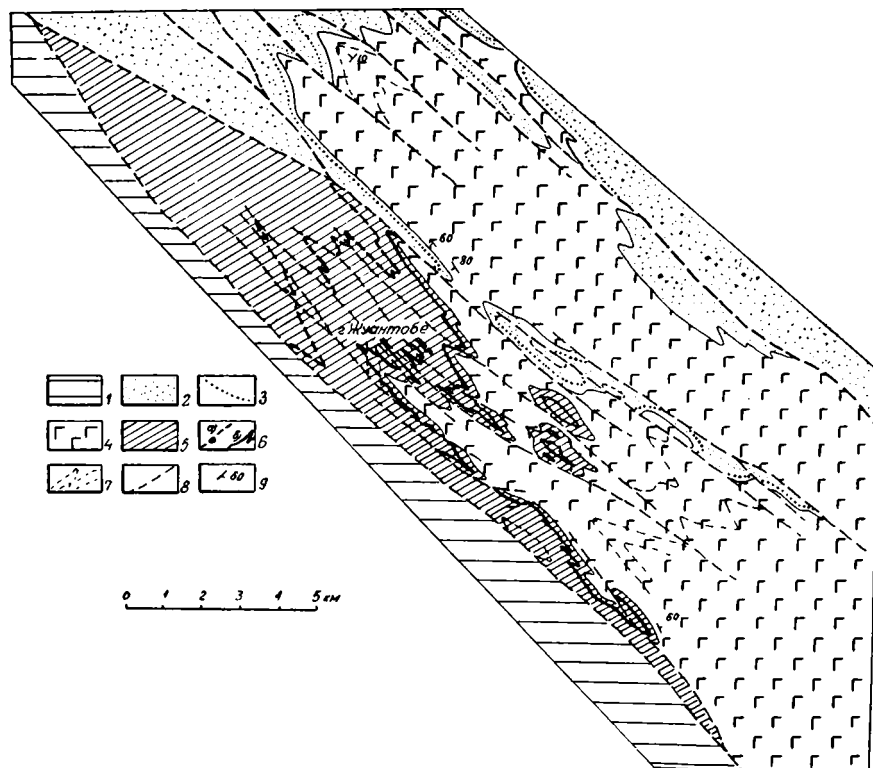


Рис. 35. Схематическая геологическая карта рудопоявления Жуантобе (составили С. Б. Розанов, Л. И. Филатова, Т. Н. Хераскова).

1 — палеозойские отложения; 2 — толща кремнистых сланцев, доломитовых мраморов, филлитов; 3 — горизонт кремнистых сланцев, частью фосфатоносных; 4 — пачка порфириидов базальтового состава; 5 — пачка серицитовых сланцев (железорудная); 6 — железистые кварциты: а — нижний горизонт, б — верхний горизонт; 7 — простирания пород; 8 — разрывные нарушения; 9 — элементы залегания

каны вендского возраста. В сланцевой части железорудной толщи железистые кварциты размещаются на двух уровнях, слагая два выдержанных горизонта¹. На участке вблизи горы Жуантобе нижняя (сланцевая) толща слагает ядра трех вытянутых в северо-западном направлении антиклиналей. Оси складок кулисообразно смещены с северо-запада на юго-восток, шарниры их полого погружаются в юго-восточном направлении. Юго-западное крыло крайней южной антиклинали срезано разрывом. Протяженность этих складок составляет от 4

¹ На карте А. С. Крюкова и Н. А. Беркалиева (1970) тела железистых кварцитов рассматривались как протяженные линзы, рассредоточенные в разрезе на 6—8 уровнях. При этом поле распространения рудовмещающей пачки было неоправданно расширено и перспективные запасы рудопоявления завышены.

до 8 км при ширине около 1 км, а осложняющая мелкая складчатость обуславливает многократность выходов верхнего рудного горизонта на дневную поверхность. Слабая ундуляция шарниров антиклиналей приводит к образованию изолированных выходов рудоносной пачки среди порфиритоидов вдоль северо-восточных границ рудного поля.

Оценить полную мощность двух указанных пачек трудно, поскольку условия обнаженности не позволяют выявить детали структуры, а в скважинах и горных выработках вскрыты лишь небольшие интервалы разреза. Горизонты железистых кварцитов и сближенные с ними прослои безрудных кварцитов весьма изменчивы по мощности из-за постседиментационных деформаций. По-видимому, мощность сланцевых частей разреза также меняется в широких пределах от крыльев складок к их замкам.

Низы разреза перекрыты кайнозойскими отложениями и лишь непосредственно ниже первого горизонта железистых кварцитов в редкой элювиальной щебенке представлены кварц-серицитовыми сланцами. Их мощность, вероятно, составляет не менее 100 м. Выше залегают:

	Мощность, м
1. Железистые кварциты гематитовые от темно-бурого до черного цвета, тонкополосчатые, с прослоями красновато-бурых слаборудных кварцитов, которые часто будинированы	около 3
2. Толща кварц-серицитовых тонколистоватых сланцев с линзовидными прослоями светло-серых и желтовато-серых порфириидов и зеленых сланцев в верхней части. Количество порфириидов возрастает в направлении с запада на восток	около 100
3. Железистые кварциты гематитовые (железнослюдковые) с рассеянными кристаллами мартита в отдельных прослоях. Содержат линзовидные включения зеленых сланцев и порфириидов, кварц-серицитовых сланцев и будинированные прослои серых и красновато-серых слаборудных кварцитов	10

Мощность железистых кварцитов условна, так как меняется от сотен метров в замках складок до полного выклинивания на крыльях.

4. Толща кварц-серицитовых сланцев с линзами порфириидов и выдержанным горизонтом (5 м) желтовато-серых грубоплитчатых кварцитов (возможно по мраморам) в основании	80
---	----

Кровля слоя 4 не обнажена, поэтому мощность его может несколько отличаться от приведенной.

5. Пачка порфиритоидов и зеленых сланцев. В пачке преобладают метаморфизованные туфы, мелкозернистые, реже агломератовые, с включениями лапиллей и мелких бомб. Лавы образуют потоки небольшой (до 10 м) мощности и представлены миндалекаменными разностями. Миндалины мелкие, деформированные, выполнены хлоритом и амфиболом	более 500
---	-----------

Таким образом, железорудная толща имеет мощность около 800 м и по составу, строению и химизму вулканитов (табл. 20, 20а) близка карсакпайской серии Улутау. Определенные отличия в ассоциациях вулканитов выражаются в следующем. Порфиритоидная пачка здесь, по-видимому, не содержит андезито-базальтов и андезитов, в то время

Таблица 20

Химический состав вулканогенных пород железорудной толщи участка Жуантобе (по Л. И. Филатовой, 1972г.)

Название породы	Весовые проценты													№ образ- цов
	SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	сумма	
Порфиритоид	47,94	1,98	сл	14,28	5,65	5,34	0,15	6,00	13,06	3,04	0,24	1,51	99,19	12/85
Порфиритоид	48,91	1,90	сл	16,56	8,87	3,12	0,18	6,26	8,71	0,76	0,06	4,53	99,86	1/23
Порфиритоид	46,77	2,85	сл	15,18	4,88	8,61	0,45	6,78	7,26	2,63	0,66	3,64	99,31	1/17
Порфиритоид	45,83	2,10	0,17	15,84	2,78	6,6	0,16	6,00	11,98	4,59	0,08	3,49	99,62	7/74
Порфиритоид	54,73	3,02	0,32	12,60	13,42	1,50	0,14	1,83	6,53	5,40	0,42	0,65	100,56	9/78
Зеленый сланец	45,48	3,15	сл	15,84	6,26	8,24	0,18	5,48	9,43	2,84	0,60	2,91	100,31	6/42
Порфирионд	74,81	0,44	сл	10,95	1,83	1,14	0,04	1,81	1,30	1,96	3,18	2,23	99,69	1/19
Порфирионд	73,12	0,40	сл	13,12	3,49	0,79	0,08	0,52	3,26	2,08	2,75	0,85	100,46	5—70

Числовые характеристики по А. П. Заварицкому

№ образцов	Числовые характеристики												
	a	c	b	s	Q	a'	c'	m'	f'	n	t	φ	a/c
12/85	7,1	6,1	30,3	56,6	-7,1	—	32,8	33,8	33,4	95,1	3,0	16,1	1,17
1/23	1,9	11,2	23,9	62,9	10,8	—	1,8	48,8	49,4	95,1	2,8	34,9	0,17
1/17	7,1	7,1	27,6	58,2	-4,8	—	7,8	43,6	48,8	85,8	4,4	15,9	1,00
7/74	10,5	5,6	28,7	55,2	-16,2	—	32,4	36,2	31,4	98,9	3,3	8,5	1,86
9/78	10,5	2,2	21,6	63,9	1,0	—	26,3	14,2	59,5	95,1	4,0	52,4	5,72
6/42	7,5	7,4	28,2	56,9	-8,4	—	16,4	34,4	49,2	87,8	4,9	19,8	1,01
1/19	8,6	1,5	8,0	81,9	45,2	30,9	—	36,8	32,3	48,4	0,4	18,8	5,64
5—70	8,4	3,9	5,7	82,0	43,7	18,6	—	15,3	66,1	53,5	0,4	51,8	2,16

как в составе сланцевой пачки присутствуют в заметном количестве липаритовые туфы, характерные для верхов карсакпайской серии.

Железистые кварциты участка Жуантобе отличаются более высокими содержаниями железа, чем руды карсакпайской серии (среднее содержание железа 44,43% — по данным А. С. Крюкова и Н. А. Беркальева). Содержания микроэлементов в них также несколько отличаются — железистые кварциты участка Жуантобе содержат заметно больше титана, германия, бария.

В целом описанная толща принадлежит тому же формационному типу, что и карсакпайская серия Улутау. Сходство этих железорудных комплексов несомненно и их сопоставление — возрастное и формационное — представляется вполне обоснованным. Действительно, на участке Жуантобе железорудная толща, несмотря на свою фрагментарность, имеет те же признаки, которые характеризуют спилитовую джеспилитоносную формацию Улутау. В ней отчетливо проявлена ассоциация рудовмещающих терригенных пород с основными вулканитами спилитового облика; по своему строению сланцевая пачка с горизонтами железистых кварцитов и сами железистые кварциты близки соответствующим частям разреза карсакпайской серии.

МЕСТО И РОЛЬ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД В ОБРАЗОВАНИИ РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ФОРМАЦИИ РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КАЗАХСТАНА

Приведенные выше описания джеспилитоносных комплексов позволяют считать, что в Казахстане на обширной территории в раннем протерозое накапливались толщи, обладавшие сходным составом и строением. Устойчивость ассоциации основных вулканитов, джеспилитов и кремнистых (или карбонатных) пород в низах древнего «добайкальского» геосинклинального комплекса, безусловно, не случайна и отражает определенные закономерности в последовательности и характере геологических событий, сопровождавших заложение геосинклинальных прогибов и их развитие.

Сочетание основных вулканитов и кремнистых пород обычно для позднедокембрийских и раннепалеозойских формаций Казахстана, однако лишь для рассматриваемой формации оно дополняется джеспилитами. Последние в этой связи приобретают важное диагностическое значение при выделении спилитовой джеспилитоносной формации в случае фрагментарности и изолированности ее выходов на дневную поверхность; и на особенностях их распространения, а также генетических связях следует остановиться подробнее.

Закономерность вертикального и площадного распространения джеспилитов удобнее всего рассматривать на примере Южного Улугтау, поскольку формация здесь обнажена на достаточно большой территории, а ее разрез максимально полон.

Железистые кварциты слагают девять горизонтов, приуроченных к определенным стратиграфическим уровням внутри карсакпайской серии. Эти горизонты отличаются выдержанностью, и большинство из них прослеживается по простиранию на многие десятки километров. Все они, за исключением одного, приурочены к верхним осадочным частям седиментационных ритмов и ассоциируют с первичнообломочными породами. Состав, структурные и текстурные особенности железистых кварцитов позволяют интерпретировать их только как первичноосадочные (хемогенные) образования.

Строение карсакпайской серии и распределение в ней железистых кварцитов позволяют установить ряд закономерностей в железорудном осадконакоплении, некоторые из них могут быть общими для железорудных кремнистых формаций докембрия в целом. На примере карсакпайской серии выявляется ряд факторов, определявших последовательность в седиментации кремнезема и окислов железа и влиявших на их локализацию в вертикальном разрезе формации и на площади. Наиболее важным из этих факторов были: 1) поступление

кремнезема и железа в бассейн седиментации; 2) условия седиментации, способствовавшие образованию и захоронению кремнисто-железистых осадков.

Источник железа и кремнезема железистых кварцитов. Горизонты железистых кварцитов встречаются во всех свитах карсакапайской серии, причем накоплению рудовмещающих интервалов разреза всегда предшествует интенсивная вспышка базальтового вулканизма, приводящая к накоплению мощной — 500—1200 м — пачки базальтовых лав и туфов. В основании каждой рудовмещающей пачки, несмотря на резкие границы с подстилающими вулканитами, нет признаков несогласий и перерывов, в кровле вулканитов отсутствуют признаки размыва или выветривания. Накопление карсакапайской серии (а также аралбайской) протекало непрерывно на обширной территории. Состав первичнообломочных пород рудовмещающих пачек свидетельствует о том, что размыву подвергались преимущественно «лейкократовые», бедные железом породы, химическое выветривание которых вряд ли могло поставлять окислы или соли железа в больших количествах.

В качестве источника рудного вещества нельзя рассматривать и базальтовые вулканиты из нижних частей свит, поскольку они всегда перекрываются первичнообломочными породами, а их петрохимические особенности не позволяют предполагать метасоматический вынос железа или иные процессы такого рода. Горизонты железистых кварцитов почти всегда отделены от порфиритоидов пачками осадочных пород мощностью не менее 15—25 м, а самые мощные горизонты приурочены к средним или верхним частям разреза рудовмещающих пачек и отделяются от вулканитов пачками осадочных пород мощностью в 100—300 м.

Нельзя предполагать и вынос железа и кремнекислоты из порфиритоидов гидротермами и газовыми возгонами при подводном вулканизме, так как они быстро нейтрализуются морской водой и не оказывают химического воздействия на скальные породы. Как показывают наблюдения в областях современного подводного вулканизма, газовые и гидротермальные возгоны быстро нейтрализуются поровыми водами, пропитывающими скальные породы до больших глубин, и не оказывают заметного химического воздействия на эти породы (Бутузова, 1969 г.). Порфиритоиды карсакапайской серии не несут признаков выщелачивания — в них нигде не наблюдались обеление, осветление или секущие по отношению к слоистости включения пород, которые могли бы образоваться по выщелоченным вулканитам.

При процессах химического выветривания в условиях гумидного климата поступление продуктов выветривания в бассейны седиментации контролируется обычно сезонными факторами и приводит к образованию тонкослоистых толщ, достаточно однородных по набору слагающих пород. В разрезе карсакапайской серии железистые кварциты локализуются на строго определенных стратиграфических уровнях, их горизонты или пачки разделены мощными безрудными интервалами. Такое распределение кремнисто-железистых осадков в разрезе свидетельствует о синхронном и регламентированном поступлении кремнезема и железа, которое контролировалось отнюдь не сезонными явлениями. Трудно представить условия, при которых области сноса для обширного морского бассейна так резко и многократно меняли свое положение, или условия, при которых резко и многократно менялся климат и химический режим процессов выветривания.

Логичнее искать источник железа в процессах эндогенного характера, проявление которых никак не связано с климатом и явлениями

выветривания. Карсакпайская серия накапливалась в пределах области активного подводного вулканизма и вулканогенный компонент резко преобладал в ее петрофонде. Эффузивные и пирокластические продукты вулканизма, а также обломочные породы, образовавшиеся за счет их подводного размыва и переотложения, составляют более 60% объема формации. Несомненно, что подобная вулканическая активность не могла не сказаться на составе вод бассейна седиментации и не отразиться в химических осадках. Линзы слабозелезистых и безрудных кварцитов встречаются в порфиритоидах бурмашинской свиты, а прослой и линзы мраморов небольшой мощности широко распространены в порфиритоидных пачках всех четырех свит. Генетическая связь этих хемогенных пород с вулканизмом представляется вполне вероятной.

Сложнее обстоит дело с железистыми кварцитами и микрокварцитами, которые локализируются в пачках первичнообломочных пород и обычно не обнаруживают прямой связи с вулканитами. Их образование обусловлено, по-видимому, поствулканическими процессами — гидротермальными и газовыми возгонами периодов спада вулканической активности. Поскольку этот вывод не столь безусловен, как первый, остановимся подробнее на его аргументации.

Прежде всего, вернемся к указанным выше особенностям распределения железистых кварцитов в разрезе и их возможному соосаждению с породами разного состава. В ассоциации с джеспилитами одних и тех же стратиграфических уровней на разных участках синклиория встречаются карбонатные, чисто кремнистые и первичнообломочные образования, причем последние могут быть представлены серицитовыми или хлоритовыми филлитами, бластопсаммитовыми (бластоалевритовыми) кварц-серицитовыми сланцами и даже туффитами. Это, несомненно, свидетельствует об отсутствии какой-либо зависимости между источниками сноса обломочного материала и источниками хемогенной составляющей осадков. Положение горизонтов джеспилитов в рудовмещающих пачках также подчинено определенным закономерностям, свидетельствующим в пользу вулканогенного источника кремнезема и железа.

Горизонты железистых кварцитов тяготеют к низам разрезов осадочных частей микроритмов. Лишь низы верхней пачки биитской свиты безрудны, но это может быть обусловлено тем, что она сложена грубозернистыми мелководными фациями, в которых хемогенные осадки не встречаются. К верхам продуктивных пачек приурочены обычно карбонатные или чисто кремнистые осадки — горизонты микрокварцитов («b₄», «bt₃»), пачки мраморов в болбраунской свите, реже слабозелезистые кварциты («bl₃»). Интенсивное проявление возгонов, богатых кремнеземом и не несущих железо, предшествует обычно очередной вспышке вулканизма (рис. 36).

В пачках осадочных пород, накопившихся в периоды затухания вулканизма, встречаются линзы и прослои вулканитов. Чаще всего они представлены туфами и туффитами основного состава, а в биитской и шагырлинской свитах помимо них отмечаются лавы, туфы и туффиты липаритового, дацитового и андезит-дацитового составов. В большинстве случаев вулканогенные породы среди осадочных располагаются на тех же уровнях, что и железистые кварциты, а иногда непосредственно в них. Линзы порфиритоидов отмечались в горизонтах «b₁» в верховьях р. Шагырлы, «bl₁» — южнее пос. Карсакпай, непосредственно ниже горизонта «bl₂» на участке месторождения Керегетас. Горизонты «bt₁» и «bt₂» заключены в метаморфизованных дацитовых туффитах, среди которых часты линзы порфиритоидов. Следовательно, активиза-

ция поствулканических процессов часто связана во времени с небольшими по масштабам проявлениями преимущественно эксплозивного вулканизма.

Описанная выше химическая эволюция вулканизма не сказывается, по-видимому, на составе поствулканических возгонов. Накопление

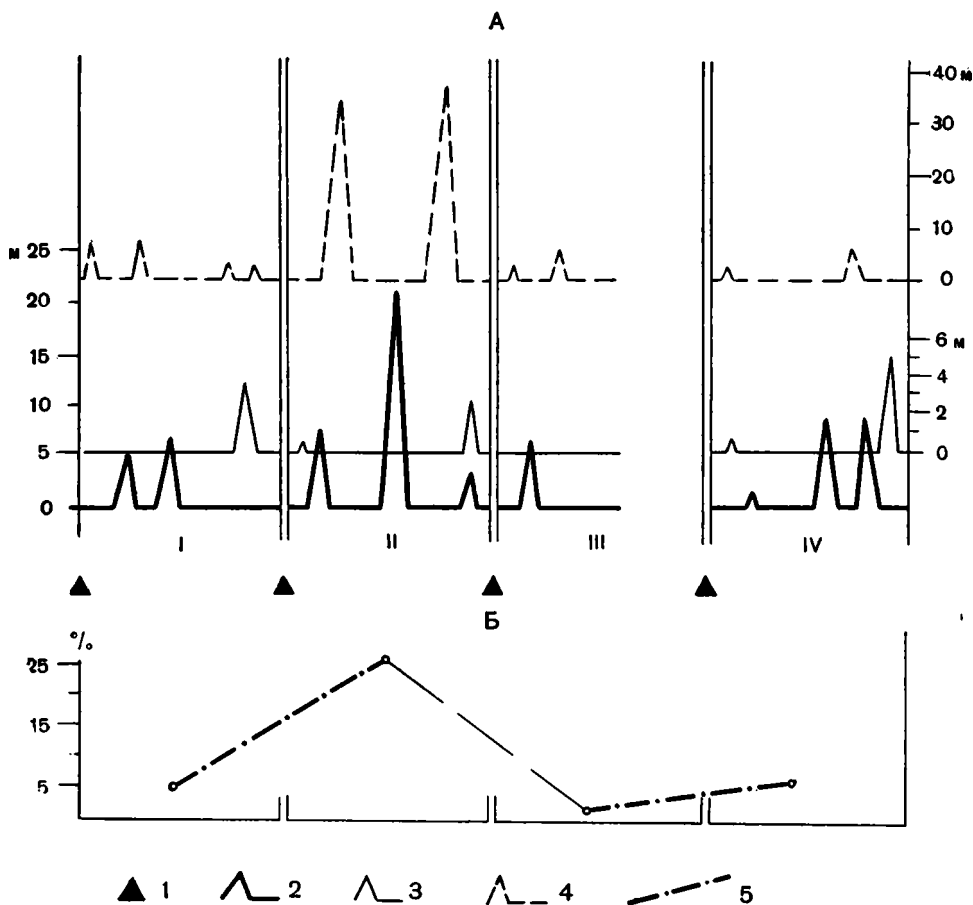


Рис. 36. Диаграмма количества хомогенных пород в верхних частях макроритмов. А — положение в разрезе и максимальная мощность в метрах прослоев железистых кварцитов, микрокварцитов и мраморов. Б — суммарные максимальные количества хомогенных пород в процентах от объемов пачек. 1 — базальтовый вулканизм; 2 — железистые кварциты; 3 — микрокварциты; 4 — мраморы; 5 — суммарное количество хомогенных пород

джеспилитов в сопоставимых количествах отмечается во всех четырех седиментационных циклах. Следует только отметить следующее. На рубеже болбраунская свита — шагырлинская свита изменения в составе вулканитов и формах проявления вулканизма наиболее резки (см. выше). Этот рубеж оказывается и наиболее важным в количественном распределении хомогенных членов формации. Количество джеспилитов, микрокварцитов и мраморов растет от бурмашинской свиты вверх по разрезу и максимально в болбраунской свите. В шагырлинской свите хомогенные компоненты проявлены незначительно и коли-

чество их возрастает в биитской свите. Количество хемогенных осадков, следовательно, возрастает вверх по разрезу в каждой из этих двух частей формации (см. рис. 36). В верхах формации, где широко представлены кислые вулканиты, сокращается роль карбонатных пород (см. рис. 36).

О генетической зависимости железистых кварцитов и вулканитов основного состава свидетельствует и геохимическая специализация этих пород (Розанов, Фролов, 1969). Содержание акцессорных элементов в вулканогенных породах непостоянно и меняется вверх по разрезу. Сравнение геохимических характеристик железистых кварцитов из верхних пачек разных свит и порфиритоидов из нижних пачек обнаруживает, что изменения концентраций ряда элементов в железистых кварцитах и порфиритоидах подчинены общим закономерностям. Более подробно об этом сказано выше. Сходство геохимических особенностей железистых кварцитов и основных вулканитов на всех стратиграфических уровнях может объясняться только поступлением окислов железа (или его солей) и кремнезема из поствулканических возгонов, завершающих вулканические циклы.

Связь железистых кварцитов с базальтовыми вулканитами еще более отчетлива в разрезе аралбайской серии, в верхах которой в ограниченном количестве появляются порфиритоиды. Малоомощные горизонты порфиритоидов можно рассматривать как свидетельство первых импульсов основного вулканизма, максимальные проявления которого происходили в эпоху накопления карсакпайской серии (Розанов, Филатова, 1971б). Железистые кварциты в верхах аралбайской серии всегда располагаются на тех же стратиграфических уровнях, что и порфиритоиды.

Поскольку генезис джеспилитов (природа источника железа и кремнезема) представляет один из наиболее спорных аспектов геологии древних железорудных комплексов, для аргументации связи железистых кварцитов карсакпайской серии с основным вулканизмом нами предпринята попытка рассмотреть «идеальный фациальный профиль» для терригенных и хемогенных членов железорудной формации. Для этой цели выбраны вне зависимости от стратиграфического положения комплексы пород, эквивалентные первичным полимиктовым песчанкам, кварцевым алевролитам, известнякам, магнетит-гематитовым и гематитовым кварцитам, которые перечислены в порядке их вероятного положения на фациальном профиле от мелководных к глубинным частям бассейна. Средние содержания элементов-примесей, характеризующие эти комплексы, нанесены на графики (рис. 37), из которых видно, что для терригенной и карбонатной частей «идеального фациального профиля» распределение всех элементов принадлежит «контрастной модификации упорядоченного типа» (Страхов, 1960), характерного для гумидного седиментогенеза. Однако хемогенные (железисто-кремнистые) члены рассматриваемого фациального профиля нарушают эту упорядоченность. Содержания микроэлементов в них оказываются самыми высокими на профиле (кроме меди) и изменяются неупорядоченно. «Интразональный» (по Н. М. Страхову, не связанный с климатическими особенностями гумидного седиментогенеза) характер железисто-кремнистых осадков устанавливается на рис. 37 вполне отчетливо и подтверждает эндогенный источник джеспилитов рассматриваемой формации. Выше приведены данные о величине отношения титана к ванадию для джеспилитов разных стратиграфических уровней. Величины этого отношения составляют 13—44,1, обычно превышая 25, что также свидетельствует в пользу вулканогенной природы исходного ве-

щества джеспилитов. Сходные особенности химизма характерны и для джеспилитов рассматриваемой формации в других районах Казахстана.

Условия осадконакопления железистых кварцитов. Отмеченные выше реликтовые текстурные и структурные особенности железистых кварцитов карсакпайской серии позволяют диагностировать их как первичнохемогенные, скорее всего коллоидные, осадки, претерпевшие

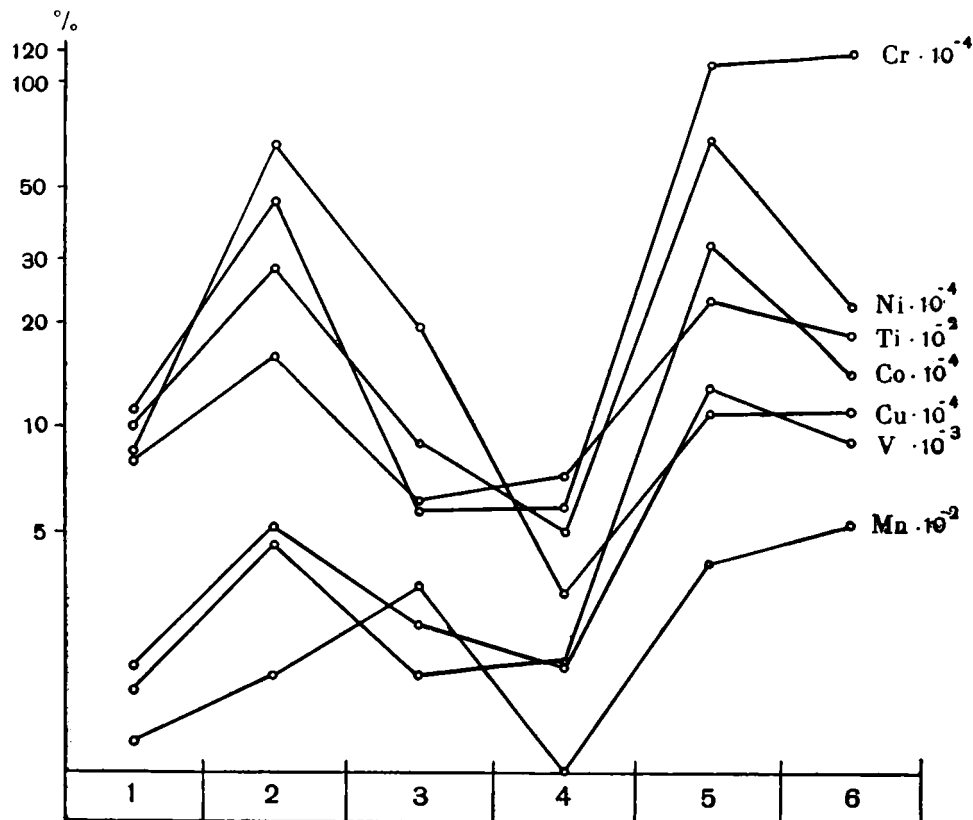


Рис. 37. Графики распределения микроэлементов на условном «идеальном профиле» для пород формации.

1 — «песчаники»; 2 — «алевролиты»; 3 — «аргиллиты»; 4 — «известняки»; 5 — железистые кварциты магнетитовые; 6 — железистые кварциты гематитовые. Вертикальный масштаб логарифмический

последующие диагенез и литификацию. Метаморфизм в них выразился в образовании микрогранобластовых структур, сланцевых текстур и порфиробластовых выделений щелочных амфиболов. Минералогические преобразования в джеспилитах затронули только глинистую и псаммитовую примесь и выразились в альбитизации обломков полевых шпатов и образовании чешуек серицита и хлорита.

Выпадение в осадок коллоидов окислов железа и кремнезема происходило в морской среде, накладываясь на терригенную седиментацию. Естественно, что при этом сохранение и захоронение тонкого осадка зависело от гидродинамического режима области седиментации. Этим объясняется устойчивая ассоциация железистых кварцитов и тонкозернистых кварц-серицитовых сланцев. Железистые кварциты никогда

не встречаются среди грубозернистых обломочных пород, характерных для условий мелководья или участков придонных течений. В таких породах часто встречаются прослои, содержащие полукатанные плоские обломки железистых кварцитов и магнетитовый шликс.

Состав рудовмещающих пачек изменчив, в них представлены обломочные породы разнообразной зернистости, причем между ними часты фациальные переходы и замещения. Это свидетельствует о достаточно сложной морфологии дна бассейна, в пределах которого существовали подводные возвышенности и глубокие впадины. Как следствие, морфология горизонтов железистых кварцитов сложна — в них меняются мощность, внутреннее строение (тонкослоистые кварциты переходят в массивные, прослои безрудных сланцев выклиниваются или расщепляются рудными прослоями на более тонкие линзы и т. д.).

В продольных и поперечных сечениях синклинория горизонты железистых кварцитов часто выклиниваются на небольших по площади участках, причем выклинивание всегда сопровождается появлением грубообломочных фаций в рудовмещающих интервалах разреза. Часть отложившихся хемогенных осадков размывалась и переотлагалась, чем и объясняется появление галек железистых кварцитов и магнетитового шликса в сланцах серии.

«Зеленокаменный прогиб» Карсакпайского синклинория имеет в современной структуре незначительную ширину и не позволяет получить более подробные сведения о бассейне седиментации. Суммируя все имеющиеся данные об условиях накопления пород формации, можно с известной долей условности предполагать, что накопление карсакпайской серии происходило в неглубоком островном морском бассейне с расчлененным рельефом дна и изменчивым гидродинамическим режимом.

В предыдущих разделах при анализе разрезов серии было показано, что условия седиментации в Карсакпайском геосинклинальном прогибе были различными даже для осадков одного возраста на разных участках, причем эти условия не сохранялись постоянными, а менялись во времени, контролируя определенным образом распространение хемогенных (в том числе и железистых) осадков на площади. Для нижней половины разреза серии — бурмашинской и болбраунской свит — в пределах всего синклинория обстановка седиментации была близкой и характеризовалась устойчивым прогибанием, на фоне которого небольшие колебания также были общими для всей рассматриваемой площади. К этой части разреза приурочены и наиболее выдержанные по простиранию горизонты железистых кварцитов, микрокварцитов и мраморов — «b₁», «b₃» — (северная и центральная зоны синклинория), «b₁» — (все три зоны синклинория), «b₂» и «b₄» (все три зоны синклинория), горизонты мраморов в болбраунской свите (рис. 38). Сходство условий седиментации нашло отражение и в большом сходстве разрезов двух нижних свит на всех участках синклинория.

Резкие фациальные изменения отмечаются в шагырлинской и биитской свитах (в последней они менее определены из-за ее ограниченного распространения). Появление грубообломочных мелководных и даже наземных фаций и выпадение из разреза хемогенных пород происходит на разных стратиграфических уровнях в разных частях синклинория. Наиболее рано этот процесс охватывает северную зону синклинория (низы шагырлинской свиты), затем центральную зону (верхняя половина шагырлинской свиты). В южной зоне появление грубообломочных фаций устанавливается на разных уровнях верхней пачки биитской

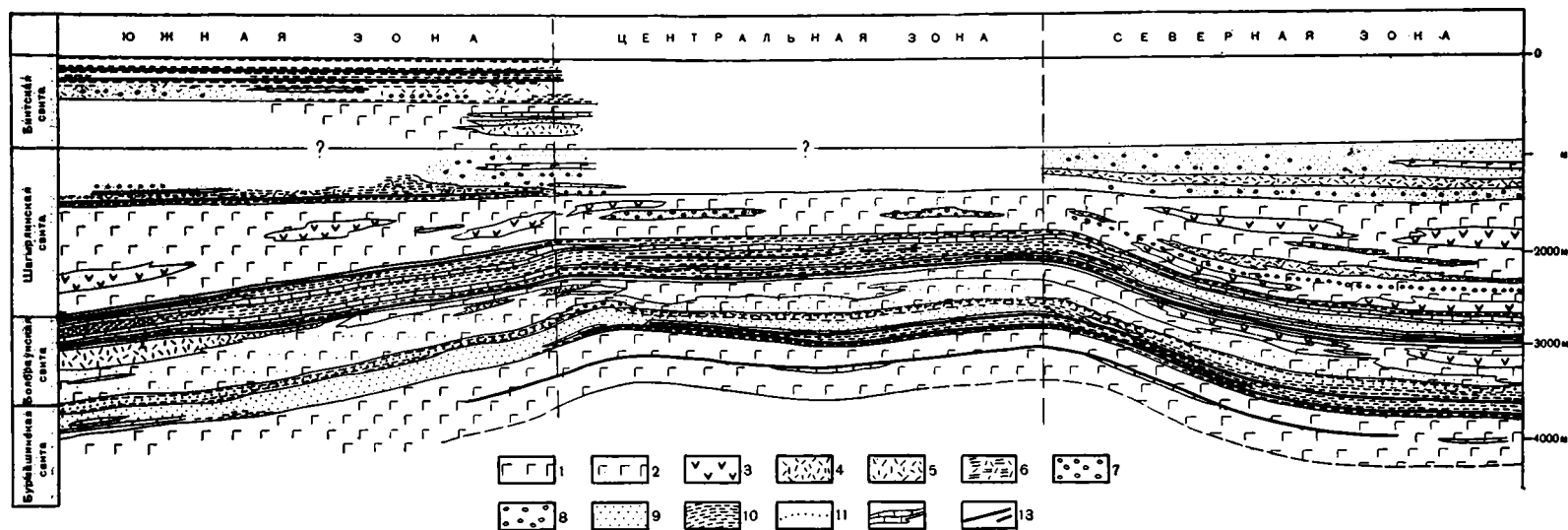


Рис. 38. Фациальный профиль железорудной формации вдоль осевой части Карсакпайского синклинария.

1 — порфиритоиды по лавам и туфам базальтового состава; 2 — порфиритоиды и зеленые сланцы по туффитам; 3 — порфиритоиды андезитового состава; 4 — порфириоиды по лавам; 5 — порфириоиды по туфам; 6 — порфириоиды по туффитам; 7—8 — конгломератные сланцы: 7 — насыщенные галькой, 8 — с рассеянной галькой; 9 — бластопамятные сланцы; 10 — филлиты; 11 — микрокварциты; 12 — мраморы; 13 — железистые кварциты

свиты, однако в ее составе преобладают тонкослоистые сланцы и туф-фиты.

Глубокие преобразования палеотектонической и палеогеографической обстановки осадконакопления, происходившие в центральной и северной зонах синклиория во время формирования шагырлинской свиты или несколько раньше, тесно связаны во времени с эволюцией вулканизма.

Действительно, подобные преобразования совпадают во времени с появлением кислых и широким проявлением андезитовых вулканитов, т. е. с определенной стадией дифференциации активного магматического вещества. По-видимому, на этой стадии происходит оживление тектонических движений, которые вызывают образование контрастного подводного рельефа и активизацию процессов подводного размыва в пределах бассейна. Кислый вулканизм при этом поставляет в смежные области большое количество пирокластических продуктов, за счет которых формируются сланцы по пепловым туфам и туффитам, вмещающие иногда прослои хемогенных пород. Сопровождающие кислый вулканизм блоковые тектонические движения значительной амплитуды приводят к образованию новых областей размыва на западе и изменениям направлений сноса обломочного материала. Указанные особенности седиментации четко проявлены в верхней пачке шагырлинской свиты на стыке южной и центральной зон синклиория.

Хемогенные осадки, в первую очередь железистые кварциты, оказываются своеобразными индикаторами общей обстановки осадконакопления. Они последовательно выпадают из разреза снизу вверх и с севера на юг, по мере вовлечения новых участков синклиория в этап проявления кислого вулканизма (см. рис. 38). Максимальные количества кремнисто-железистых осадков также смещаются вверх по разрезу с севера на юг — в северной зоне практически все рудные тела промышленного значения приурочены к бурмашинской свите, в центральной зоне — все крупные рудные тела принадлежат разрезу болбраунской свиты, в южной зоне — битской и шагырлинской свитам (см. рис. 38).

По-видимому, определенная зависимость существует и между количеством хемогенных осадков в разрезах и их удаленностью от проблематических источников хемогенных продуктов вулканизма (Розанов, Филатова, 1967). Если допускать, что к проблематическим центрам (областям) вулканизма приурочены и наиболее активные проявления поствулканических процессов, а положение таких областей в какой-то мере фиксируется преобладанием эффузивных продуктов вулканизма в порфиритоидных пачках, на отдельных участках удастся проследить эту зависимость.

В разрезе верхней пачки бурмашинской свиты на участке пос. Карсакпай — долина реки Бурмаша отмечены два горизонта железистых кварцитов — «b₁» и «b₃». Оба горизонта выклиниваются в южном направлении на широте зимовки Бурмаша. Судя по составу нижней (порфиритоидной) пачки, вулканическая деятельность наиболее интенсивно проявлялась на широте долины р. Керегетас или севернее, поскольку к югу миндалекаменные порфиритоиды в ее разрезе вытесняются лапиллиевыми туфами и туффитами. Граница распространения железистых кварцитов контролируется положением очагов вулканизма, а также наличием своеобразного «барьера», выраженного сводом на карте изопакит (рис. 39, см. вкладку). Этот «барьер», представляющий, очевидно, участок относительного поднятия, характеризуется минимальными мощностями кварцито-сланцевой пачки, появлением грубозернис-

тых кварц-полевошпатовых сланцев в ее составе, а также наличием размыва в кровле пачки и появлением базальных конгломератов в основании вышележащей болбраунской свиты. Не исключено, что незначительная железорудность болбраунской свиты в южной зоне синклинария также обусловлена тем, что главные области вулканизма были расположены севернее, по-видимому, на широте описанного выше «барьера», контролировавшего распространение джеспилитов бурма-шинской свиты.

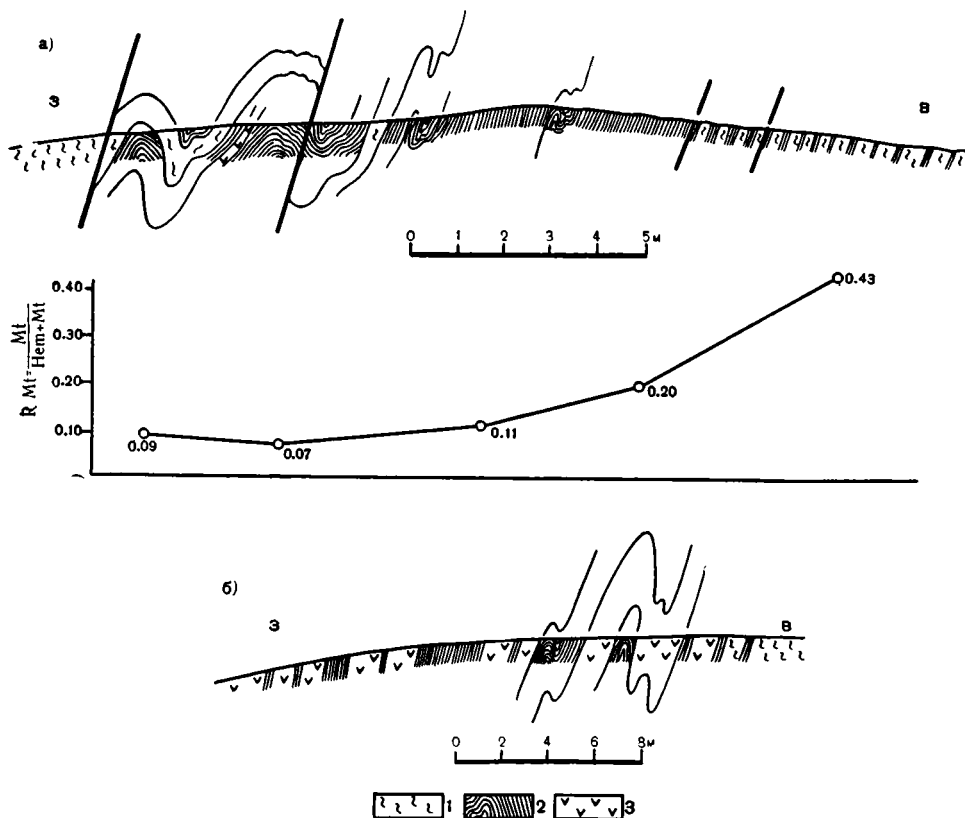


Рис. 40. а — строение горизонта «bl₁» севернее пос. Карсакпай (по В. Г. Жукову). На графике — отношение содержания магнетита к сумме рудных минералов; б — строение горизонта «bl₁» на северо-восточном фланге месторождения Болбрауна (по В. Г. Жукову). 1 — кварц-серicitовые сланцы; 2 — железистые кварциты; 3 — хлоритовые сланцы

Таким образом, на локализацию железистых кварцитов влияли факторы двух групп. К первой относятся положение источников поствулканических возгонов, их состав и периодичность активности. Ко второй группе относятся факторы, определяющие палеотектоническую и палеогеографическую обстановку осадконакопления — рельеф дна бассейна, его глубина и т. д.

Периодичность активизации поствулканических процессов контролировала приуроченность горизонтов джеспилитов к определенным стратиграфическим уровням в пределах всего бассейна. Состав поствулканических возгонов определял состав хемогенных осадков, с его изменениями связана неоднородность горизонтов джеспилитов, появле-

ние в них частых кремнистых прослоев, возможно, раздельное осаждение карбонатных, кремнистых и кремнисто-железистых пород. Факторы второй группы определяли возможности выпадения и захоронения хемогенных осадков на тех или иных участках дна бассейна. Кремнисто-железистые осадки могли накапливаться и сохраняться в разрезе на участках, расположенных вблизи источников железа и кремнезема и характеризовавшихся относительно большой глубиной и условиями, исключавшими размыв образовавшегося осадка.

Обе группы факторов находились в тесном взаимодействии и обусловили общую картину распределения железистых кварцитов в разрезе и на площади. В целом для древнего бассейна седиментации неблагоприятные условия для образования джеспилитов наступили на заключительной стадии накопления железорудной формации, когда нарушилась обстановка устойчивого прогибания, в пределах бассейна появились участки суши, рельеф дна стал контрастным. Большая часть хемогенных продуктов вулканизма выносилась на участки, где условия седиментации были более благоприятны, а на других участках незначительное количество образовавшихся хемогенных осадков, как правило, размывалось и рассеивалось в виде обломочной примеси в терригенных грубозернистых породах. Такие условия в Карсакпайском прогибе наступили раньше всего на севере и затем последовательно смещались на юг. Повсеместно этот процесс сопровождался появлением большого количества кислых вулканитов.

Большая часть железа в джеспилитах представлена мелкозернистым гематитом, магнетит слагает более крупные по размеру эвгедральные зерна и пылеватые выделения, которые образовались, скорее всего, вблизи скоплений органического вещества при диагенезе. Возможно, при диагенезе образование магнетита и небольшого количества пирита обусловлено составом фумарол — энергичное восстановление окислов железа вблизи источников, богатых H_2S , описано в современных осадках (Бутузова, 1969). Г. В. Жуков установил для нижнего горизонта джеспилитов болбраунской свиты сокращение $R_{mt} = \frac{Mt}{Mt + Hem}$ от подошвы к кровле от 0,43 до 0,09 (рис. 40). Преобладание магнетита (иногда с пиритом) в основании микро- и макропрослоев установлено и в джеспилитах биитской и бурмашинской свит.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ СПИЛИТОВОЙ ДЖЕСПИЛИТОНОСНОЙ ФОРМАЦИИ

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФОРМАЦИИ

Региональный метаморфизм пород карсакпайской серии отвечает мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев и проявлен без существенных отличий в пределах всего Улутау. Сходные метаморфические преобразования аналоги серии испытали и в других районах Казахстана. На региональный метаморфизм карсакпайской серии наложен проявленный локально натриевый метасоматоз, с которым связано образование щелочных амфиболов — глаукофана, кроссита и рибекита. С процессами ретроградного метаморфизма связано образование позднего хлорита (Филатова, 1961, 1962).

Минеральные преобразования и сланцеватость, вызванные региональным метаморфизмом и на отдельных участках динамометаморфизмом, проявились неравномерно. Реликтовые структуры и текстуры чаще сохраняются в лавах и крупнообломочных туфах базальтового и андезитового составов. Афировые разности лав и тонкозернистые туфы, в которых размерность слагающих их минералов близка размерности новообразованных минералов, переработаны значительно интенсивней. Судить о структуре исходных пород в таких случаях зачастую удается лишь по косвенным признакам. В порфироидах, за исключением мелко- и микрозернистых, текстурные и структурные признаки исходных пород обычно сохраняются лучше, чем в порфиритоидах.

Большинство вулканогенных пород карсакпайской серии таким образом сохраняют те или иные реликтовые структуры и текстуры первичных пород, что позволяет судить об условиях их формирования. Важно отметить, что региональный метаморфизм не оказал значительного влияния на их химический состав, поскольку петрохимические особенности, свойственные типичным неизменным эффузивам, сохраняются в них достаточно хорошо и не противоречат петрографическим определениям.

В обломочных породах опознаются реликтовые слоистые текстуры разных типов, бластопсаммитовые структуры, удается оценить степень окатанности обломков зерен кварца, полевых шпатов, минералов тяжелой фракции, наличие карбонатного вещества. Размерность и распределение обломков псефитовой фракции конгломератов помогают устанавливать их типы, а состав галек позволяет судить о положении областей сноса. Все это дает возможность для реконструкции палеогеографической и палеотектонической обстановки, в которой накапливались породы железорудной формации.

Подавляющее большинство пород спилитовой джеспилитоносной формации Улутау накапливалось в водной среде, о чем свидетельствуют спилитовый характер лав основного состава, параллельно-слоистые текстуры туфов и туффигов и наличие среди вулканогенных пород хомогенных осадков с тонкой параллельной слоистостью — карбонатных и кремнистых. Параллельно слоистые текстуры преобладают и в первичнообломочных породах. Косослоистые текстуры, наблюдаемые на отдельных участках, как и следы подводных размывов, брекчий подводного оползания, признаки фациальных замещений и обилие перетолженного вулканического материала в бластопсаммитовых сланцах отражают наличие сложного рельефа дна морского бассейна и следы тектонических движений, одновременных вулканической деятельности.

Тонкая параллельная слоистость микрокварцитов и железистых кварцитов, их ассоциация с кварц-серицитовыми тонко- и мелкозернистыми сланцами и пепловыми туфами, практически полное отсутствие среди них грубого терригенного материала свидетельствуют о накоплении хомогенного осадка на значительном удалении от областей сноса и на глубинах, исключавших воздействие волн на осадок. Оценить эти глубины сложно, скорее всего их диапазон был достаточно широк. Во всяком случае среди железистых кварцитов отмечены разности с признаками оолитовой структуры или следами жизнедеятельности водорослей, образование которых могло протекать на мелководье в первом случае и не глубже 200 м — во втором.

Наземные условия накопления характеризуют ограниченное число участков Карсакпайского прогиба, площадь и длительность существования которых невелики. В наземных условиях образовались туфы и лавы липарито-дацитового и липаритового составов в верхах разреза серии, а также сопровождающие их бластопсаммитовые сланцы и конгломераты. Эти породы слагают прослои и линзы небольшой мощности среди морских вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ. Они обычно красноцветны, в них хуже сортированность, конгломераты достигают валунной размерности и часто имеют характер сгруженных, среди вулканитов встречаются игнимбриты. Судя по соотношениям в разрезах, локальные участки суши в пределах бассейна седиментации интенсивно размывались, и в составе карсакпайской серии сохранилась лишь незначительная часть пород, накапливавшихся в наземных условиях.

Состав галек в конгломератах разных стратиграфических уровней позволяет делать выводы о положении областей сноса (Филатова, Япаскерт, 1971). В течение всего времени накопления карсакпайской серии снос обломочного материала шел с востока, где размыву подвергались породы аралбайской и самой карсакпайской серии. Начиная с времени формирования шагырлинской свиты, намечаются области размыва, расположенные западнее современного распространения карсакпайской серии (рис. 41). В гальках шагырлинской свиты появляются гранитоиды — альбитизированные граниты и гранит-порфиры, выходы которых неизвестны в областях развития докембрия к востоку и к западу от Карсакпайского синклиория. Размыв этих пород происходил, скорее всего, западнее Карсакпайского поднятия.

В «биитское» время обломочный материал поставлялся главным образом из местных источников, причем размывались преимущественно породы более низких частей разреза карсакпайской серии. Одновременно возросла роль западных источников сноса, о чем свидетельствует обилие конгломератов (от мелкогалечных до валунных) с галькой альбитизированных гранитоидов.

Изолированность выходов формации в других районах Казахстана, их относительно слабая изученность не позволяют полно восстановить условия осадконакопления, а фрагментарность разрезов ограничивает возможности оценки палеотектонических и палеогеографических обстановок для длительных отрезков времени в развитии геосинклинальных прогибов. Несомненно, что джеспилитоносные спилитовые комплексы Кокчетавского массива и Бекпакдалы, как и карсакапская серия Улутау, накапливались в водной среде на относительно больших глубинах в обстановке интенсивного подводного базальтового вулканизма, продукты которого представлены в разрезах лавами, туфами и обильными хемогенными осадками.

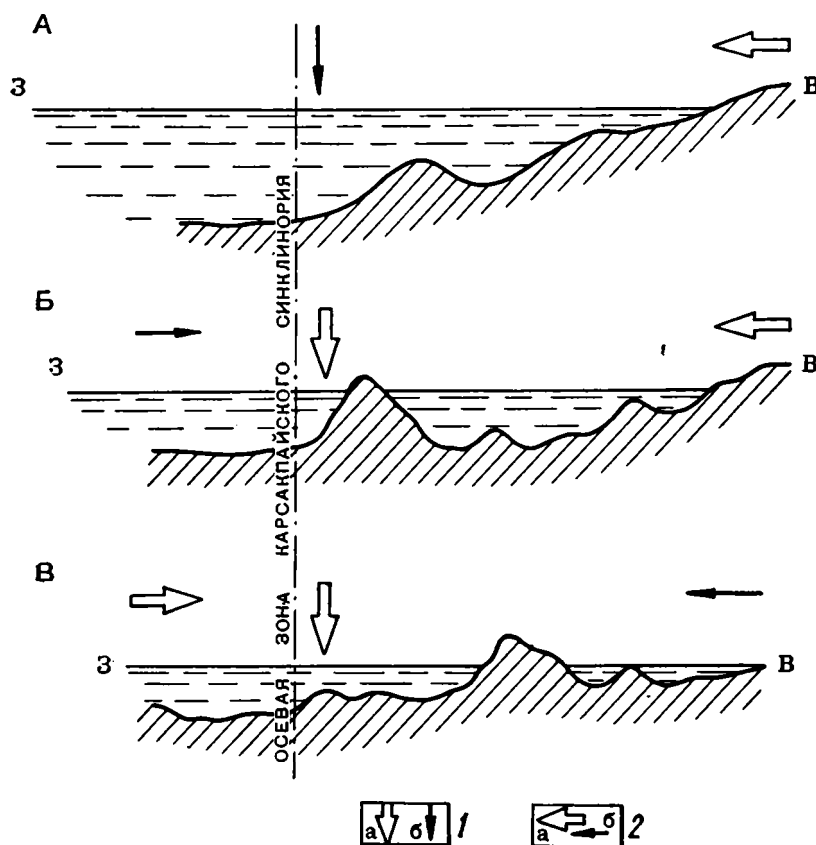


Рис. 41. Схема положения источников сноса обломочного материала в Карсакапский прогиб и относительная роль местных и удаленных областей размыва для эпох накопления: А — бурмашинской и болбраунской свит; Б — шагырлинской свиты; В — биитской свиты. 1 — местные источники сноса: а — главные, б — подчиненные; 2 — удаленные источники: а — главные, б — подчиненные

Распространение спилитовой джеспилитоносной формации на площади (см. рис. 1) не позволяет уверенно судить о границах прогибов, в которых она накапливалась. Сравнение описанных выше разрезов позволяет лишь высказать ряд предложений. Выходы карсакапской серии в Улутау и более восточных районах (напомним, что карсакапская серия согласно надстраивает аралбайскую) вытягиваются полосой се-

веро-западного направления, протяженность которой (с учетом геофизических данных) составляет около 900 км при ширине до 200 км. К этой полосе можно отнести и выходы железорудной толщи Бекпакдалы, тем более что по своему строению она очень близка карсакпайской серии, и можно предположить, что обе они накапливались в едином геосинклинальном прогибе. Железорудные толщи Кокчетавского массива, характеризующиеся обилием углистых сланцев и мраморов, заметно отличаются от карсакпайской серии. Расположены они северозападнее проблематичного геосинклинального прогиба Улутау и не исключено, что они характеризуют иной бассейн седиментации со своими специфическими условиями осадкообразования и историей развития при сохранении общих закономерностей, единых для раннепротерозойских геосинклиналей региона.

ПОЛОЖЕНИЕ СПИЛИТОВОЙ ДЖЕСПИЛИТОНОСНОЙ ФОРМАЦИИ В ФОРМАЦИОННОМ РЯДУ И ЕЕ ТИПИЗАЦИЯ

Выше отмечалось, что карсакпайская серия в Улутау венчает непрерывный разрез мощностью до 11000 м, начинающийся существенно терригенным комплексом кентексайской свиты (см. табл. 1). Этот разрез отражает длительный отрезок времени в геологической истории геосинклинального прогиба Улутау, характеризовавшийся образованием формационного ряда: базальная карбонатно-сланцевая формация, дацитто-кератофиро-лептитовая формация, спилитовая джеспилитоносная формация (Розанов, Филатова, 1972₁). Принадлежность подобного формационного ряда к эвгеосинклинальному — обилие вулканитов, спилитовый их характер, большие мощности — не вызывает сомнений. Последовательное накопление этих формаций протекало в условиях устойчивого прогибания, которое нарушается лишь на заключительном этапе накопления джеспилитоносной формации. Этот этап, характеризовавшийся общим обмелением бассейна седиментации, появлением в его пределах участков суши, интенсивными проявлениями кислого вулканизма и наиболее рано охвативший северную зону синклинория, с известной условностью можно рассматривать как начальный этап замыкания геосинклинального прогиба — завершения первой стадии развития геосинклинали по аналогии с фанерозойскими геосинклиналями (Хаин, 1964).

Последующее развитие области геосинклинального прогиба в настоящее время нельзя толковать однозначно, поскольку перекрывающие карсакпайскую серию толщи оторваны от нее во времени.

Типизация вулканогенных формаций проводится обычно на примерах слабометаморфизованных комплексов палеозойского или более молодого возраста. Спилитовая джеспилитоносная формация Карсакпайского синклинория близка широко распространенным геосинклинальным комплексам, в которых интенсивно проявлен базальтовый магматизм. В этом отношении она сопоставима с многими формациями самого разнообразного возраста, обнаруживая с ними черты сходства и в строении и в петрохимических особенностях вулканитов. Сочетание базальтовых вулканитов подводного происхождения с осадочными породами и последовательное изменение химизма вулканитов вверх по разрезу, установленные для карсакпайской серии, свойственны «спилито-кератофировым» нижнепалеозойским формациям Урала (Заварицкий, 1946; Фролова, 1968, 1970), юрским формациям Кавказа (Ломизе,

1969) и Крыма (Левинсон-Лессинг, 1934), кембрийским формациям Западного Саяна (Кузнецов, 1964).

Петрохимические особенности вулканогенных пород карсакпайской серии свойственны в целом формациям спилито-кератофирового ряда согласно классификации Ю. А. Кузнецова (1964). Классификационная схема Ю. А. Кузнецова учитывает пестроту составов спилитовых формаций разных регионов и подразделяет их на два типа — спилито-диабазовый и кварц-кератофировый, допуская возможную гетерогенность кислых и основных членов этих формаций. В спилитовой джеспилитоносной формации представлены базальтовые и липарито-дацитовые вулканы; она контрастна по своему составу, однако резкое преобладание базальтоидов заставляет отнести ее к спилито-диабазовому типу схемы Ю. А. Кузнецова или спилитовому типу схемы В. И. Лебединского (1964).

Еще раз вернемся к соотношению кислых и основных вулканитов в разрезе Карсакпайского синклиория. Кератофировый комплекс в этом разрезе отчетливо обособлен, предшествует спилитовому и его образование, скорее всего, связано с плавлением вещества кристаллических сланцев бектурганской серии (Розанов, Филатова, 1972₂). Подобный механизм образования кислых вулканитов описан Т. И. Фроловой (1970) на примере Урала и подтверждает гетерогенность кислых и основных вулканитов в контрастных спилито-кератофировых формациях, объясняя существование однородных формаций разного состава, сменяющих друг друга в разрезе. Роль кислых вулканитов в спилитовой джеспилитоносной формации неясна. Они отличны от кератофиров аралбайской серии, оторваны по петрохимическим признакам от вмещающих их базальтоидов и, скорее всего, связаны с зарождающимися процессами кислого магматизма, определившими развитие района в среднем протерозое.

Таким образом, в Казахстане заложение геосинклинальных прогибов в раннем протерозое сопровождалось накоплением сланцево-карбонатной формации, существенно терригенной по составу и изменчивой по мощности, которую сменяет мощная толща кислых кератофировых лав и туфов, вулканогенный материал которой, возможно, поступал за счет плавления ранее сформировавшихся кристаллических сланцев (Розанов, Филатова, 1972₁). Дальнейшее развитие геосинклинальных прогибов сопровождалось зарождением разломов глубокого заложения и интенсивным проявлением базальтового вулканизма, с которым связано накопление спилитовой джеспилитоносной формации. Прогибы были неоднородны и отдельные их участки, наряду с постоянно существовавшими «жесткими» блоками, оказывались приподнятыми и служили областями размыва и сноса обломочного материала, «разбавляющего» базальтовые и кератофировые толщи.

Глава 5

ОБЗОР СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЯХ И ГЕНЕЗИСЕ ДЖЕСПИЛИТОВ

Железорудные толщи занимают заметное место в древних формациях и развиты практически во всех регионах мира, где известны крупные массивы докембрийских пород. С этими комплексами связано подавляющее большинство разведанных запасов железных руд, в настоящее время они являются основной сырьевой базой черной металлургии. Понятен интерес, который вызывают эти образования.

Большинство описанных железорудных формаций докембрия приурочено к узким и протяженным структурным зонам, в пределах которых развита сложная линейная складчатость. Это обстоятельство затрудняет понимание их внутреннего строения и далеко не всегда позволяет с уверенностью судить об их взаимоотношениях с подстилающими и перекрывающими комплексами. О пространственном положении джеспилитовых толщ, их стратиграфии и соотношениях с другими толщами часто приходится судить по материалам бурения, геофизических исследований и отрывочным наблюдениям в карьерах и глубоких горных выработках.

Современное распространение железорудных толщ, обусловленное как палеогеографическими факторами эпох железнанакопления, так и последующим неоднократным их размывом, позволяет в каждом конкретном случае знакомиться с фрагментами железорудных формаций и не дает возможности проследить за их изменениями на большой площади вкрест простираения складчатых структур, и тем более, однозначно установить их смену синхронными формациями иного состава. Эти обстоятельства порождают разное понимание ряда вопросов геологии железорудных толщ, разное толкование одних и тех же особенностей их строения и спорность выводов разных исследователей. Одной из наиболее сложных проблем в геологии железорудных толщ докембрия является генезис железистых кварцитов — условия их образования и источник железа и кремнезема.

Железные руды в древних толщах представлены чаще всего микрозернистыми кремнисто-железистыми породами, как правило, характеризующимися тонкой параллельной слоистостью, ничтожным содержанием силикатов или полным их отсутствием. Железо в них содержится в виде гематита или магнетита, иногда в небольшом количестве встречаются сульфиды, преимущественно пирит, и сидерит. В некоторых формациях в виде окислов или карбонатов присутствует марганец, но другие металлы всегда представлены лишь как ничтожные примеси.

В геологической литературе эти породы обычно называются джеспилитами или железистыми кварцитами.

На протяжении десятилетий делались попытки определить природу мощных толщ, сложенных джеспилитами. Наиболее ранние работы, посвященные генезису железистых кварцитов, как правило, относились к конкретным месторождениям. Железистые кварциты рассматривались как продукты гидротермальной деятельности, магматической дифференциации, метаморфизма древних россыпей и как хемогенные осадки. Последняя точка зрения получила наиболее широкое распространение, и уже в начале XX в. большинство исследователей относило железные руды в докембрийских толщах к нормальным осадочным образованиям.

Основанием для такой трактовки генезиса кремнисто-железистых пород служили их текстуры, особенности состава и ассоциация с осадочными и вулканогенно-осадочными породами. Тонкая параллельная слоистость (полосчатость) джеспилитов, микрозернистость и практически полное отсутствие обломочных примесей позволяют объяснить их возникновение за счет хемогенных осадков, накапливавшихся на значительной глубине, вне зоны действия волн. Кремнезем и железо могли переноситься в виде коллоидных или истинных растворов и выпадать в осадок в форме гелей, дальнейшие химические и минералогические преобразования которых протекали при диагенезе и метаморфизме. В 1929 г. были получены экспериментальные данные, подтверждавшие возможность такого механизма осаждения соединений железа и кремнезема в природных условиях (Moog and Magnard, 1929). Эти эксперименты убедительно показали возможность раздельного осаждения окислов железа и кремнезема из одной порции раствора и объяснили образование тонкополосчатых текстур джеспилитов.

Тем не менее, применительно к отдельным железорудным формациям или группам формаций генезис железисто-кремнистых пород объяснялся иначе. Вплоть до недавнего времени существовали представления о широко проявленных явлениях магматической дифференциации, метасоматического замещения, гидротермального селективного выщелачивания и переотложения, за счет которых возникли джеспилиты Канадского щита, Швеции и даже юга Русской платформы. Как будет показано ниже, эти точки зрения отстаиваются некоторыми исследователями и в настоящее время. Представления об образовании полосчатых железных руд при метаморфизме древних россыпей находят отражение в выделении группы «кластогенных железисто-кремнистых формаций». Эти формации выделяются, в частности, на юге Восточно-Европейской платформы (Плаксенко, 1966).

В последние 15—20 лет в познании докембрийского осадконакопления достигнуты большие успехи, что связано с расширением фронта геологических исследований метаморфических толщ, появлением новых методов их полевого и лабораторного изучения, широким обменом опытом, возросшей квалификацией исследователей. В настоящее время метаморфизованные и сложнодислоцированные толщи разных регионов изучаются в соответствии с принципами и с помощью методов, выработанных для более молодых стратифицированных образований. Результаты радиогеохронологических определений, изучение органических остатков, анализ реликтовых текстур и структур, состава обломочной фракции позволяют теперь получать весьма полное представление о стратиграфической последовательности, первичном составе и природе метаморфических комплексов и, как следствие, о древней истории геологического развития.

Успехи в изучении метаморфических комплексов в значительной мере относятся и к железорудным толщам. Их стратиграфия, литология, геохимия получают более подробное и всестороннее освещение в работах советских и зарубежных исследователей. Комплексное изучение этих образований в самых разных областях земного шара дает обширный материал для выводов об условиях накопления и генетических особенностях кремнисто-железистых пород.

Как видно из материалов Международного симпозиума по геологии и генезису докембрийских железо-марганцевых формаций и рудных месторождений (1970, 1972), в настоящее время большинство исследователей считают джеспилиты осадочными породами, химический состав которых идентичен или близок составу первичных осадков. Однако спорным был и остается вопрос об источнике, откуда в древние бассейны поступали кремнезем и железо в таких больших количествах.

Концентрацию огромных масс железа в докембрийских осадках пытались объяснить по-разному. Среди многих гипотез об источнике рудного вещества и кремнезема в джеспилитах наибольшее распространение получили две. Одна из них связывает поступление кремнезема и железа в древние морские бассейны из областей размыва, где они мобилизуются процессами выветривания и выносятся в виде коллоидных или истинных растворов. Вторая гипотеза связывает поступление кремнезема и железа в морские бассейны с вулканическими процессами.

Широкому распространению первой гипотезы способствовали работы Н. М. Страхова, посвященные теории литогенеза, и в частности, теории железо-марганцевого рудообразования (Страхов, 1947, 1954, 1960, 1962). Н. М. Страхов подробно разобрал эволюцию геохимии железа в геологической истории Земли и убедительно показал различия в поведении железа и кремнезема в докембрии и в более молодые эпохи. Исходя из анализа реальных соотношений разных минеральных форм железа и обломочных членов железорудных формаций, он сделал вывод о приуроченности полосчатых железисто-кремнистых пород к наиболее удаленным от береговой линии частям фациальных профилей в докембрии. Н. М. Страхов объяснял это высокими концентрациями CO_2 в атмосфере и гидросфере древних эпох и соответственно низкими значениями рН (4—6) природных растворов, обусловившими в них высокие концентрации и миграционные способности коллоидных или истинных растворов железа и кремнезема. Источником железа в подавляющем большинстве докембрийских джеспилитовых формаций Н. М. Страхов считал процессы химического выветривания, протекавшие из-за высоких содержаний CO_2 в атмосфере и атмосферных водах значительно интенсивнее, чем в более поздние эпохи.

В работах Н. М. Страхова разобрано взаимодействие трех факторов, определяющих условия образования железорудных формаций разных типов: 1) климат, контролировавший интенсивность выветривания и количество химических компонентов, поступивших в бассейн седиментации; 2) тектонический режим областей размыва и седиментации, контролировавший возможность захоронения хемогенных осадков и количество в них обломочного материала; 3) геохимия среды осадконакопления, определявшая поведение железа и кремнезема в растворах. По существу это развернутая теория железорудного минералообразования, послужившая основой для комплексного изучения литологии и геохимии железорудных формаций на территории Советского Союза в последние десятилетия.

Н. М. Страхов (1960) отмечал, что области интенсивного вулка-

низма характеризуются поступлением больших количеств эндогенных химических и механических компонентов, и в них осадкообразование не подчиняется закономерностям климатической зональности. В геосинклинальных и платформенных областях «интразонально располагаясь, эффузивно-осадочный тип литогенеза в своей ориентировке не обнаруживает никакой зависимости от локализации тех или иных климатических зон, которым территориально он подчинен» (Страхов, 1960).

В наиболее полном виде обоснование «осадочного» источника железа и кремнезема джеспилитов содержится в монографии Н. А. Плаксенко (1966). В этой работе Н. А. Плаксенко, вслед за П. П. Пятницким (1924), Я. Н. Белевцевым (1964) и рядом других украинских геологов, аргументирует вывод о чисто осадочном источнике железа и кремнекислоты большинства джеспилитовых формаций. Н. А. Плаксенко предполагает, что первичновулканогенные комплексы и комплексы смешанного, вулканогенно-осадочного состава, часто подстилающие первичноосадочные толщи с джеспилитами, отделены от последних относительно длительными перерывами. В ряде случаев существование таких перерывов подтверждается наличием мощных кор выветривания (Ронов, 1964), состав которых свидетельствует о выносе железа и кремнезема при их формировании.

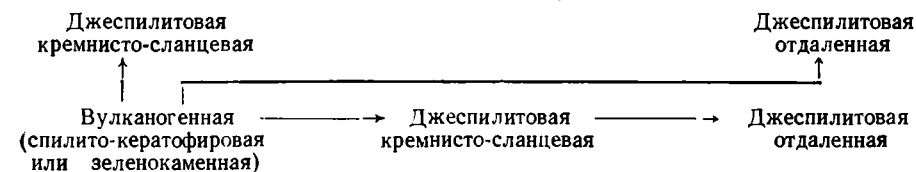
По мнению Н. А. Плаксенко, масштаб «вулканогенного» железорудного осадконакопления незначителен, и с ним связаны лишь невыдержанные маломощные прослои руд в нижних частях разреза месторождений КМА и Кривого Рога. Он предлагает рассматривать два ряда железорудных формаций — вулканогенно-осадочный и терригенно-осадочный. В геологической истории формации терригенно-осадочного ряда более молодые и отделяются от формаций вулканогенно-осадочного ряда длительным перерывом.

Большое влияние на формирование представлений о вулканогенно-осадочном образовании железистых кварцитов оказали работы Н. С. Шатского. Его идеи в учении о формациях, в том числе железорудных (Шатский, 1954, 1955), получили дальнейшее развитие в работах М. С. Маркова (1958, 1959), Л. Н. Формозовой (1962, 1965, 1973), И. В. Хворовой (1965) и многих других исследователей. Н. С. Шатский отводил вулканическим процессам ведущую роль при образовании железорудных формаций и объяснял многообразие породных ассоциаций в них высокой миграционной способностью железа и кремнезема, возникновением синхронных, различных по составу комплексов на разном удалении от очагов вулканизма¹. Железорудное осадконакопление в докембрии Н. С. Шатский связывал с вулканизмом основного состава.

Предложенная Н. С. Шатским (1954) классификация джеспилитовых формаций (табл. 21) во многом базировалась на особенностях

Таблица 21

Соотношение железорудных формаций (по Н. С. Шатскому, 1954)

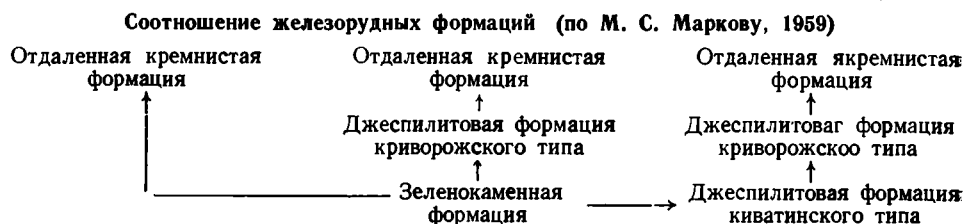


¹ Н. С. Шатский (1954) допускал наличие чисто осадочных джеспилитов.

формационных рядов палеозойских геосинклиналей, где четко проявлена зависимость состава синхронных формаций от их приуроченности к краевым или центральным частям геосинклинальных прогибов.

М. С. Марков (1959) по материалам изучения железорудных толщ Карсакпайского района предложил несколько иную, более дробную классификацию джеспилитовых формаций (табл. 22).

Таблица 22



Позднее М. С. Точилин (1963) свел имеющиеся данные о геологии джеспилитовых комплексов мира и расширил перечень типов вулканогенно-осадочных формаций, содержащих железные руды, приведя доказательства их генетической связи не только с основными вулканами, но и с щелочными, кислыми и средними. М. С. Точилин приводит в этой работе достаточно убедительную аргументацию генетической связи джеспилитов с вулканизмом для большинства районов их распространения.

Многие из положений, выдвигаемых М. С. Точилиным, не новы — в том или ином виде они приводились ранее П. Гейером и Н. Магнуссоном (Geijer, Magnusson, 1952) для Центральной Швеции, Н. С. Шатским (1954), Ю. И. Половинкиной (1952), М. С. Марковым (1958, 1959). Первые о генетической связи кремнезема железорудных месторождений оз. Верхнее с вулканизмом писали Vah Hise C. R. и Leith C. K. (1911). Ценность работы М. С. Точилина в том, что в ней впервые дано обобщенное изложение глобальной вулканогенно-осадочной концепции образования докембрийских железных руд.

Появлению монографии М. С. Точилина и работ других авторов, посвященных описанию конкретных железорудных комплексов применительно к их вулканогенно-осадочному происхождению, во многом способствовали успехи в познании особенностей вулканогенно-осадочного седиментогенеза, достигнутые за последнее десятилетие. Вулканическим и поствулканическим процессам отводится все большая роль в формировании самых различных пород, в том числе и руд черных металлов (Дзоценидзе, 1965; Набоко, 1959, 1960; Страхов, 1947, 1957, 1960, 1962 и др.).

Наблюдения над современными поствулканическими процессами, проведенными К. К. Зеленовым (1959, 1960, 1963, 1965, 1972), Г. Ю. Бутузовой (1969) и рядом зарубежных исследователей, дали представления о масштабах поступления кремнезема и рудного вещества в мировой океан, изучение химизма вод океана подтверждает его зависимость от масштабов вулканической активности (Бруевич, 1953; Виноградов, 1959; Bulljan, 1955; Руби, 1957). Все эти данные укрепляют позиции сторонников вулканогенно-осадочной теории происхождения джеспилитов.

В работе Г. Ю. Бутузовой (1969) приведено описание современного железорудного осадкообразования в кальдере вулкана Санторин. Ею же в современных осадках установлены текстурные, минералогические и химические особенности, свойственные джеспилитовым комп-

лексам, и доказана возможность в ограниченных масштабах железисто-кремнистого осадконакопления, сходного с докембрийским. Этот процесс реален в непосредственной близости от источников железа и кремнезема, на небольших по площади участках с совершенно исключительной для открытых водоемов геохимической средой и гидродинамическим режимом.

Ряд исследователей вслед за Н. С. Шатским предложили для джеспилитовых формаций классификационные схемы, в которых разные по составу и природе формации рассматриваются в зависимости от их вероятной приуроченности к разным структурно-фаціальным зонам древних геосинклиналей. В этих схемах вулканогенно-осадочные и осадочные формации разделены. Первые, по мнению авторов, накапливаются в центральных частях геосинклиналей, вторые принадлежат периферическим зонам (Семененко, 1959а, б; Каляев, 1962, 1964, 1965, 1967; Жуков, 1959, 1962).

Природа «осадочных» формаций, как показано выше, понимается по-разному. Некоторые исследователи (Н. П. Семененко) параллелизуют их с отдаленной кремнистой формацией в схеме Н. С. Шатского, другие (Г. И. Каляев, Г. В. Жуков) отрывают их от рядов вулканогенных формаций и считают чисто осадочными комплексами. Тот или иной подход определяет различия в понимании геологической истории юга Русской платформы, палеотектонической и палеогеографической обстановки в эпохи древнего железорудного осадконакопления. Как уже отмечалось выше, вулканогенно-осадочная гипотеза образования джеспилитов по мере накопления новых данных о геологии докембрийских железорудных толщ приобретает все большую популярность. Ю. И. Половинкина, впервые высказавшая предположение о вулканогенной природе железных руд Карсакпайского района, установила первичновулканогенные породы основного состава в разрезах криворожской и курской серий (Половинкина, 1952, 1954). Б. П. Епифанов (1959) сделал попытку сравнения железорудных комплексов складчатого основания Русской платформы и пришел к выводу о прямой зависимости количества джеспилитов и роли первично-вулканогенных пород в составе вмещающих их толщ. К выводу о генетической связи джеспилитов с вулканизмом приходят В. М. Чернов и др. (1970а) для железорудных комплексов Карелии и Кольского полуострова, М. С. Марков (1958, 1959, 1962), Л. И. Филатова (1962) для Карсакпайского района, Гестил, Блэйз и др. (1963), А. М. Goodwin (1960, 1962) для Канадского щита, Н. С. Jones (1934) и М. С. Кришнан (1963, 1970) для Индии. К аналогичным выводам приводят опубликованные данные о строении железорудных толщ Приморья и Китая (Шехоркина, 1966; Чен Юн-ци, 1961), Южной Африки (Schweigart, 1965).

Упомянутая выше работа М. С. Точилина (1963), наиболее полно выражающая эту концепцию, содержит ряд спорных положений. В частности утверждения автора о минеральных формах железа, поступавшего в области седиментации, недостаточно обоснованы. М. С. Точилин предполагает, что процессы метаморфизма не отразились существенно на минеральном составе джеспилитов и в них современные гематит и магнетит отвечают минеральной ассоциации исходного осадка. Это противоречит явлениям бластеза, описанным в джеспилитах и наблюдениям над современным осадкообразованием в вулканогенных областях (Зеленов, 1959; Бутузова, 1969).

Подробные минералогические исследования Г. Ю. Бутузовой показывают, что продукты подводных поствулканических процессов поставляют железо в морской бассейн в форме солей — карбонатов и бикар-

бонатом, причем двухвалентное железо сразу же окисляется, коагулирует и выпадает в осадок в виде геля гидроокислов. Дальнейшие преобразования геля зависят от многих причин, в том числе от содержания органического углерода и воздействия фумарсульных возгонов, богатых сероводородом. Восстановление сероводородом ионов железа протекает очень быстро, и этот процесс осуществим в лабораторных условиях. Восстановительные процессы, связанные с присутствием органического углерода, более сложны, действуют длительное время и характеризуют уже стадию диагенеза сформировавшегося осадка.

Г. Ю. Бутузова в осаждении кремнекислоты усматривает два процесса. С одной стороны, несомненна большая роль биогенных факторов при ее накоплении в осадке, с другой стороны, возможно ее соосаждение с образующимися гидроокислами железа. В свежем осадке под микроскопом установлены комочки опала, осаждение которых, скорее всего, не связано с органической жизнью.

На начальных стадиях диагенеза в осадке преобладают аморфные компоненты, кристаллические агрегаты имеют обломочное происхождение и лишь незначительная их часть представлена зародышевыми кристаллами гетита, гидротроилита и пирита. По-видимому, подобная неустойчивая ассоциация, только претерпев диагенез и литификацию, завершает химические преобразования, и дальнейшие ее изменения связаны с перекристаллизацией (если отсутствуют метасоматические процессы).

Существуют и другие гипотезы об источнике железа в джеспилитах и их генезисе. Примером может служить точка зрения геологов Михайловского рудника КМА, считающих по крайней мере один из рудных горизонтов месторождения продуктом застывания железисто-кремнистого расплава (Гусельников, 1969). Аналогичного мнения придерживаются и некоторые канадские геологи, считающие, что слоистость (полосчатость) джеспилитов подобна полосчатости риолитов и кварцевых порфиров, изливавшихся на поверхность или внедрившихся в массы древних пород (Тэнтон, 1955). Совершенно очевидно, что существование рудного расплава и его сохранение после застывания в поверхностных или подводных условиях требует исключительной физико-химической обстановки, и подобный механизм образования джеспилитов маловероятен даже в небольших масштабах¹.

Магматогенное происхождение железных руд допускается и для некоторых месторождений Северной Швеции. Магматические руды типа «Кируна» упоминаются в работе Е. Хегеманна и Ф. Альбрехта (Hegemann, Albrecht, 1954), в качестве «гистеромагматических» месторождения Северной Швеции описаны в учебнике И. Г. Магакьяна (1955); упоминания о магматических рудах Северной Швеции имеются и в более поздних работах.

Основываясь на наблюдаемых фактах вторичного обогащения джеспилитовых руд, некоторые исследователи связывают образование джеспилитов либо с процессами селективного выщелачивания кремнезема гидротермальными или атмосферными водами, либо с привносом железа гидротермальными агентами (Тэнтон, 1955).

Образование джеспилитов связывается также с процессами гранитизации и гидротермального метаморфизма, освобождающими массы железа из более древних комплексов. Освобожденное железо согласно этой гипотезе выносится в вышележащие толщи и в них замещает

¹ На территории Чили описано современное экструзивное тело магнетитового состава. Помимо магнетита (80—98%) породы этого тела содержат плагиоклазы, апатит, пироксен, гематит, вторичные минералы окисления (Huggersty, 1970).

кварц и силикаты. Подобный «железистый метасоматоз» проявляется вдоль тектонически ослабленных зон — «замкнутых рудных поясов» — вдоль которых и распространены джеспилитовые толщи (Князев и др., 1969). Очевидно, что такой механизм рудообразования если и возможен, то проявляется лишь в незначительных масштабах, так как для подавляющего большинства джеспилитовых толщ сингенетический характер окислов железа не вызывает сомнений. Появление работы Г. И. Князева и др. (1969) примечательно. Оно отражает сложность проблемы генезиса джеспилитов и противоречивость существующих представлений о геологии древних железорудных комплексов.

Установление источника железа и кремнезема необходимо для формационного анализа древних толщ и правильного понимания истории геологического развития древних геосинклиналей и, в частности, роли вулканизма. В этом отношении существующие разногласия по вопросу о генезисе джеспилитов приобретают важное принципиальное значение, поскольку железорудные толщи, как правило, оказываются реперными в разрезах докембрия разных регионов. Выводы о генезисе железистых кварцитов имеют и большое прикладное значение, определяя тот или иной подход к выработке поисковых критериев и предварительной оценке рудопроявлений.

О важности проблемы генезиса железистых кварцитов свидетельствует полемика на страницах журнала «Econometical Geology»¹, большое количество публикаций в советской и зарубежной печати в последние годы, материалы международного симпозиума, проведенного в Киеве в 1970 г.

В монографии Л. Н. Формозовой «Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция» (1973) приведена типизация древних железорудных формаций по составу железных руд, их ассоциациям и возрасту. Л. Н. Формозова различает следующие типы формаций: 1) Киватинский, 2) Кируна, 3) Лептитовый, 4) Криворожский, 5) Тимискаминг, 6) Итабиритовый, 7) Таконитовый, 8) Оолитовый. К первому типу отнесены вулканогенно-кремнистые формации, в которых преобладают основные вулканы, а осадочные (терригенные) породы распространены ограниченно. Второй и третий типы развиты только на Балтийском щите и представляют существенно лептитовые комплексы. Четвертый, Криворожский тип свойствен только югу Восточно-Европейской платформы и включает нижние части криворожской и курской серий. Пятый и шестой типы характеризуются большим содержанием карбонатных пород. Седьмой и восьмой типы объединяют кремнисто-сланцевые формации, в которых железные руды часто имеют оолитовое строение.

Л. Н. Формозова генетически связывает железные руды всех типов с процессами вулканизма — кислого и щелочного для лептитовых формаций (второй и третий типы) и основного для остальных типов. Она полагает, что формации Киватинского типа распространены только в архее, второго — пятого типов — в архее и раннем протерозое, шестого — в нижнем и среднем протерозое, седьмого — в среднем и позднем протерозое, восьмого — в верхнем протерозое. Наиболее важными факторами, определившими направленность в эволюции железорудных формаций, Л. Н. Формозова считает уменьшение во времени интенсивности вулканических процессов и глобальные изменения химизма вод бассейнов осадконакопления.

¹ Серия статей в журнале «Econometical Geology» после публикации статьи Н. L. Games'a (1954).

Такой принцип типизации железорудных формаций представляется нам неоправданно громоздким и необъективным. Действительно, М. С. Марков (1959, 1962) выделил формацию «кривсржского типа» в составе карсакпайской серии, противопоставив ее формации «киватинского типа». Согласно же рассматриваемой классификации «формации криворожского типа» не имеют установленных аналогов за пределами КМА и Украинского массива.

С нашей точки зрения, по парагенетическим ассоциациям подавляющее большинство железорудных комплексов можно разделить на три типа (табл. 23).

К первому типу следует относить толщи, в которых джеспилиты ассоциируют с первичнообломочными (терригенными) осадками и либо не обнаруживают прямой пространственной связи с вулканогенными породами, либо эта связь неопределенна. В Советском Союзе к этой категории можно отнести железорудные комплексы Криворожья и КМА.

Ко второму типу принадлежат широко распространенные толщи, в составе которых большую роль играют первичновулканогенные породы преимущественно базальтового и андезитового составов (Карелия, Кольский полуостров, Приморье, Казахстан, Австралия, Канада).

Третий тип объединяет железорудные толщи, в которых кремнисто-железистые осадки связаны с первично-терригенными породами и вулканами щелочного ряда андезитового, дацитового и липаритового составов. Типичными представителями этой группы являются лептитовые комплексы Швеции и Карелии.

В табл. 24 содержится перечень типичных и наиболее изученных железорудных комплексов, более подробная характеристика которых приведена ниже. Для этих комплексов перечислены характерные особенности железистых пород, ассоциации, в которых они находятся, и наиболее распространенные точки зрения на условия их образования и источник железа. Как видно из таблицы, в настоящее время большинство исследователей придерживается вулканогенно-осадочной гипотезы накопления джеспилитов в докембрии. Тем не менее вопрос этот остается спорным, и многие исследователи допускают широкое распространение чисто осадочных железорудных комплексов, отводя им роль наиболее важных по масштабам.

К установлению генезиса железистых кварцитов в последние годы привлекаются методы геохимии. Впервые сравнение геохимической специализации железных руд разной природы было проведено в 1954 г. Ф. Х. Хегеманном и Ф. Альбрехтом (Hegemann, Albrecht, 1954). Из опубликованных ими данных следует, что по отношению к кларкам содержания ряда элементов (Ti, Mo, Co, Ni, V, Cr, Mn, Al, Mg, Cu) в рудах гидротермального, магматического, пегматоидного, осадочного и осадочно-метаморфогенного генезиса отличны, и, следовательно, изучение геохимических характеристик перспективно при определении генетической принадлежности рассматриваемых объектов.

Изучение геохимии осадочных, вулканогенных, интрузивных и метаморфических пород приобрело в последнее десятилетие широкий размах, а внедрение современной аппаратуры расширило возможности лабораторного анализа проб, обработки и интерпретации полученных результатов. В настоящее время собран большой материал и по геохимии наиболее важных железорудных толщ докембрия. В производственных отчетах, статьях и монографиях приведены сведения о геохимической специализации железных руд и вмещающих их пород по

Существующие представления о генезисе железных и марганцевых руд некоторых кремнистых формаций

Тип формации	Возраст	Железорудные комплексы	Преобладающий состав руд	Ассоциации пород, сопровождающих руды	Источник железа					
					эндогенный		экзогенный			
					типы руд					
					вулканогенно-осадочные	магматогенные	метасоматичес. (гидротермальные)	осадочные (хемогенные)	метаморфизованные россыпи	остаточные или замещения
Железорудные формации, в которых руды ассоциируются преимущественно с терригенными породами (I тип)	PR ₁	криворожская серия	гематито-магнетитовые, реже амфиболокарбонатно-магнетитовые	сланцевые сланцы, вулканогенные породы в низах серии	+		+	+	+	+
	PR ₁	курская серия	»	сланцевые сланцы, вулканогенные породы в низах серии	+	+	+	+		
	PR ₁	формации Верхнего Озера	»	сланцевые сланцы, карбонатные и туфогенные породы в низах разреза	+			+		
	PR ₁	свита Сономан (Лабрадорская геосинклиналь)	гематито-магнетитовые, сидеритовые, сульфидные	терригенные и карбонатные породы, вулканиты в верхней части разреза, а также в нижней, западнее рудных фаций	+			+		+
	PR ₃	серия Минас (Бразилия)	гематитовые, карбонатные, железо-марганцевые	терригенные и карбонатные породы, проблематичные вулканиты в низах серии	+			+		

продолжение табл. 10

Тип формации	Возраст	Железорудные комплексы	Преобладающий состав руд	Ассоциации пород, сопровождающих руды	Источник железа					
					эндогенный		экзогенный			
					типы руд					
					вулканогенно-осадочные	магматогенные	метасоматичес. (гидротермальные)	осадочные (хемогенные)	метаморфизованные россыпи	остаточные или замещения
Железорудные формации, в которых руды ассоциируются с осадочными вулканогенными породами (II тип)	PR ₁	серия Хаммерслей (Австралия)	гематито-магнетитовые	терригенные, карбонатные и вулканогенные породы в переслаивании с джеспилитами то же	+					+
	PR ₁	карсакпайская серия (Казахстан)	»	»	+		+	+		
	PR ₂	серия Ориса (Индия)	»	»	+					+
	PR ₃ —C	рудная толща М. Хингана, Удского р-на и ее аналоги	гематито-магнетитовые, карбонатные, часто с марганцем и фосфатами	рудная пачка подстилается и перекрывается вулканитами основного состава с прослоями терригенных пород	+			+		
	AR—PR	серия Трансвааль и ее аналоги	гематито-магнетитовые, карбонатные	терригенные, карбонатные породы, прослои основных эффузивов в низах рудной части разреза	+		+			+
Железорудные формации, в которых руды ассоциируются преимущественно с вулканогенными породами (III тип)	AR	серия Киватин	гематитовые карбонатные, сульфидные	лавы и туфы андезитово-риолитового состава, реже терригенные породы	+		+			+
	PR ₁	гимольская серия (Зап. Карелия) и ее аналоги	магнетито-гематитовые, силикатные, сульфидные	вулканиты кислого и основного состава, реже терригенные породы	+					
	PR ₁	серия Кируна и ее аналоги	магнетитовые, магнетито-гематитовые	кислые вулканиты, вмещающие прослои основных вулканитов	+	+	+			

большинству месторождений Кривого Рога, КМА, Карелии, Казахстана, Швеции, Канады.

В работе Н. А. Плаксенко (1966) приводится обзор результатов изучения геохимических характеристик железных руд разных генетических типов. Показательно, что в них содержание большинства элементов-примесей ниже кларков, причем в осадочных рудах эти содержания минимальны¹. По данным З. Д. Пушкиной (1967), и современные морские железистые осадки, образовавшиеся за счет вулканических возгонов, не содержат микроэлементы в аномально высоких концентрациях.

Н. А. Плаксенко (1966) приходит к выводу, что для железорудной толщи КМА распределение аксессуарных элементов на «идеальном фациальном профиле» подчинено закономерностям, установленным для гумидного литогенеза (Страхов, 1962). К аналогичным выводам приходят С. А. Цибизова и И. Е. Куренина (1969), изучавшие распределение редких элементов в железистых кварцитах и сопровождающих их породах для КМА. Названные исследователи полагают, что в разрезе железорудной толщи следует рассматривать серию «седиментационных циклов», в каждом из которых породы того или иного состава занимают вполне определенное положение на фациальном профиле. Накопление толщи протекало в условиях гумидного климата² при отсутствии расчлененного рельефа в областях сноса и очень пологом рельефе дна морского бассейна. Ширина полосы, в пределах которой они отлагались на фациальном профиле, достигала 100—150 км. Тектоническая обстановка времени накопления железорудной толщи была спокойной, вялой, в связи с чем Н. А. Плаксенко (1966) считает спорным отнесение железорудной формации (железисто-кремнисто-сланцевой) к типично геосинклинальной начальных этапов. Эта точка зрения близка к высказанной ранее Г. И. Каляевым (1965).

В работе коллектива авторов, посвященной описанию вулканогенных железорудных формаций Карелии (Чернов, Янина, Горьковец, Раевская, 1970а) приведены сведения о геохимии железных руд и вмещающих пород гимольской серии. Авторы приходят к выводу о геохимическом сродстве вулканитов и железистых кварцитов и их генетической связи. В. М. Чернов сопоставляет образования нижней части гимольской серии с низами разрезов Криворожья и КМА (метабазитовая и михайловская серии), полагая, что более молодые образования криворожской и курской серий содержат железистые кварциты чисто осадочной природы. Образование их В. М. Чернов, вслед за Г. И. Каляевым и Н. А. Плаксенко, относит к рубежу первой (доорогенной) и второй (орогенной) частей цикла развития геосинклинальной системы.

Нами сделана попытка сравнить геохимическую специализацию железистых кварцитов карсакпайской серии, железорудных формаций юга Восточно-Европейской платформы и Западной Карелии. Эти формации отличны по составу, строению и принадлежат к разным группам по вероятному источнику кремнезема и железа в джеспилитах. Желези-

¹ Одним из аргументов для обоснования чисто осадочной природы джеспилитов является низкое содержание элементов-примесей, которые обычно имеют высокие концентрации в гидротермах и вулканических возгонах.

² Распространение близких по возрасту железорудных формаций этого типа позволяет сторонникам вулканогенно-осадочной гипотезы говорить о «климатической азональности» железорудного осадконакопления в докембрии. Действительно, кремнисто-железистые образования встречаются на самых разных широтах — от экватора до 70° ю. ш. и с. ш. Трудно представить, что гумидные климатические условия могли существовать на такой огромной площади.

стые кварциты юга Восточно-Европейской платформы, в частности железистые кварциты КМА, рассматриваются большинством исследователей как хемогенные осадки морского бассейна, образовавшиеся за счет вещества, мобилизованного в областях сноса длительными процессами химического выветривания в условиях гумидного климата. Железистые кварциты Западной Карелии генетически связывают с кислыми (лептито-порфировая формация) и основными (спилито-диабазовая формация) вулканитами (Чернов и др., 1970а). Железистые кварциты в карсакпайской серии, по нашему мнению, генетически связаны с основным вулканизмом.

Таблица 24

Средние содержания элементов-примесей в железистых кварцитах

	КМА	Западная Карелия		Карсакпай- ская серия	Кларк
		лептито-пор- фировая формация	спилито-диа- базовая формация		
Марганец	0,4	0,03	0,0091	0,049	0,09
Никель	0,0024	0,00097	0,0048	0,0038	0,008
Кобальт	—	0,00015	0,0091	0,0021	0,001
Титан	0,005	0,067	0,048	0,26	0,6
Ванадий	0,0023	0,00077	0,00074	0,008	0,015
Медь	0,0056	0,00167	0,03	0,00125	0,02
Хром	0,002	0,0007	0,0002	0,013	0,02
Барий	0,01	0,0059	0,0056	0,041	0,05
Германий	0,0006	0,00033	0,00031	0,0003	0,00014
Цинк	0,02*	0,001	0,04	0,0031	0,005
Свинец	0,003*	0,0005	0,0005*	0,0005*	0,002
Бериллий	0,0005*	0,0003	0,0003*	0,0003*	0,0006
Стронций	0,0035	0,0057	0,0054	—	0,04
Марганец	17	39	13	6,1	
Ванадий					
Ванадий	1	0,75	0,15	3,5	
Никель					
Титан	1—10		25—260	13—44,1	
Ванадий					
Никель					
Кобальт	—	6,5	0,54	1,8	
Количество анализов	504	847	254	550	

* Встречаются в отдельных пробах.

В табл. 24 приведены средние содержания элементов-примесей в железистых кварцитах КМА (по данным И. К. Коваля, 1967), лептито-порфировой и спилито-диабазовой формациях Западной Карелии (по данным В. М. Чернова и В. Я. Горьковца, 1970) и в железистых кварцитах карсакпайской серии. Содержания почти всех элементов в кремнисто-железистых породах сравниваемых формаций очень изменчивы, и средние их концентрации устанавливаются по большому числу анализов. Как видно из таблицы, набор микроэлементов, установленных в этих породах, близок, а концентрации их сопоставимы и в большинстве случаев ниже кларковых.

При рассмотрении табл. 24 обращают на себя внимание малые содержания Со (ниже порога чувствительности анализа), Ti и относительно высокие содержания Ge в кварцитах КМА. Для кварцитов карсакпайской серии установлены относительно высокие содержания Mn, Ti, V, Ba при ничтожных (ниже порога чувствительности анализа) содержаниях стронция и низких содержаниях Ge, Zn, Pb, Be, Cu.

Н. А. Плаксенко и И. К. Коваль устанавливают для железисто-кремнисто-сланцевой формации КМА сглаженно-упорядоченный тип распределения микроэлементов на «идеальном фациальном профиле» с общей для формации тенденцией к уменьшению содержаний большинства элементов в ее разрезе снизу вверх. При этом отношение $\frac{Sr}{Ba}$ (в мономинеральных фракциях, поскольку стронций устанавливается только в кварце) во всех частях формации превышает 1, отношение $\frac{Ti}{V}$ не превышает 10, отношение $\frac{Mn}{V}$ не превышает 25, отношение $\frac{V}{Ni}$ близко 1.

В обеих формациях Западной Карелии В. М. Чернов устанавливает пестрый тип распределения микроэлементов на вулканогенной части «идеального фациального профиля» и упорядоченный тип распределения на его осадочно-хемогенной части, включающей железистые кварциты как крайние члены¹. Отличия железистых кварцитов лептитопорфировой и спилито-диабазовой формаций проявляются в более высоких содержаниях в последней таких элементов, как Ni, Co, Cu, Zn, и меньших содержаниях Mn и Sr. Отношение $\frac{Sr}{Ba}$ всегда меньше 1, отношение $\frac{Ti}{V}$ изменяется в пределах 25—88, для отдельных членов формаций достигая 200 и более, отношение $\frac{Mn}{V}$ составляет 39 для кварцитов лептитопорфировой и 13 — для кварцитов спилито-диабазовой формаций. Отношение $\frac{V}{Ni}$ всегда значительно меньше 1. Отношение $\frac{Ni}{Co}$ составляет 0,54 в спилито-диабазовой и 6,5 в лептитопорфировой формациях.

Для железистых кварцитов карсакпайской серии сравниваемые отношения составляют $\frac{Sr}{Ba}$ — значительно меньше 1; $\frac{Ti}{V}$ — 26 (13,2—44,1), $\frac{Mn}{V}$ — 6,1 (2,7—9); $\frac{V}{Ni}$ — 3,5; $\frac{Ni}{Co}$ — 1,8. Величина отношения $\frac{Ti}{V}$ считается важной при определении природы осадков — обычно они более 25 в вулканогенно-осадочных породах и менее 25 — в осадочных (Albrecht, 1948). И. И. Гинзбург (1957) считает, что в вулканогенно-осадочных породах отношение $\frac{Sr}{Ba}$ обычно менее 1, а в осадочных — близко 1.

Спилитовая джеспилитовая формация по своим геохимическим особенностям отличается от железорудных формаций КМА и Карелии,

¹ Предлагаемые В. М. Черновым (Чернов и др., 1970₁) «идеальные фациальные профили» вулканогенно-осадочных формаций, по нашему мнению, неудачны, поскольку в эти профили включены богатые графитом сланцы, геохимические особенности которых, как правило, аномальны.

характеризуясь резко повышенными концентрациями в железистых кварцитах Ti, V, Cr и Ba и меньшими концентрациями Sr и Ge. Для них свойственны величины отношений $\frac{Ti}{V}$ и $\frac{Sr}{Ba}$ в пределах, обычных для вулканогенно-осадочных пород. Высокие концентрации V обуславливают большие величины отношения $\frac{V}{Ni}$ и малые величины отношения $\frac{Mn}{V}$.

Перечисленные геохимические особенности железистых кварцитов Карсакпайского района, а также пестрый тип распределения элементов примесей на «идеальном фациальном профиле», включающем железистые кварциты как крайне глубоководные члены (см. рис. 37), не противоречат гипотезе об их генетической связи с основным вулканизмом.

В советской геологической литературе последних 10—15 лет, посвященной общим проблемам железорудного осадконакопления в докембрии, трудно назвать работу, в которой не упоминалось бы о рудах Карсакпайского района.

Джеспилиты Карсакпайского района изучались на протяжении более чем 50 лет. Их своеобразие, выражающееся в отчетливой пространственной связи с метаморфизованными вулканитами основного состава, привлекало и привлекает внимание исследователей. Железорудной толще района были посвящены работы Б. С. Дубровой (1936), К. И. Сатпаева (1935, 1938, 1961), Ю. И. Половинкиной (1948, 1949, 1952, 1956), М. С. Маркова (1958, 1959, 1962), М. Р. Узбекова (1960) и многих других исследователей. Представления о геологической позиции и генезисе железных руд претерпели значительные изменения по мере накопления данных о геологии района. Эти изменения представляют интерес, так как на основании изучения железорудной толщи района разными исследователями высказывались разные, часто взаимоисключающие точки зрения. Попробуем проследить за этими изменениями.

Первые упоминания о железистых кварцитах в окрестностях пос. Карсакпай связаны с работами экспертов акционерного общества «Атбасарские медные руды» С. Х. Болла и Моргана в 1910 г. (Русаков, Сатпаев, 1935) и ограничиваются лишь краткими морфологическими описаниями. Позднее появляется работа М. М. Пригоровского (1917), в которой автор отмечает наличие железистых кварцитов севернее пос. Карсакпай и высказывает предположение об их гидротермальной природе, отметив одновременно пластовый характер залегания рудных тел.

В 1925—1929 гг. в процессе мелкомасштабной геологической съемки железистые кварциты и вмещающие их породы изучались И. С. Яговкиным (1927), который высказал предположение об осадочно-метаморфогенном происхождении кремнисто-железистых пород, оговаривая спорность этого вывода. Тела железистых кварцитов И. С. Яговкин рассматривал принадлежащими сланцево-кварцитовой толще, а зеленокаменные породы считал метаморфизованными интрузивными телами.

В предвоенные годы в Карсакпайском районе под руководством К. И. Сатпаева были проведены поисковые и разведочные работы на участках распространения железистых кварцитов. Материалы этих исследований изложены в отчетах и опубликованных работах (Русаков, Сатпаев, 1935; Сатпаев, 1938; Дуброва, 1936). Зеленокаменные породы авторами исключались из разреза и считались интрузивными, а железистые кварциты помещались на двух стратиграфических уровнях и рассматривались как осадочные образования.

В 1936—1938 гг. железистые кварциты Северного Улутау изучались в процессе работ Центрально-Казахстанской экспедиции АН СССР Е. А. Кузнецовым и И. А. Островским. Е. А. Кузнецов отнес железистые кварциты к первичноосадочным породам, генетически связанным с подводным основным вулканизмом, та же точка зрения отражена и в работе В. С. Коптева-Дворникова (1940).

Н. П. Воронов, проводивший в 1938 г. геологическую съемку севернее пос. Карсакапай, впервые установил вулканогенный характер зеленокаменных пород, ассоциирующих с железистыми кварцитами, однако генетической связи между ними не усматривал и допускал образование железных руд за счет гидротермального распределения рудного вещества вдоль разрывов.

В годы Великой Отечественной войны железистые кварциты в окрестностях пос. Карсакапай изучали С. Г. Анкинович, И. В. Дюгаев, Н. Д. Михайлова, И. М. Каниболоцкий, Ю. И. Половинкина, В. М. Яговкин. Наиболее важными были результаты работ Ю. И. Половинкиной, о которых говорилось выше. Именно ей принадлежит заслуга в выделении Карсакапайского железорудного месторождения в своеобразный генотип. Ей же принадлежит и первая попытка формационного анализа железорудной толщи.

В период 1947—1950 гг. в районе были возобновлены разведочные работы на железо практически на всех выходах джеспилитов и произведен генеральный подсчет запасов. М. Р. Узбеков (1960, 1970), отнес руды Карсакапайского района к типу осадочно-метаморфизованных.

В 1953—1959 гг. в процессе среднемасштабных съемок и специальных исследований железорудные комплексы района изучались Л. И. Филатовой, которая рассматривала железистые кварциты как метаморфизованные хемогенные осадки, генетически связанные с основным вулканизмом. Материалы этих лет вошли в развернутом виде в монографию Л. И. Филатовой (1962).

Результаты многолетних исследований (1951—1956 гг.) по изучению стратиграфии и тектоники железорудных толщ Карсакапайского района приведены в работах М. С. Маркова (1958, 1959, 1962). Среди железистых кварцитов Южного Улутау М. С. Марков различал два типа, один из которых сопоставлял с рудами Кривого Рога, а другой — с рудами серии Киватин Канадского щита, предполагая для обоих вулканогенный источник железа и кремнезема и осадочный характер.

Новые данные о строении и составе железорудной зеленосланцевой формации, полученные в 1962—1972 гг. (Розанов, Филатова, 1967; Розанов, Фролов, 1969; Розанов, 1970; Зайцев, Розанов, 1971; Жуков, Розанов, 1971; Розанов, Филатова, 1972_{1,2}), позволяют более определенно говорить о генетической связи между железистыми кварцитами и основным вулканизмом.

Джеспилиты Карсакапайского синклиория, таким образом, большинством исследователей рассматриваются как осадочные породы, образовавшиеся за счет кремнезема и железа, поступавших в бассейн седиментации при интенсивных проявлениях основного вулканизма. В то же время ассоциация джеспилитов с первичнообломочными породами служит для некоторых исследователей (М. Р. Узбеков, П. М. Каниболоцкий, Н. А. Плаксенко — по материалам М. С. Маркова) основанием для доказательства их генетической связи с процессами выветривания в условиях гумидного климата. Такой же точки зрения придерживается и Г. В. Жуков, изучавший в Карсакапайском районе в 1962—1967 гг. вещественный состав джеспилитов, строение рудных горизонтов и морфологию рудных тел.

Таким образом, сложившиеся в настоящее время представления о древних железорудных формациях, в том числе и спилитовой джеспилитоносной Казахстана, не содержат единых точек зрения по наиболее важным проблемам, касающимся образования кремнисто-железистых пород в докембрии. К этим проблемам относятся: 1) положение кремнисто-железистых формаций в истории развития древних геосинклиналей; 2) источники железа и кремнезема, за счет которых возникли кремнисто-железистые породы; 3) условия образования железорудных формаций и генезис джеспилитов.

Глава 6

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В ЖЕЛЕЗОРУДНОМ ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ ДРЕВНИХ ЭПОХ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Джеспилитоносные формации, как уже отмечалось, распространены очень широко и описаны во многих районах. Эти формации имеют широкий возрастной диапазон (от позднего архея до позднего протерозоя и раннего кембрия), разнообразное внутреннее строение и структурную приуроченность. Остановимся подробнее на рассмотрении некоторых из них.

В позднеархейских и протерозойских комплексах Канадского щита железорудные формации образуют две группы (Гросс, 1970, 1972).

К первой группе относятся агломанские (архейские) формации «зеленокаменных поясов», принадлежащие серии Киватин и наиболее подробно описанные в работах А. М. Гудвина (Гудвин, 1962, 1972) на примере района Мичипикотен. Для них типично широкое развитие кремнистых, карбонатных и сульфидных фаций железорудных осадков, их резкая изменчивость в вертикальных разрезах и в плане. А. М. Гудвин (Goodwin, 1962) для района Мичипикотен описывает три типа «железорудных формаций», подразумевая под ними типы характерных ассоциаций пород (рис. 42). Железорудные тела приурочены к контакту риолитовых лав и туфов (низы разреза) и толщи андезитовых лав и очень изменчивы по площади. Они сложены массивными пиритовыми рудами, которые сопровождаются метаморфизованными известняками или сидеритами, кремнистыми сланцами обломочной текстуры, графитистыми сланцами, джеспилитами.

Вторая группа железорудных формаций Канадского щита связана с толщами протерозоя. Для этих формаций пространственная и генетическая связь с вулканизмом менее отчетлива и проявляется не повсеместно. А. Г. Гросс (1970) в качестве типичных представителей формаций второй группы называет формации Верхнего озера и Лабрадорской геосинклинали. Разрез Лабрадорской геосинклинали изучен наиболее подробно (Гестил, Блэйз и др., 1963) и в ее центральной части представлен (снизу вверх) группами Ноб-Лейк, Хоувз, Мурдок, Даублет общей мощностью 8000 м.

В группу Ноб-Лейк входят кварцевые гравелиты свиты Севард, залегающие на гранитизированном фундаменте, сланцы и доломиты свиты Аттикатамен, доломиты свиты Денаулт, кремнистые брекчии

свиты Флеминг, кварциты, аркозы и гравийные конгломераты свиты Уишарт, сланцы свиты Рус, железорудная формация Сокоман, сланцы, доломиты, алевролиты свиты Менихек, переходящие севернее в конгломераты.

Группа Хоувз сложена графитистыми пиритосодержащими сланцами с горизонтами лав и туфов основного состава. Группа Мурдок со-

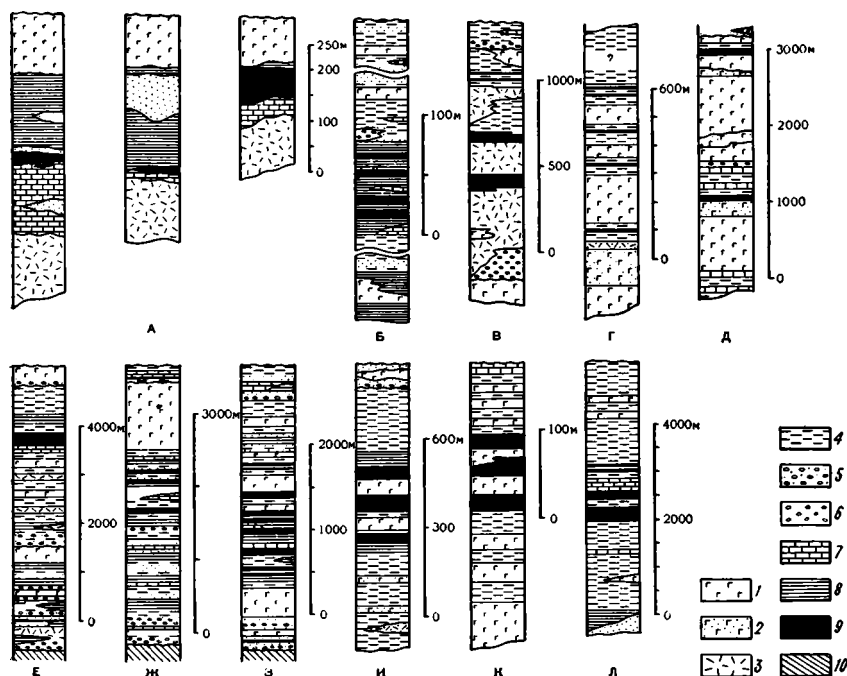


Рис. 42. Схематические разрезы железорудных формаций:

А — серия Киватин, Б — формация Сокоман группы Ноб-Лейк; В — серия Кируна; Г — гимольская серия Западной Карелии, Д — сортавальская серия Приладожья; Е — серия Трансвааль Южной Африки; Ж — группа Кибара и Катанги, З — серия Хаммерслей Австралии; И — серия Орисса Индии; К — рудоносная серия Советского Приморья и Северного Китая; Л — серия Минас Бразилии. 1 — лавы основного (базальтового и андезитового) состава; 2 — туфы и туфиты основного состава; 3 — кислые вулканиты; 4 — мелко- и тонкозернистые терригенные породы; 5 — конгломераты; 6 — туфо-конгломераты; 7 — карбонатные породы; 8 — кремнистые и кремнисто-графитистые сланцы; 9 — рудные горизонты; 10 — комплексы метаморфических пород, подстилающие железорудные толщи

стоит из туфов и лав основного состава, граувакк, сланцев и конгломератов, содержащих гальку подстилающих пород. Разрез венчает группа Даублет — лавы андезитового и базальтового составов с шаровыми текстурами, тонкие прослои графитистых сланцев с пиритом и тонкозернистых туфов, горизонты массивных кварцитов.

Свиты Денаулт и Флеминг выклиниваются в западном направлении. Частые горизонты обломочных пород, косая слоистость, волноприбойные знаки свидетельствуют о накоплении большинства пород группы Ноб-Лейк в мелководном бассейне. На западном крыле геосин-

клинали в свите Аттикатамен встречены лавы основного состава, кварциты свиты Уишарт замещаются лавами и вакками, доломиты Денаулт становятся более песчанистыми. Эти особенности разреза позволяют считать, что у западных границ геосинклинального прогиба существовали во время накопления группы Ноб-Лейк центры вулканических излияний.

Железородная формация Сокоман устойчива фациально и имеет следующее строение (см. рис. 42):

- 1) Силикатно-карбонатный горизонт (до 2,5 м);
- 2) Кремнисто-железистый горизонт — кремни, яшмовидные породы, богатые гематитом, магнетитом и мартитом — до 12,5 м;
- 3) Горизонт кремней, железистых сланцев и карбонатных пород — до 70 м.

Преобладают тонкослоистые породы, часто с оолитовой структурой, массивные редки. Гематит, магнетит, железистые силикаты и карбонаты «имеют тот же первичный характер, что и в железородных формациях оз. Верхнего» (Гестил, Блэйз, 1963).

На Балтийском щите докембрийские формации пользуются широким распространением. Среди них различают кремнисто-железистые формации лептитового и спилито-диабазового ряда по преобладанию кислых или основных разностей среди вулканитов, сопровождающих железистые кварциты. Все эти формации относятся большинством исследователей к нижнему протерозою. Они локализуются в пределах карелид и свекофенид на территории Центральной и Северной Швеции, Финляндии, Северной и Полярной Норвегии, а на территории Советского Союза — в западной Карелии и на Кольском полуострове. Относительно корреляции разрезов свекофенид и карелид единой точки зрения нет, однако характеристика разрезов всех железородных толщ перечисленных районов не вызывает сомнения в их принадлежности к геосинклинальным сериям (Гейер, 1967; Эскола, 1967; Барт и Рейтон, 1967; Точилин, Горяинов, 1964; Кратц, 1963; Чернов, 1964, 1970).

В качестве типичного железисто-кремнистого лептитового комплекса обычно рассматривают разрез района месторождения Кируна (Северная Швеция).

По данным П. Гейера (1967) и О. Ольснера (Oelsner, 1961), разрез района Кируны представлен (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Зеленокаменные породы. Подушечные лавы спилитов и диабазов с прослоями туфов, филлитов, известняков, конгломератов с галькой гнейсо-гранитов («Зеленые сланцы типа Кируны»)	более 400
2. «Конгломераты типа Куравары». Вулканический агломерат с обломками и гальками зеленокаменных пород, мраморов, яшм, магнетитовых руд и прослоями туфов	0—600
3. Метаморфизованные лавы и туфы сиенитового и риолитового составов	до 700
4. Массивные магнетитовые руды, связанные с подстилающими вулканитами или постепенным переходом, или горизонтом «рудной брекчии»	около 90
5. Метаморфизованные «красные» туфы, агломераты и лавы кварцевых порфиров, иногда с обломками магнетитовых руд	до 1000

6. Рудное тело месторождения Ректор. Массивные и слоистые магнетитовые руды, в кровле гематито-магнетитовые железистые кварциты. В рудах прослой порфиритов до 70
7. Нижний комплекс Хауки. Шиферные сланцы, филлиты, кварциты, метаморфизованные лавы и туфы сиенитового и кварц-сиенитового составов с прослоями железистых кварцитов до 200
8. Верхний комплекс Хауки. Конгломераты, граувакки, филлиты, доломитовые мраморы, кварцевые песчаники до 500

Я. Офферберг (Offerberg, 1967) помещает в разрезе ниже конгломератов Хауки вулканогенную толщу Паиттасъярви — зеленые сланцы и порфиритоиды по спилитовым лавам и туфам базальтового состава с прослоями железистых кварцитов — мощность которой составляет 700—1500 м. Среди лептитов, вмещающих рудные тела Кируна и Ректор, отмечаются невыдержанные прослой порфиритоидов основного состава.

В Западной Карелии подробно описаны железисто-кремнистые формации лептитового и спилито-диабазового рядов, принадлежащие гимольской серии нижнего протерезоя (Чернов и др., 1970а).

Спилито-диабазовая железисто-кремнистая формация Совдозерского района (см. рис. 42) имеет следующее строение (снизу вверх):

- | | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Метаморфизованные шаровые лавы базальтового состава . . . | 20 |
| 2. Метаморфизованные слоистые туфы основного состава с подчиненными прослоями лав того же состава и горизонтами лептитовых гнейсов (3 м) в верхней части . . . | 122 |
| 3. Тонкополосчатые лептитовые гнейсы с ксенолитами амфиболовых сланцев . . . | 2,5 |
| 4. Тонкозернистые хлорито-амфиболовые сланцы . . . | 1,4 |
| 5. Лептитовые гнейсы . . . | 0,9 |
| 6. Кварц-мусковитовые, графитистые кварцево-мусковитовые с сульфидами и магнетитом, графитистые сланцы с прослоями магнетитовых кварцитов . . . | 6 |

Описанная часть разреза составляет нижнюю первую рудно-сланцевую пачку. Ее мощность составляет более 170 м.

Вторая рудно-сланцевая пачка имеет сходное строение и состав: низы сложены метаморфизованными лавами основного состава с реликтовыми офитовыми структурами и шаровыми текстурами, мощность которых составляет до 115 м; верхи сложены графитистыми сульфидсодержащими кварц-биотитовыми сланцами с прослоями амфиболовых и хлорито-амфиболовых сланцев и магнетитовых кварцитов, мощность этой части разреза до 5 м. Общая мощность пачки составляет 90—120 м.

Третья рудно-сланцевая пачка также сложена метаморфизованными лавами и туфами основного состава (10—12 м) в нижней части; ее верхняя часть не обнажена, судя по наличию магнитных аномалий, она представлена магнетитовыми кварцитами. Мощность третьей пачки около 25—50 м.

Четвертая рудно-сланцевая пачка сложена в низах метаморфизованными лавами (55 м) и слоистыми туфами (7 м) основного состава, а в верхней ее части бурением установлены амфиболовые плагиоклазовые сланцы (до 25 м), биотит-хлоритовые сланцы (до 25 м), биотит-хлоритовые сланцы с тонкими (до 5 см) прослоями железистых кварцитов (11 м), биотит-хлорит-серицитовые сланцы с прослоями графитистых сланцев (51 м).

Мощность четвертой пачки оценивается в 250—270 м, общая мощность спилитово-диабазовой железисто-кремнистой формации оценивается в 600—700 м.

Грубая ритмичность отмечена и в железорудной части разреза сортавальской серии Приладожья Карелии (Чернов и др., 1970₂) — чередование метаморфизованных вулканитов основного состава, слагающих пачки значительной мощности, с пачками первичноосадочных пород — мраморов, графитистых сланцев, конгломератовых сланцев, высокоглиноземистых сланцев, железистых кварцитов (см. рис. 42).

М. С. Кришнан (1955, 1970, 1972) отмечает тесную связь полосчатых железных руд (джеспилитов) с вулканитами в составе нижнепротерозойской серии Орисса (Индия), максимальная мощность которой оценивается в 900 м. В составе этой серии отмечаются филлиты, туфы (нижняя часть), полосчатые кварциты и джеспилиты с прослоями лав и туфов основного состава (средняя часть) и филлиты, слагающие верхнюю часть. Выше несогласно залегают песчаники, конгломераты с прослоями лав основного состава (см. рис. 42). Следует отметить, что ниже железорудной части разреза среди туфов отмечаются разности трахитового состава.

На Африканском материке железорудные формации докембрия распространены очень широко и с ними связаны важнейшие железорудные месторождения. Рассмотрим в качестве примеров железорудные комплексы Южной Африки и Катанги.

По данным А. Дю Тойта (1957), на складчатом фундаменте архея в Южной Африке (комплексы Шамвайский и Лимпопо) залегает серия Витватерсранд нижнепротерозойского возраста (см. рис. 42). В ее составе выделяются (снизу вверх):

1) конгломераты, кварциты, кислые эффузивы (свита Доминион Риф);

2) светлые кварциты (мелководные) с прослоями кремнистых сланцев и железистых кварцитов (свита Хостпител-Хилл);

3) кварциты и глинистые сланцы, гравелиты, тиллиты, конгломераты (свита Гаверимент-Риф);

4) кварциты, сланцы, конгломераты с горизонтом основных эффузивов (свита Дженнстаун);

5) кварциты, гравелиты, конгломераты с горизонтом глинистых сланцев;

Мощность серии достигает 7500 м. Выше залегают:

6) серия Вентерсдорп — лавы и туфы основного состава мощностью 1500—1800 м;

7) система Трансвааль. Толща мощностью до 8400 м, сложенная глинистыми сланцами, кварцитами, доломитизированными известняками, конгломератами, разнообразными эффузивами. Залегает на подстилающих породах несогласно. В составе системы установлены горизонты железистых кварцитов, слагающие пачку мощностью до 260 м, которая подстилается мощной пачкой доломитов и перекрывается глинистыми сланцами;

8) серия Ватерберг — красноцветные песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, миндалекаменные андезиты и базальты — 1500 м.

Серия Ватерберг относится к позднему кембрию.

В Катанге, по данным Л. Каэна (1958), железорудные толщи отмечаются в низах группы Кибара — системе Низило, имеющей следующее строение (см. рис. 42):

1) нижняя серия — филлиты с прослоями кварцитов, конгломератов, слюдистых сланцев, известняков;

2) средняя серия — филлиты, конгломераты, кварцевые песчаники, железистые кварциты, известняки;

3) верхняя серия — лавы и туфы основного состава — (1200—1400 м);

4) система Лубуди — филлиты, кварциты, углистые сланцы, доломитовые известняки.

Среди многочисленных железорудных докембрийских формаций Австралии наиболее интересна формация нижнепротерозойской группы Хаммерслей (Северо-западная Австралия). Группа Хаммерслей мощностью около 2700 м приурочена к синклинальному прогибу Хаммерслей-Бэсин, выполненному вулканогенно-осадочной толщей мощностью до 10 000 м. Группа включает до 1000 м железистых осадков.

По данным А. Ф. Трендалла (1970, 1972), эти осадки образуют пять пачек, разделенных глинистыми сланцами, доломитами, основными лавами, туфами и долеритовыми силлами. А. Ф. Трендалл высказывает предположение, что накопление этой формации протекало в условиях пустынного климата, обогащение железом и кремнеземом вод морского бассейна происходило за счет вулканизма, а ритмичный характер последнего обусловил в значительной мере и грубую ритмичность формации.

На юге Восточно-Европейской платформы ассоциация основных вулканитов с железистыми кварцитами отчетливо проявлена в метабазитовой серии Кривого Рога и михайловской серии КМА. Железистые кварциты этих серий большинством исследователей генетически связываются с основным вулканизмом и противопоставляются железистым кварцитам криворожской и курской серий. Криворожскую и курскую серии обычно приводят в качестве примеров терригенных железорудных формаций, источник кремнезема и железа в которых не связан с вулканизмом. Действительно, согласно наиболее распространенным стратиграфическим схемам, эти серии не содержат продукты вулканизма в рудовмещающих интервалах разреза и отдалены перерывами и несогласиями от вулканогенных комплексов более древнего и более молодого возраста. Кремнисто-железистые породы ассоциируются со слюдяными сланцами.

Перечисленные формации имеют архейский или раннепротерозойский возраст, большинство из них представляют собой типичные геосинклинальные образования, но некоторые входят в состав чехла древних платформ (Южная Африка). Как видно из приведенного материала, железорудные формации отличаются большим разнообразием состава и строения, метаморфизма, минеральных форм железа. Общей особенностью всех древних формаций являются признаки вулканизма, предшествовавшего, сопровождавшего или завершившего накопление железисто-кремнистых осадков и отсутствие в них сингенетических марганцевых руд.

В железисто-кремнистых формациях средне- и позднепротерозойских и кембрийских пространственная связь джеспилитов с вулканидами устанавливается почти всегда, и по особенностям своего строения они близки тем или иным типам более древних формаций. Важнейшей особенностью железорудных формаций позднего докембрия и кембрия является присутствие в них высоких концентраций окислов марганца, количество которых в отдельных случаях превышает количество окислов железа. Примерами таких формаций являются железорудные толщи Приморья, Северного Китая и Бразилии.

В Приморье железорудные формации позднепротерозойского — нижнекембрийского возраста известны в пределах Малого Хингана на территории Амурской области (СССР) и провинции Аньшань (Китай), в районе г. Лесозаводска (Приморский край), на правобережье р. Уда (Хабаровский край). Они описаны в работах В. Чеботарева (1958), А. Ф. Шехоркиной (1966), Е. В. Егорова (1972), Э. Л. Школьника (1972), региональных сводках А. М. Смирнова (1965, 1967). На всех перечисленных участках формации имеют сходное строение.

По данным Е. В. Егорова (1972), рудная свита Малого Хингана, заключенная между двумя пачками терригенно-карбонатных пород, имеет следующее строение (см. рис. 42):

1) подрудный горизонт — сланцы, рассланцованные туфы и туффиты основного состава;

2) рудный горизонт — полосчатые железистые и железисто-марганцевые кварциты, гематитовые яшмовидные породы с многочисленными прослоями туффитов и туфов основного состава. В основании горизонта обычно залегает пласт марганцевых руд (окисных и силикатных);

3) надрудный горизонт — сланцы, рассланцованные туффиты, в верхней части — известняки.

Мощность рудного горизонта составляет 30—60 м.

Э. Л. Школьник (1972) отмечает, что в Удском районе в этой формации спилитовые лавы также преобладают над туфами, а полосчатые кремнисто-железистые породы парагенетически связаны с марганцевыми рудами и фосфоритами.

На территории Бразилии одна из важнейших железорудных формаций распространена в районе Минас-Жераис и связана с серией Минас, относящейся к верхнему протерозою¹ (см. рис. 42). В строении серии Минас (Дж. Ван Н. Дорр П. и др., 1955; Дж. Ван Н. Дорр П., 1970, 1972) выделяются четыре группы осадков (снизу вверх):

1) кварциты, конгломераты;

2) кристаллические сланцы;

3) итабиты (железистые кварциты), часто с линзами доломитов в кровле;

4) кристаллические сланцы.

Мощность серии оценивается величинами до 5000 м, мощность железорудных осадков в ней составляет до 200 м. Среди кристаллических сланцев, перекрывающих итабитовый горизонт, устанавливаются прослои метаморфизованных лав и туфов основного состава, а также железистых кварцитов. Залежи окисных железных руд часто обогащены марганцем и содержат иногда линзы марганцевых руд, возникших в условиях вторичного обогащения.

Ассоциация кремнисто-железистых и марганцевых осадков в верхнедокембрийских формациях отмечают Г. Шубер и А. Фор-Мюре (1970, 1972) в Анти-Атласе (Марокко). Здесь пластовые залежи марганцевых руд известны в системах Анези-Сироуа-Сархо и Кварците-Квед Адоуду, содержащих большое количество кислых вулканических пород. Показательно, что в этом районе кремнисто-железистые осадки «среднедокембрийской» системы Эль Граара не содержат марганца.

Сравнение характеристик приведенных железорудных комплексов обнаруживает, что кремнисто-железистые осадки в докембрийские эпо-

¹ Сведения о возрасте серии противоречивы. По данным Г. Эберта (Ebert, 1957), возраст прорывающих серию гранитов составляет 1340 млн. лет. Л. Н. Формозова (1973) приводит для них цифру 1900 млн. лет без ссылки на источник.

хи встречаются в самых различных по составу и возрасту толщах, накопление которых протекало как в геосинклинальных, так и близких к платформенным условиям. Железистые кварциты оказываются важной составной частью терригенных, терригенно-карбонатных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций. При всем их разнообразии нельзя не обратить внимание на отдельные общие черты всех этих формаций. Прежде всего, в них всегда обнаруживаются признаки основного (базальтового, андезитового) вулканизма, количество «твердых» продуктов которого в конечном итоге и определяет отличия в их составе (о роли и значении кислого вулканизма в их образовании следует говорить особо). В формациях, в которых терригенные породы и твердые продукты вулканизма представлены в сопоставимых количествах, в большинстве случаев обнаруживается грубая ритмичность, обусловленная циклическим характером проявлений базальтового вулканизма. Такая ритмичность характерна не только для спилитовой джеспилитоносной формации Казахстана, но и для спилито-базальтовой формации Западной Карелии и Приладожья, группы Хаммерслей Австралии. Менее отчетливо подобная ритмичность устанавливается и в других формациях (см. рис. 42). В железорудных формациях Казахстана (карсакпайская и аралбайская серии) связь поступления железа и кремнезема в бассейн седиментации с вулканизмом вполне определенная.

Если отвлечься от возраста, географического распространения и отдельных деталей строения железорудных формаций, оказывается, что между ними устанавливаются как бы постепенные переходы и они образуют условный «латеральный ряд»: вулканогенные формации (серии Киватин, Кируна, лептитовые комплексы) → вулканогенные формации с небольшим количеством терригенных пород (спилито-диабазовая формация Зап. Карелии) → вулканогенно-осадочные формации (карсакпайская серия, группа Хаммерслей) → осадочные формации с небольшим количеством вулканитов (группа Верхнего озера, серия Орисса) → осадочные формации (криворожская и курская серии, серия Минас). Можно предположить, что подобный ряд мог бы возникнуть при благоприятных условиях, и его члены расположились бы в указанной последовательности по мере удаленности от области массовых проявлений вулканических процессов. Каждый реальный джеспилитоносный комплекс в этом случае следовало бы рассматривать как фрагмент подобного формационного ряда. Такая точка зрения получает подтверждение, поскольку исследования последних лет показывают, что кремнистые формации, не содержащие вулканиты и рассматриваемые как типичные представители чисто осадочных, имеют свои вулканогенно-осадочные аналоги в смежных структурно-фациальных зонах (Калеев, 1965, 1967; Жуков, 1971).

РОЛЬ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ В ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЯХ

В некоторых железорудных формациях кислые вулканиты представлены очень широко, часто преобладают в их составе. В геологической литературе такие формации объединяются в группу «лептитовых» и в качестве формационного типа для них рассматривается серия Кируна Швеции. Многие исследователи при этом отводят кислому щелочному вулканизму доминирующую роль в образовании железных руд (Точилин, 1963; Формозова, 1973; Чернов и др., 1970 и др.).

Сочетание основных и кислых вулканитов — явление широко распространенное и в докембрии и в более поздние эпохи. Оно нашло

отражение в выделении группы спилито-кератофировых формаций, которые традиционно опознаются в составе эвгеосинклинальных комплексов различного возраста. При изменении количественных соотношений основных и кислых вулканитов в разрезах в этой группе различают спилито-диабазовые и кварц-кератофировые формации (Кузнецов, 1964). Именно с ними параллелизуются большинством исследователей вулканогенные железорудные формации Балтийского щита. Такая точка зрения вполне оправдана, однако необходимо в этой связи еще раз вернуться к вопросу о генетических связях железистых кварцитов.

Охарактеризованный выше формационный ряд Карсакпайского синклинория позволяет иначе оценить роль кислого вулканизма в истории развития древнего геосинклинального прогиба и генетические соотношения джеспилитов в «лептитовом» разрезе. Напомним, что в Карсакпайском синклинории спилитовая джеспилитоносная формация надстраивает (сменяет во времени) дацит-кератофировую. Дациит-кератофировая формация, по данным Л. И. Филатовой (Розанов, Филатова, 1972а, б), на 70% сложена кислыми вулканитами, близкими по химизму подстилающим ее кристаллическим сланцам бектурганской серии. Формация изменчива, ее накопление отвечает стадии заложения геосинклинального прогиба, когда последний еще не получил полного морфологического оформления. Вулканические процессы, очевидно, связаны с очагами корового происхождения. Железистые кварциты в этой формации появляются в ее верхних частях и всегда приурочены к стратиграфическим уровням, на которых распространены базальтовые вулканиты. Даже когда джеспилитовые горизонты заключены непосредственно в кислых пепловых туфах, вблизи этих горизонтов или на их простирании устанавливаются горизонты порфиритовидов.

Базальтовый вулканизм, столь широко проявлявшийся позднее, при накоплении спилитовой формации, связан с заложением глубинных разломов, что определило интенсивное погружение прогиба. Эти разломы служили проводниками вулканического материала из нижних частей коры или мантии, и именно этими процессами, скорее всего, обусловлено и массовое поступление железа и кремнезема, за счет которых образовались железистые кварциты (Розанов, Филатова, 1972_{1,2}).

Кислые вулканиты в спилитовой джеспилитоносной формации представлены ограниченно и тяготеют к ее верхам. Они генетически не связаны с базальтоидами, проявлены локально на тех участках геосинклинального прогиба, где нарушается режим устойчивого прогибания, и, возможно, являются предвестниками массовых проявлений кислого вулканизма в смежных геоантиклинальных поднятиях в среднем протерозое. Ассоциация кислых вулканитов и джеспилитов в этой формации случайна и отражает лишь особенности палеогеографической обстановки на отдельных участках геосинклинального прогиба.

Таким образом, в Карсакпайском синклинории генетическая связь джеспилитов с базальтовым вулканизмом вполне определена, даже в случаях, когда отмечается их пространственная связь с кислыми вулканитами. Нам представляется, что эта закономерность может иметь общий характер для всех джеспилитоносных комплексов, в том числе и формаций «лептитовой» группы.

ЭВОЛЮЦИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Из рассмотрения особенностей строения названных выше железорудных формаций, список которых можно было бы продолжить, следует, что в докембрии на территории почти всех современных матери-

ков в широких масштабах накапливались специфические формации кремнисто-железистых осадков, входивших как в комплексы древних геосинклиналей, так и в комплексы чехла на периферии древних платформ. Сходные по облику железорудные формации встречаются в ассоциации с типично платформенными или многогеосинклинальными накоплениями, а также в ассоциации с вулканогенными комплексами, в которых терригенные породы развиты ограниченно. Железо представлено в окисных, сульфидных и карбонатных фациях¹, но наиболее типичны полосчатые окисные руды, сложенные кварцем и окислами железа. Показателен возрастной диапазон распространения этих формаций — от глубокого архея до кембрия. Показательно также и то, что в более поздние эпохи мы не встречаем их аналогов.

Наблюдения над современными вулканическими процессами показывают, что ими в больших количествах поставляются многие рудные компоненты, в том числе железо и марганец. Нет оснований предполагать, что по составу поставляемых химических компонентов современный вулканизм отличен от древнего. Тем не менее состав железистых осадков претерпел значительные изменения за обозримую историю осадочного процесса.

В архее и раннем протерозое подавляющее большинство железорудных осадочных формаций характеризуются практически полным отсутствием марганца; ассоциация кремнезема и железа — определяющая в осадках этого возраста. В осадочных рудах позднего докембрия и раннего палеозоя ассоциация кремнезема, железа и марганца вполне устойчива и устанавливается во многих районах. В более поздние эпохи кремнезем выпадает из этой ассоциации и образует яшмовые толщи, в которых железо и марганец рассеиваются и не образуют рудных тел. Яшмовые толщи, по мнению Н. С. Шатского (1954), служат в палеозое эквивалентом кремнисто-железистых осадков докембрия. Л. Н. Формозова (1973) усматривает отличия формаций разного возраста и в количестве карбонатных пород. По ее мнению, их роль возрастает во времени, и в больших количествах они появляются лишь начиная с протерозоя.

Как отмечалось выше, большинство исследователей связывает такого рода эволюцию с необратимыми изменениями химизма атмосферы и гидросферы (Страхов, 1956, 1960; Виноградов, 1956; Бруевич, 1958; Формозова, 1973). Такая точка зрения объясняет многие особенности состава и пространственного положения железорудных формаций. Действительно, химические свойства гидросферы древних бассейнов могли обусловить возможность длительного существования истинных или коллоидных растворов железа и их совместное с кремнеземом осаждение на большом удалении от вулканических очагов. В этом случае формации типа криворожской и курской серий приобрели бы смысл отдаленных кремнистых по классификации Н. С. Шатского (1954). Возможно, локализацией подавляющей массы железа на значительном удалении от вулканических источников в процессе осадконакопления объясняется относительная «бедность» джеспилитами вулканогенно-осадочных формаций — в них роль собственно кремнисто-железистых пород, как правило, составляет первые проценты.

Подобным представлениям о направленности в изменении железорудного осадконакопления не противоречит многообразие минеральных

¹ Ряд авторов рассматривает также «силикатную фацию» железа (Формозова, 1973), однако вопрос о сингенетичных силикатах железа в осадках представляется спорным.

ассоциаций в осадочных рудах разного возраста, изменчивость морфологии рудных тел и наблюдаемая иногда в них «гетерогенность», выражающаяся в участии руд разных фаций.

Полосчатые кремнисто-железистые породы древних терригенных формаций повсеместно близки по составу и облику, они слагают рудные тела близкой морфологии, отличающиеся лишь мощностью и содержанием окислов железа. Они, как правило, выдержаны на большой площади и однородны фациально. Железо в таких формациях представлено преимущественно в окисных формах, сульфиды и карбонаты железа встречаются в ограниченном количестве и распределены в отдельных прослоях внутри относительно мощных и однородных пачек гематитовых или гематитово-магнетитовых руд.

Железистые осадки, залегающие непосредственно среди вулканических пород, обычно более разнообразны по составу и часто слагают линзовидные быстро выклинивающиеся тела изменчивой мощности. Эти рудные тела могут слагаться массивными сульфидными или окисными рудами, вмещать линзы сидеритового состава, по простиранию они могут замещаться полосчатыми кремнисто-железистыми породами. Примером могут служить описанные выше руды района Мичипикотен Северной Америки или района Кируна Швеции. Подобные особенности состава и морфологии руд вулканогенных формаций объясняются, по-видимому, тем обстоятельством, что вблизи вулканических аппаратов в бассейнах седиментации геохимический фон весьма изменчив и резко отличен от геохимического фона открытых участков бассейна. Эти отличия, как отмечалось выше, устанавливаются и в пределах современных морских бассейнов, где вулканические процессы проявляются в значительно меньших масштабах, чем в древних эпохах.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ФОРМАЦИОННЫХ РЯДОВ, ВКЛЮЧАЮЩИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

В настоящее время известно ограниченное число районов, где с уверенностью установлена вертикальная последовательность в смене докембрийских формаций, а вопрос о латеральных рядах древних формаций дискуссионен, поскольку методы возрастной корреляции метаморфических комплексов несовершенны и для большинства районов проблемы палеотектоники и палеогеографии докембрия решаются неоднозначно. Джеспилитоносные формации в настоящее время повсеместно рассматриваются как важные реперы при стратиграфических сопоставлениях, и многие исследователи приходят к выводу о возможности синхронного накопления разных по составу железорудных формаций в пределах одного геосинклинального прогиба. Так, В. М. Чернов (Чернов и др., 1970а) считает, что спилито-диабазовые и лептитовые формации Западной Карелии разновозрастны и накапливались в разных частях геосинклинального прогиба. Он высказывает предположение, что близкими по возрасту могут быть все вулканогенные железорудные формации карелид и свекофенид, а железорудные формации должны рассматриваться как важнейшие маркирующие уровни при корреляции разобщенных толщ. К сходным выводам приходят некоторые исследователи, анализируя распространенность джеспилитоносных комплексов Украинского кристаллического массива (Каляев, 1965, 1967; Жуков, 1971 и др.).

По нашему мнению, кремнисто-железистые толщи, заключенные в древних комплексах, следует рассматривать как продукты базальтового вулканизма, даже если в них отсутствуют пирокластические или эффузивные породы. Во всяком случае возможность такого допущения следует учитывать при расшифровке последовательности геологических процессов, формационных построениях и стратиграфических обобщениях.

Вертикальные ряды формаций, включающие джеспилитоносные комплексы, по-видимому, достаточно разнообразны, однако среди них есть группа, обладающая чертами сходства вне зависимости от районов распространения. Речь идет о формационных рядах геосинклинальных прогибов, заложившихся на кристаллическом основании в раннем протерозое или позднем архее и распространенных на всех современных материках. К этой группе относится и формационный ряд Казахстана, наиболее полно представленный в Карсакапайском синклинории.

История геологического развития Карсакапайского синклинория в раннем протерозое во многом сходна с историей других древних геосинклинальных прогибов. Как отмечалось выше, карсакапайская серия согласно залегает на аралбайской и связана с ней определенной преемственностью, которая отразилась в общности внутреннего строения серий, петрохимическом родстве базальтовых вулканитов и наличии в обеих сериях джеспилитов. Л. И. Филатова выделяет в аралбайской серии две формации — базальную карбонатно-сланцевую и дацитокератофировую (лептитовую). Эти формации образуют непрерывный формационный ряд со спилитовой джеспилитоносной формацией и отражают длительный период в геологической истории раннепротерозойской геосинклинали.

Базальная карбонатно-сланцевая формация подстилается формацией кристаллических сланцев, распространенной на обширной территории. Накоплению базальной карбонатно-сланцевой формации предшествовал длительный перерыв и складчатость, обусловившая высокую степень метаморфизма древней формации Л. И. Филатова (1962) отмечает, что ранний региональный метаморфизм для формации кристаллических сланцев Улутау отвечает амфиболитовой фации, а более поздние метаморфические преобразования имели характер диафорических.

Формации, развитые в Карсакапайском синклинории, метаморфизованы в фации зеленых сланцев, а в основании базальной карбонатно-сланцевой формации устанавливается отчетливое несогласие. Можно предполагать, что накопление этой формации связано с заложением геосинклинального прогиба, восточная граница которого находилась далеко за пределами современной границы Карсакапайского поднятия. В Южном Улутау в основании разреза этого нового геосинклинального комплекса признаков вулканизма не установлено, и базальная формация сложена преимущественно мелкозернистыми терригенными породами с тонкой параллельной слоистостью, среди которых заключены прослои мраморов и обломочных кварцитов. Этот комплекс, мощность которого в Южном Улутау составляет около 1000 м, развит не повсеместно и отсутствует в Северном Улутау. Дальнейшее развитие геосинклинального прогиба — накопление дацит-кератофировой вулканогенно-осадочной формации — связано с возрастающей ролью вулканизма, сначала преимущественно эксплозивного, поставлявшего тонкий пирокристаллический материал дацитового и липарито-дацитового состава, а затем эксплозивного и эффузивного базальтового вулканизма. Появление в

разрезах возрастающего количества базальтовых вулканитов сопровождается и появлением кремнисто-железистых осадков.

Накопление джеспилитоносной спилитовой формации связано с максимальными проявлениями базальтового вулканизма. Несмотря на преемственность между дацит-кератофировой и спилитовой формациями, к границе между ними приурочены резкие изменения условий осадконакопления. Более высокие части разреза Карсакпайского синклинория представлены осадками среднепротерозойского и позднепротерозойского возраста, оторванными во времени от спилитовой формации и не имеющими, по-видимому, прямого отношения к развитию Карсакпайского геосинклинального прогиба. Некоторые особенности вулканизма и строения верхов спилитовой джеспилитоносной формации позволяют предполагать, что их накопление отражает условия замыкания геосинклиналей, предшествовавшие раннекарельской складчатости. Формационный ряд Карсакпайского синклинория, скорее всего, неполон, но даже в таком виде он дает возможности для сравнения с формационными рядами докембрия и палеозоя. Наличие в его низах мощных терригенных толщ позволяет сравнивать его с большим числом древних формационных рядов, описанных на Канадском и Балтийском щитах, в Южной и Центральной Африке, Австралии. Речь идет, естественно, не о полном сходстве в вертикальной последовательности и внутреннем строении формаций, заполняющих геосинклинальные прогибы, а скорее о принципиальном отличии этих формационных рядов от рядов, характеризующих геосинклинали палеозоя и более поздних эо-э-х.

В работе Е. В. Павловского и М. С. Маркова (1963), посвященной специфике развития древних геосинклиналей и платформ, рассматривается строение вулканогенно-осадочных раннепротерозойских комплексов геосинклинального типа для ряда областей. В этой работе интересен общий вывод о специфике, неповторимости разрезов древних геосинклиналей, заложившихся на складчатом и гранитизированном основании. Е. В. Павловский и М. С. Марков отмечают преобладание первично-терригенных пород (или карбонатных) в основании разрезов геосинклинальных комплексов и появление вулканитов лишь в верхних частях, а также сочетание в формационных рядах формаций, традиционно антагонистических для геосинклиналей палеозоя. Так, для Лабрадорской геосинклинали устанавливаются граувакковая, доломито-кремнистая, железо-кремнистая и андезито-базальтовая формации. По мнению авторов, в палеозое три первые формации свойственны миеосинклиналям, а четвертая — эвгеосинклиналям. Вулканогенная формация, близкая формациям начальных этапов развития палеозойских геосинклиналей, оказывается в данном случае верхним членом формационного ряда. Хотя железо-кремнистые формации, по нашему мнению, не имеют прямых аналогов в послекембрийской истории, а наиболее близкие им яшмовые комплексы свойственны, скорее, эвгеосинклиналям, приведенный пример вполне убедителен.

Следовательно, спилитовая джеспилитоносная формация Казахстана оказывается близкой многим древним железорудным формациям не только по внутреннему строению, но и по той роли, которую эти формации играют в развитии геосинклинальных прогибов. Они возникали на стадиях наиболее интенсивного погружения прогибов, обусловленного образованием глубинных разломов, сопровождавшихся активизацией базальтового вулканизма. Спилитовая джеспилитоносная формация Казахстана может рассматриваться в качестве формационного типа для докембрийских джеспилитоносных комплексов, занимающих по

составу промежуточное положение между кремнисто-сланцевыми (терригенными) и вулканогенными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Спилитовая джеспилитоносная формация является важным стратиграфическим репером среди раннепротерозойских комплексов Казахстана, характеризуясь широким площадным распространением, специфическим составом и строением. На ее примере удастся установить ряд закономерностей в железорудном осадконакоплении древних эпох и строении древних раннегеосинклинальных толщ. Некоторые из выводов, вытекающих из рассмотрения данной формации, возможно, могут оказаться справедливыми и для более широкого круга формаций, вмещающих кремнисто-железистые породы. Наиболее важные черты строения описанной формации и выводы, основанные на ее сравнении с железорудными формациями других районов, перечислены ниже.

1. Спилитовая джеспилитоносная формация имеет ритмичное строение, обусловленное чередованием пачек вулканогенных пород основного состава и пачек терригенных пород, вмещающих горизонты железистых кварцитов.

2. Железистые кварциты генетически связаны с основным вулканизмом и представляют продукты метаморфизма тонких хемогенных осадков, исходный материал которых поставлялся в бассейн седиментации газово-жидкими возгонами областей вулканической активности.

3. В локализации железистых кварцитов в разрезе и на площади проявилось влияние двух факторов — цикличности вулканических процессов и изменений палеогеографических условий осадконакопления.

4. Кислые вулканы, возможно, не являются дифференциатами магмы основного состава и генетически не связаны с базальтовыми и андезитовыми. В Карсакпайском синклинии они проявляются на поздних стадиях развития геосинклинального прогиба, и их появление в разрезах совпадает во времени с возникновением палеогеографических и палеотектонических условий, препятствующих накоплению и захоронению хемогенных осадков. Эти условия последовательно охватывают разные участки синклинии, смещаясь с севера на юг.

5. На отдельных участках в спилитовой формации могут возникать ассоциации джеспилитов и кислых вулканитов, свойственные лептитовым формациям, что не может служить основанием для вывода о генетических связях джеспилитов с кислым вулканизмом.

6. Спилитовая джеспилитоносная формация Казахстана обнаруживает принципиальное сходство со многими докембрийскими железорудными формациями мира, занимаемая промежуточное положение между чисто «осадочными», лишенными твердых продуктов вулканизма, и чисто «вулканогенными», в которых терригенные породы почти отсутствуют.

7. Кремнисто-железистые породы локализуются в вулканогенных или вулканогенно-осадочных комплексах в зависимости от удаленности областей осадконакопления от областей интенсивного вулканизма. Значительная их часть могла отлагаться в отдаленных кремнистых формациях (типа курской и криворожской серий). Среди типичных древних железорудных формаций известны примеры, которые могли бы составить условный латеральный ряд от вулканогенных до чисто осадочных.

8. Железисто-кремнистые породы следует рассматривать как свидетельство синхронного им интенсивного основного вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Александрова М. И., Борсук Б. И. Геологическое строение палеозойского фундамента восточной части Бетпакадалы. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. сер., 1955, т. 7.
- Барт Т., Рейтан П. Докембрий Норвегии. «Докембрий Скандинавии». М., «Мир», 1967.
- Белявцев Я. Н. Металлогения докембрийской геосинклинали Украинского щита. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 1.
- Бруевич С. В. К геохимии кремния в море. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1953, № 4.
- Бутузова Г. Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. «Тр. ГИН АН СССР», 1969, вып. 194.
- Дорр II, Дж В. Н., Гилд Ф. В., Барбоза А. Л. М. Образование железных руд Бразилии. «Железорудные месторождения мира», т. 1. М., ИЛ, 1955.
- Дорр II, Дж В. Н. Железистая формация Бразилии и ассоциирующие с ней марганцевые руды. «Международный симпозиум по геологии и генезису докембрийских железо-марганцевых формаций и рудных месторождений. Тез. докл.». Киев, 1970.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Вишневская И. И., Трусова И. Ф., Филатова Л. И. Петрография Центрального Казахстана, т. 1. М., «Недра», 1967.
- Гейер П. Докембрий Швеции. «Докембрий Скандинавии». М., «Мир», 1967.
- Гестил Г., Ноулс Д. М., Бержерон Р. Лабрадорская геосинклиналь. «Тр. XXI МГК», вып. 1. М., ИЛ, 1963.
- Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков руд цветных и редких металлов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Григорьев В. М., Зеленев К. К. Об источнике германия в железных рудах. «Геохимия», 1965, № 5.
- Гросс Г. А. Условия образования основных типов докембрийских железистых формаций. «Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира». Киев, «Наукова думка», 1972.
- Дзюндзидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., «Недра», 1965.
- Дуброва Б. С. Карсакпайское железорудное месторождение в Казахстане. «Разведка недр», 1936, № 23.
- Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М., ИЛ, 1957.
- Егоров Е. В., Тимофеева М. В. Эффузивные железисто-кремнистые формации и железорудные месторождения Малого Хингана. «Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира». Киев, «Наукова думка», 1972.
- Епифанов Б. П. Вопросы стратиграфии Курско-Воронежской антеклизы. «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. центр. районов Европейской части СССР», вып. 2. Калуга, 1959.
- Жуков Г. В. Геология железисто-кремнистых формаций Западноприазовского района. «Геология железисто-кремнистых формаций Украины». Киев, Изд-во АН УССР, 1959.
- Жуков Г. В. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации нижнего протерозоя Украины и закономерности размещения в них полезных ископаемых. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Жуков Г. В. Стратиграфия метаморфического комплекса Приазовского кристаллического массива. «Геологический журнал», 1971, № 1.
- Жуков Г. В., Розанов С. Б. Геологическое строение и перспективы месторождений Болбраун и Керегетас. «Мат-лы по геол. Центр. Казахстана», т. X. Изд-во МГУ, 1971.

Журавлева З. А. Онколиты и катаграфии рифейских отложений Сибири и их стратиграфическое значение. М., «Наука», 1964.

Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блява на Урале. «Тр. ИГН СССР», вып. 71, петр. сер., № 24. М., Изд-во АН СССР, 1946.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.

Зайцев Ю. А. Тектоническое районирование и глубинные разломы западной части Центрального Казахстана. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1957, т. 32, вып. 1.

Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улутуа. Изд-во МГУ, 1961.

Зайцев Ю. А. и др. Основные черты строения докембрия Улутуа (Центральный Казахстан). «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1965, т. 41, вып. 6.

Зайцев Ю. А. и др. Итоги геохронологического изучения докембрия Центрального Казахстана. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1972, № 8.

Зайцев Ю. А., Розанов С. Б. Строение зеленокаменных толщ Карсакпайского синклиория. «Мат-лы по геол. Центр. Казахстана», т. X. Изд-во МГУ, 1971.

Зайцев Ю. А., Филатова Л. И. Новые данные о строении докембрия Улутуа. «Мат-лы по геол. Центр. Казахстана», т. X. Изд-во МГУ, 1971.

Зеленов К. К. Гидротермы зон активного вулканизма как источник накопления железа и алюминия в морских бассейнах на примере вулкана Эбеко. «Проблемы вулканизма. Материалы I Вулканологического совещания». Ереван, 1959.

Зеленов К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 3.

Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». — «Тр. ГИН АН СССР», 1963, вып. 81.

Зеленов К. К. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану Вуху (Индонезия). «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., «Наука», 1965.

Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., «Наука», 1972.

Илларионов А. А. О химическом составе железистых кварцитов и гипогенных руд Михайловского месторождения. «Работы горногеологической станции Курской магнитной аномалии». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Каэн Л. Геология Бельгийского Конго. М., ИЛ, 1958.

Каляев Г. И. Формации и элементы тектонической структуры Украинской железорудной провинции. «Сов. геология», 1962, № 11.

Каляев Г. И. Схема стратиграфии Большого Кривого Рога на основании формационных критериев. «Геологический журнал», 1964, т. 34, вып. 3.

Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.

Каляев Г. И. Метаморфические аналоги геосинклинальных осадочных формаций в Украинском щите. «Пробл. осадочн. геол. докембрия». М., «Наука», 1967, вып. 2.

Кассин Н. Г. Краткий геологический очерк северо-восточного Казахстана. «Тр. ВГРО», 1931, вып. 165.

Князев Г. И., Решитко В. А., Федоровская Л. И. О генезисе железистых кварцитов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1969, № 12.

Колтев-Дворников В. С. История вулканизма Центрального Казахстана в палеозое. «Мат-лы по изуч. геол. Центр. Казахстана». М., СОПС АН СССР, 1940.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. «Тр. лабор. геол. докембрия», вып. 16. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.

Краускопф К. Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. «Геохимия литогенеза». М., ИЛ, 1963.

Краускопф К. Б. Разделение марганца и железа в эндогенном процессе. «Геохимия литогенеза». М., ИЛ, 1963.

Кришнан М. С. Стратиграфия докембрия Индии. «Тр. XXI МГК», вып. 1. М., ИЛ, 1963.

Кришнан М. С. Условия залегания и происхождения железных руд Индии. «Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира». Киев, «Наукова думка», 1972.

Крюков А. С., Беркалиев Н. А., Новохатский И. П. О месторождении железистых кварцитов в Бетпакале. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1970, № 2.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

Куренкина И. Е., Цибизова С. А. Распределение редких элементов в фациальном железорудном профиле. «Рудоносность докембрия КМА». М., «Наука», 1969.

Лебединский В. И. Генезис и классификация спилитово-кератофировых формаций. «Петрографические формации и проблемы петрогенезиса», МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол. (Проблема 16). М., «Недра», 1964.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Дьяконова-Савельева Е. Н. Вулканическая группа Карадага в Крыму. Л., Изд-во АН СССР, 1934.

Ломизе М. Г. Вулканизм северо-западного Кавказа и его связь с тектоникой. Изд-во МГУ, 1969.

Марков М. С. О стратиграфии и тектоническом положении джеспилитовых толщ Карсакпайского синклиория. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1958, № 4.

Марков М. С. Джеспилитовая формация вулканогенно-кремнистого ряда в Карсакпайском синклиории. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Марков М. С. Тектоника южной части Карсакпайского синклиория. «Тр. ГИН АН СССР», 1962, вып. 72.

Международный симпозиум по геологии и генезису докембрийских железомарганцевых формаций и рудных месторождений. Тез. докл. Киев, Изд-во АН СССР, 1970.

Набоко С. И. Вулканические эксгальции и продукты их реакций. «Тр. лабор. вулканологии АН СССР», 1959, вып. 16.

Набоко С. И., Сильниченко В. Г. К вопросу о роли углекислого газа в поствулканическом процессе. «Тр. лабор. вулканологии АН СССР», 1960, вып. 18.

Новохатский И. П. Генетические типы железорудных месторождений Центрального Казахстана. «Железорудные месторождения Центр. Казахстана и пути их использования», М., Изд-во АН СССР, 1960.

Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). «Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой». (Тр. ГИН АН СССР, вып. 93). М., Изд-во АН СССР, 1963.

Плаксенко И. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж, 1966.

Половинкина Ю. И. Стратиграфия и основные черты тектоники Карсакпайского месторождения железистых кварцитов. «Сов. геология», 1948, сб. 31.

Половинкина Ю. И. Основные черты геологии месторождений железистых кварцитов. «Мат-лы ВСЕГЕИ», сб. 4. М., Госгеолиздат, 1948.

Половинкина Ю. И. Натровый метасоматоз как закономерность в образовании месторождений железистых кварцитов. «Записки ВМО», сер. вторая, ч. 78, 1949, вып. 1.

Половинкина Ю. И. Основные и ультраосновные породы Карсакпая в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов. «Тр. ВСЕГЕИ». М., Госгеолтехиздат, 1952.

Половинкина Ю. И. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива (опыт тектоно-магматического анализа). «Тр. ВСЕГЕИ», нов. сер., т. 2, 1954.

Половинкина Ю. И., Розина Б. Б. Железистые кварциты Карсакпая. «Мат-лы по геол. и полезн. ископ.», ч. I. «Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. сер., 1956, вып. 8.

Пригоровский М. М. Обследование медных и железных руд в Тургайской области и Атбасарском уезде Акмолинской области. «Изв. Геол. ком.», 1917, т. 36, № 1.

Пушкина З. В. Железо, марганец, кремний, фосфор, бор, алюминий в морской воде района вулкана Санторин (Эгейское море). «Литол. и полезн. ископ.», 1967, № 2.

Пятницкий П. П. Генетические отношения Криворожских рудных месторождений. «Тр. ин-та прикл. геол. и металлургии», 1924, вып. 3.

Рабкина Р. П. и др. Физические свойства докембрийских пород Южного Улутау. «Вестн. Моск. ун-та», отд. геол., 1971, № 4.

Розанов С. Б. Эволюция вулканизма и закономерности в локализации джеспилитов на примере карсакпайской серии. «V Научн. конференция геологического факультета. Тез. докл.». Изд. МГУ, 1970 (ротапринт).

Розанов С. Б., Филатова Л. И. О железорудных формациях докембрия Улутау (Центральный Казахстан). «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 2. М., «Недра», 1967.

Розанов С. Б., Филатова Л. И. Эволюция вулканизма начальных этапов протерозойской геосинклинали западной части Центр. Казахстана. «VI Научная конференция геологического факультета. Тез. докл.». Изд-во МГУ, 1971 (ротапринт).

Розанов С. Б., Филатова Л. И. Особенности вулканизма начальных этапов развития протерозойской геосинклинали Улутау (Центральный Казахстан). «Вест. Моск. ун-та», сер. геол., 1972, № 2.

Розанов С. Б., Филатова Л. И. Джеспилитовый кератофиро-спилитовый комплекс докембрия Центрального Казахстана и проблема железнакопления. «Тез. докл. всесоюзн. семинара по вулканогенно-осадочному литогенезу». Петрозаводск, 1972.

Розанов С. Б., Фролов Д. К. Эволюция вулканизма и особенности железорудного осадконакопления. «Тез. докл. IV Научн. конф. геол. ф-та. Изд. МГУ, 1969 (роталпринт).

Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. «Геохимия», 1964, № 8.

Руби В. В. Эволюция гидросферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы. «Земная кора». М., ИЛ, 1957.

Русаков М. П., Сатпаев К. И. Месторождения руд железа и марганца в Джезказган-Улутауском и Атаусуйском районах. «Большой Джезказган». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.

Сатпаев К. И. Геологические запасы Карсакпайского железорудного месторождения. «Народное хозяйство Казахстана», 1938, № 2.

Сатпаев К. И. Минеральные ресурсы Джезказган-Улутауского района. (Состояние и перспективы). «Большой Джезказган. Геология и металлогения». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.

Семененко Н. П. Железисто-кремнистые формации, их состав и положение в средней части Украинского кристаллического массива. «Геология железисто-кремнистых формаций Украины». Киев, Изд-во АН УССР, 1959.

Семененко Н. П. Закономерности формирования осадочно-вулканогенных железисто-кремнистых формаций (осадочно-вулканогенная джеспилитовая формация). «Геология железисто-кремнистых формаций Украины». Киев, Изд-во АН УССР, 1959.

Семенов В. П. К вопросу генезиса и условий формирования железистых кварцитов КМА. «Тез. межобл. геол. совещ. по геологии и минеральным ресурсам ЦЧО». Изд-во Воронежск. гос. ун-та, 1962.

Ситыко А. Г. и др. Новый железорудный бассейн в Бетпакале (месторождение Гвардейское). «Сов. геология», 1971, № 8.

Смирнов А. М. Расчленение и корреляция верхнего докембрия Дальнего Востока. В сб.: «Вопросы геологии и рудоносность Дальнего Востока». Владивосток, Изд-во АН СССР, 1965.

Смирнов А. М. Докембрийские образования Дальнего Востока и их минералогия. В сб.: «Проблемы металлогении Советского Дальнего Востока». М., «Наука», 1967.

Страхов Н. М. Железорудные формации и их аналоги в истории Земли. «Тр. ин-та геол. наук АН СССР», 1947, сер. геол. № 2, вып. 73.

Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. «Образование осадков в современных водоемах». М., Изд-во АН СССР, 1954.

Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 5, 8.

Страхов Н. М. Химическое изучение осадочных пород в генетических и корреляционных целях. «Методы изучения осадочных пород», т. II. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1 и 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Страхов Н. М. К познанию литогенеза вулканогенно-осадочного типа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962, № 5.

Страхов Н. М. К познанию подводного вулканогенно-осадочного пороодообразования. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., «Наука», 1965.

Точилин М. С. Происхождение железных кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Точилин М. С., Горяинов П. М. Геология и генезис руд Принмандровского района Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1964.

Трендалл А. Ф. Железистые формации группы Хаммерслей Западной Австралии как типичный пример докембрийских ленточных эвапоритов. «Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира». Киев, «Наукова думка», 1972.

Филатова Л. И. Стратиграфия докембрия Улутау. «Тр. совещ. по унификац. стратиграфич. схем допалеозоя и палеозоя Восточ. Казахстана», т. I. Алма-Ата, 1960.

Филатова Л. И. Порфириобластовые плагиоклазовые гнейсы Улутау (Центральный Казахстан). «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1961, № 2.

Филатова Л. И. Докембрий Улутау. «Мат-лы по геол. Центр. Казахстана», т. V. Изд-во МГУ, 1962.

Филатова Л. И. Стратиграфия метаморфических толщ Центрального Казахстана (в связи с разработкой корреляционной схемы докембрия). «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1970, № 2.

Филатова Л. И., Япаскерт О. В. О протерозойских конгломератах Улутау. «Мат-лы по геол. Центр. Казахстана», т. X. Изд-во МГУ, 1971.

Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии. «Осадочные руды железа и марганца (опыт формационного и геохимического анализа)». «Тр. ГИН АН СССР», вып. 70. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Формозова Л. Н. Генезис и формационный характер докембрийских железистых руд Северной Швеции «Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналий». «Тр. ГИН АН СССР», вып. 141. М., «Наука», 1965.

Фролова Т. И. Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании. «Сов. геология», 1968, № 11.

Фролова Т. И., Рудник Г. Б. «Толентовые базальты подвижных зон континентов и океанов и вариации их в зависимости от структурной обстановки. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1972, № 5.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.

Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». «Тр. ГИН АН СССР», вып. 81. Изд-во АН СССР, 1963.

Хворова И. В. О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., «Наука», 1965.

Чеботарев М. В. Геологическое строение Южно-Хинганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд. «Сов. геология», 1958, № 8.

Чен Юй-ци. Проблема генезиса богатых руд в докембрийских месторождениях полосчатых железных руд Аньшаньского типа провинций Леонин и Шаньдун в северо-восточной части Китая. «Новости зарубежной геологии», вып. 26, 1961.

Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.—Л., «Наука», 1964.

Чернов В. М. и др. Железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1970.

Чернов В. И. и др. Первая находка железистых кварцитов в докембрии Приладожья Карелии. «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 2.

Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1954, № 4.

Шатский Н. С. О фосфоритоносном кулье Карагандинского бассейна. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1955, № 3.

Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 5.

Шехоркина А. Ф. Формации рифея и нижнего кембрия Ханкайского массива Приморья. М., «Наука», 1966.

Школьник Э. Л. Железорудная эффузивно-яшмовая формация и железистые руды Удского района Хабаровского края. «Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира». Киев, «Наукова думка», 1972.

Шлыгин Е. Д. Архейские и протерозойские отложения Северного Казахстана. «Тр. совещ. по унификац. стратигр. схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. I. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Штрейс Н. А. Основные черты стратиграфии докембрия Центрального Казахстана. «Тр. Совещ. по унификац. стратигр. схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. I. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Шубер Г., Фор-Мюре А. Докембрийские железистые и марганцевые формации в районе цепи Анти-Атласа в Марокко. «Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира». Киев, «Наукова думка», 1972.

Щербак В. М. и др. К вопросу о генезисе и метаморфизме железистых и железомарганцевых формаций Казахстана. «Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира». Киев, «Наукова думка», 1972.

Aldrich H. R. The geology of the Gogebic Iron Range of Wisconsin. «Wis. Geol. and Nat. Hist. Surv.», Bull. 71, Ec. ser., 1929, No. 24.

Bruce E. L. Pre-Cambrian iron formation. «Bull. Geol. Soc. America», 1945, vol. 56, No. 6.

Bulljan M. Deep submarine volcanism and the chemistry of the ocean. «Bull. Volkanol.», ser. 2, 1955, No. 17.

Ebert H. Beitrag zur Gliederung des Precambrius in Minas-Gerais. «Geol. Rundschau», 1957, Bd. 45, Nr. 3.

Goodwin A. M. Iron formation Michipioten area, Canada. «Econ. Geol.», 1962, vol. 73, No. 5.

Games H. L. Iron formation and associated rock River District, Michigan. «Bull. Geol. Soc. America», 1951, vol. 62, No. 3.

Games H. L. Sedimentary facies of iron mineral formations. «Econ. Geol.», 1954, vol. 49, No. 3.

Geier P., Magnusson N. H. Geological history of iron ores of Central Sweden. Report of the 18-th session International geological congress, Great Britain, 1948, pt. 13. London, 1952.

Hegemann F., Albrecht F. Eisenerze. «Chemie der Erde». Iena, 1954, Bd. 17, H. 2.

Haggersty S. E. The Laco magnetite lava flow Chile. «Ann. Rept. Dir. Geophysical Lab. Carnegie Inst., 1968—69». Washington, 1970.

Jones H. C. The iron ore deposits of Bihar and Orissa. «Mem. Geol. Surv. Indian», 1934, vol. 63.

Krishnan M. S. Iron ores of India. «Indian minerals», 1952, vol. 6, No. 3.

Landergren S. On the geochemistry of Swedish iron ores. «Sver. geol. undersokn». Arsbok Ser. C 42, 1948, No. 696.

Moor E. S., Maynard I. E. Solution, transportation and precipitation of iron and silica. «Econ. Geol.», 1929, vol. 24.

Oelsner O. Zur Geneseder nord und nattel schwedischen Eisenerlagerstätten. «Geologie», 1961, Jb. 10, H. 6.

Offerberg I. Beskrivning till berggrunds kart bladen Kiruna NV, NO, SV, SO. Sverges geologiska undersokning, berggrundgeologiska och geofysiska kartblad skala 1:50000, ser. AF, No. 1—4. Stockholm, 1967.

Schweigart H. Genesis of the iron ores the Pretoria Series, South Africa. «Econ. Geol.», 1965, vol. 60, No. 2.

Van Hise C. R., Leith C. K. The geology of the Lake Superior. «U. S. Geol. Sur.», 1911, Monogr. 52.

White D. A. The stratigraphy and structura of the Mesabi Range Minnisota. «Bull. Minnisota Geol. Surv.», 1954, No. 38.

КИНЕМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ
ГЛУБИННОЙ СКЛАДЧАТОСТИ
И ТЕКТОНИКА
ПРОТЕРОЗОЙСКОГО
МАЙТЮБИНСКОГО
АНТИКЛИНОРИЯ

В предлагаемой работе рассматривается природа и механизм образования глубинной складчатости, связанной с метаморфизмом — проблема, к которой в последние годы обращаются многие геологи как у нас в стране, так и за рубежом. В. В. Белоусов (1960 и др.) показал специфичность условий возникновения такой складчатости. Нами вопросы кинематики глубинной складчатости решались на примере протерозойского Майтюбинского антиклинория, обнажающегося в южной части гор Улутау (запад Центрального Казахстана). В последнее десятилетие территория Южного Улутау была детально изучена и закартирована геологами МГУ и ЦКТИГУ. Эти работы проводились под руководством Ю. А. Зайцева.

В процессе геологосъемочных работ (1963—1967 гг.) автором совместно с Л. И. Филатовой, И. З. Филиппович и Т. Н. Херасковой было изучено западное крыло и осевая зона Майтюбинского антиклинория. Автор имел возможность ознакомиться с геологическим строением восточного крыла антиклинория, которое изучалось С. Б. Розановым, Л. И. Филатовой и О. В. Япаскуртом. В результате этих работ были выявлены особенности строения и развития Майтюбинского антиклинория, что позволило провести в его пределах специальные структурные исследования.

В структурных исследованиях кроме автора принимал участие студент геологического факультета МГУ Н. Н. Усов. Структурное изучение (1965—1970 гг.) Майтюбинского антиклинория и сопряженного с ним на востоке протерозойского Карсакпайского синклиния, а также наложенных варисийских синклиналей позволило восстановить кинематические условия формирования складчатости в каждой из этих структур и глубинной складчатости в частности. Как будет показано ниже, кинематика глубинной складчатости антиклинория существенно отличается от принятых в геологии кинематических схем образования складок. Это дало возможность выделить новую кинематическую разновидность складок.

Изложенное определяет построение работы, состоящей из трех частей. В I части кратко рассмотрены вопросы геологического строения Майтюбинского антиклинория и сопряженных структур и дана история его развития. Во II части приводится методика структурных исследований и результаты исследований в пределах антиклинория и южной части Карсакпайского синклиния. В III части работы описаны особенности выявленной кинематической разновидности складчатости, разобраны условия ее формирования, сформулированы ее признаки и свойства и показана специфичность локализации некоторых типов месторождений полезных ископаемых в установленной кинематической обстановке.

Работа выполнена на кафедре исторической и региональной геологии и в Центрально-Казахстанской экспедиции геологического факультета МГУ. Автор выражает благодарность коллективу кафедры и экспедиции, в особенности А. А. Богданову и М. М. Москвину за постоянный интерес и внимание к работе. Приятным долгом автор считает выразить признательность В. В. Белоусову, В. Е. Хаину, А. Е. Михайлову и В. В. Эзу за прочтение рукописи и высказанные соображения и замечания. Особо благодарит он научного руководителя работы Ю. А. Зайцева.

С особой теплотой автор благодарит своих коллег по Карсакпайской группе партий ЦКЭ Н. А. Богатыреву, В. А. Голубовского, С. Б. Розанова, Л. И. Филатову, И. З. Филиппович, Т. Н. Хераскову, О. В. Япаскурта, с которыми он на протяжении 10 лет изучал и неоднократно обсуждал геологию Южного Улутау и которые любезно позволили воспользоваться своими материалами при написании данной работы.

С благодарностью автор вспоминает беседы с М. В. Гзовским по обсуждению результатов этого исследования. Автор признателен Е. А. Бабичеву, Ч. Б. Борукаеву, В. С. Буртману, Ю. Я. Вашилову, Ю. Ф. Кабанову, А. В. Лукьянову, Ю. И. Марьенко, В. А. Миллеру, П. Н. Николаеву, Е. И. Паталахе, Л. М. Расцветаеву, С. Г. Самыгину, М. Л. Сомину, С. В. Чеснокову, Ю. В. Юнаковской и другим, кто в той или иной форме принял участие в обсуждении рассматриваемой проблемы.

Автор пользуется случаем выразить благодарность Н. Н. Усову за помощь при сборе полевых материалов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАЙТЮБИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРУКТУР

Протерозойский Майтюбинский антиклинорий (рис. 1, 2, см. вкладку) расположен в пределах Южного Улутау, занимая центральную часть варисцийского Карсакпайского поднятия. Эта крупная структура протягивается в долготном направлении на 130 км, достигая ширины до 40 км. На западе антиклинорий перекрывается каледонским Байконурским синклинорием, а на востоке граничит с протерозойским Карсакпайским синклинорием, восточнее которого находится протерозойский Улутауский антиклинорий. На севере и на юге Майтюбинский антиклинорий погружается под наложенные варисцийские Актасскую и Жийдинскую синклинали. Кроме того, в зоне сочленения с Байконурским синклинорием располагаются варисцийские Сарысайская и Татпенская синклинали.

Сам Майтюбинский антиклинорий по характеру складчатости и проявлению гранитизации может быть подразделен на три долготные зоны: восточное и западное крылья и осевую зону. Две первые зоны по названным признакам практически идентичны, но различаются разрезами слагающих их толщ, регионально метаморфизованными в фации зеленых сланцев. Разделяющая их осевая зона резко отличается по стилю строения и представлена главным образом гранитизированными породами и гранитогнейсами.

Изучение Майтюбинского антиклинория тесно связано с геологическими исследованиями с промышленным освоением западной части Центрального Казахстана, которое началось на рубеже XIX—XX вв. Первые данные о геологическом строении метаморфического комплекса Южного Улутау были приведены в 1910 г. С. Боллом, а позднее А. А. Козыревым, М. М. Пригоровским и А. А. Краснопольским. Однако полно геологическое строение этого района было впервые отражено после Великой Октябрьской революции на картах и в работах И. С. Яговкина, который предложил первую стратиграфическую схему расчленения докембрия и палеозоя. В 40-х годах описываемая территория изучалась К. И. Сатпаевым, И. К. Зайцевым, В. Н. Крестовниковым, Д. Г. Сапожниковым, И. А. Островским и Е. А. Бутаковой. Работы этого периода обобщены в книге «Геология СССР», т. XX (1941), и в тектонических построениях Н. С. Шатского и Н. Г. Кассина.

Существенно детализировал представления о геологическом строении Южного Улутау А. В. Волин (1944—1947 гг.). К этому же вре-

Таблица 1

Сопоставление стратиграфических схем докембрия Южного Улутау (по работам 50-х годов)

Возраст	Серия	По Н. А. Штрейсу (1960)	Серия	По Т. Г. Павловой (1964)	Серия	По Л. И. Филатовой (1962)
		свита и ее характеристика		свита и ее характеристика		свита и ее характеристика
Рифей	Порфирово-порфировая	Акшокинская свита. Диабазовые порфиры и их туфы, 500 м	Еремень-тауская	Акшокинская свита. Миндалекаменные порфиры, 300 м	Коксуйская	Унгулинская свита. Пещеристые и брекчиевидные кварциты и мраморы, 150—200 м
		Лакбайская свита. Кварцевые порфиры, альбитофиры, туфы и туфопесчаники, конгломераты, 1200 м		Лакбайская свита. Кварцевые порфиры, их туфы и порфириоиды, 2000 м		Лакбайская свита. Липаритовые порфиры и их туфы, серицит-полевошпатовые сланцы, диабазовые порфиры, в основании — рассланцованные песчаники и конгломераты, 1500—2000 м
Верхний протерозой	Верхняя железорудная	Карсакпайская свита. Серицитовые, хлоритовые сланцы, графитовые и железистые кварциты, реже мраморы. В основании — брекчиевидные кварциты, 800 м	Карсакпайская	Карсакпайская свита. Кварцитовые слюдяные сланцы, железистые и безрудные кварциты, мраморы, 300—800 м	Верхняя железорудная	Актасская свита. Липаритовые порфиры и их туфы, серицит-полевошпатовые сланцы, 1500—2000 м
		Бурмашинская свита. Порфироиды и зеленые сланцы, реже серицитовые и хлоритовые сланцы с железистыми и безрудными кварцитами, 1500—2000, м		Бурмашинская свита. Порфироиды, зеленые, слюдяные сланцы, железистые и безрудные кварциты, 1100 м		Бурмашинская свита. Зеленые сланцы, порфироиды, диабазовые порфиры, серицит-хлорит-кварцитовые сланцы, филлиты, порфириоиды, железистые кварциты, 1200—1300 м

Возраст	Серия	По Н. А. Штрейсу (1960)	Серия	По Т. Г. Павловой (1964)	Серия	По Л. И. Филатовой (1962)
		свита и ее характеристика		свита и ее характеристика		свита и ее характеристика
Нижний протерозой	Кварцито-сланцевая	Тумурзинская свита. Амфиболовые, слюдяные и графитовые сланцы с мраморами. В основании — конгломераты, 1500 м	Боровская	Тумурзинская свита. Параамфиболиты, кварц-тремалитовые, кварц-диопситовые и зеленые сланцы с прослоями слюдяных и графитовых сланцев. В нижней части (кордовская пачка) — графитовые кварциты и сланцы, 1500 м	Майтубинская	Кантюбинская свита. Верхняя подсвита. Серицит-кварцитовые и серицитовые сланцы, кварциты, порфиroidы 1000—1200 м. Нижняя подсвита. Конгломератовые сланцы, кварциты, графит-кварцитовые сланцы, 500 м
	Порфиroidная	Дюсембайская свита. Порфиroidы, микрогнейсы, слюдяные сланцы, редкие прослои кварцитов, 1500 м		Дюсембайская свита. Порфиroidы с прослоями кварцитов, слюдяных и кварцитовых сланцев, 2500 м		Дюсембайская свита. Порфиroidы, кварцитовые сланцы, 1000—1500 м
		Порфиroidобластовые гнейсы и сланцы			Бектурганская	Ишанская свита. Серицитовые, кварцитовые, хлоритовые и карбонат-хлоритовые сланцы, 1000—1200 м
						Арташинская свита. Слюдяно-кварцитовые, слюдяно-плаггиоклаз — кварцевые и кварцитовые сланцы, редкие амфиболитовые сланцы, 1500—2000 м

мени относятся работы Ю. И. Половинкиной и Л. И. Боровикова. Тектонику западной части Центрального Казахстана описали Д. Г. Сапожников (1948) и П. Н. Крopotкин (1950).

С начала 50-х годов к изучению геологии Южного Улутау приступили экспедиции ГИН АН СССР, МГУ и ЦКГУ, проводившие здесь среднемасштабную геологическую съемку.

Северная часть рассматриваемого района исследовалась Ю. А. Зайцевым, П. Ф. Емельяненко, А. Л. Елиной и др. Вопросы стратиграфии и петрографии докембрия разрабатывались Л. И. Филатовой (1962, 1967 и др.). Южная часть территории изучалась под руководством Н. А. Штрейса, М. С. Марковым, Т. Г. Павловой, А. Л. Книппером и В. М. Добрыниным. М. С. Марков (1962 и др.) рассмотрел строение Карсакапайского синклинория и позицию месторождений железистых кварцитов. Т. Г. Павлова (1964 и др.) описала строение комплекса, слагающего Майтубинский антиклинорий и историю его формирования. А. Л. Книппер (1963 и др.) исследовал тектонику каледонского Байконурского синклинория.

Наиболее полно геологическое строение и развитие Майтубинского антиклинория рассмотрено Т. Г. Павловой, а в самой северной его части — Л. И. Филатовой (табл. 1). Т. Г. Павлова подробно рассмотрела интрузии антиклинория. Ею выделялся комплекс гранитоидов, связанный постепенным переходом с негранитизированными породами. Все граниты рассматривались как единый протерозойский комплекс, возникающий в результате палингенеза. Т. Г. Павлова, рассматривая развитие антиклинория, указала на его конседиментационный характер. Варисийскую историю развития и строение этой территории изложил в своей работе Ю. А. Зайцев (1961).

Результаты работ этого периода отражены в региональных тектонических построениях А. А. Богданова (1954, 1959), на Тектонической карте СССР и сопредельных территорий масштаба 1 : 5 000 000, изданной в 1956 г. (Шатский, Богданов, 1957), и Тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000, 1966 г. (Тектоника Евразии, 1967).

Таким образом, в 50-х годах были заложены основы современных представлений о геологическом строении Южного Улутау.

В этом районе в 1961 г. были начаты крупномасштабные геологические исследования, которые проводились большим коллективом геологов МГУ (Д. Н. Архангельский, Б. А. Богатырев, Н. А. Богатырева, Г. В. Жуков, В. А. Голубовский, Ю. И. Марьенко, В. С. Милеев, А. З. Петренко, С. Б. Розанов, Л. И. Филатова, И. З. Филлипович, Т. Н. Хераскова, О. В. Япаскurt) и ЦКГУ (В. М. Добрынин, Т. А. Еманакoва, Е. М. Сигитова) под руководством Ю. А. Зайцева. Более детальный характер работ, чем все предшествующие, и сочетание их с геофизическими, металлогеническими и другими видами специальных исследований позволили создать более подробную стратиграфическую схему докембрия и составить детальные геологические карты.

Данные, полученные в результате этих работ, нашли отражение в сводке А. А. Богданова (1965), на совещании «Стратиграфия докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня» (Зайцев, Филатова, 1971) и в многочисленных статьях, опубликованных участниками работ.

Накопленный в результате этих исследований материал позволяет с новых позиций рассмотреть вопросы геологического строения Южного Улутау. Из изложенного следует, что рассматриваемая территория в настоящее время достаточно хорошо изучена. На основании всех имеющихся материалов нами ниже дано описание геологического строения Майтубинского антиклинория.

Глава 1

КРАТКИЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских образований, которые слагают Майтубинский антиклинорий и обрамляющие структуры, а также среднепалеозойских отложений, выполняющих наложенные синклинали Карсакпайского поднятия и Джекказганскую впадину, в настоящее время разработана достаточно детально. Изучение и описание разрезов этих образований в процессе геологосъемочных работ с 1961 по 1967 г. позволило сотрудникам Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ составить новую стратиграфическую схему докембрия и уточнить строение палеозойских отложений (Зайцев, Филатова, 1971). Выработанная стратиграфическая схема докембрия значительно отличается от всех схем, предложенных ранее для этой территории.

В основе рассматриваемой стратиграфической схемы докембрия лежат серии, отвечающие крупным естественным историческим этапам. Серии, как правило, разграничены крупными несогласиями. Серия по литологическому признаку подразделяется на свиты, каждая из которых характеризуется специфическим составом. В большинстве случаев свиты отделены друг от друга несогласиями, но уже меньшего значения. По особенностям литологического состава свиты в свою очередь подразделяются на пачки. В основе наименований серий и свит положены местные географические названия; пачки названы по составу слагающих их пород.

В данной работе мы ограничились приведением в схемах сопоставления основных разрезов свит, слагающих Майтубинский антиклинорий, и анализом их строения. Материал по стратиграфии докембрийских комплексов дается кратко, в минимальном объеме, необходимом для правильного понимания строения и развития Майтубинского антиклинория и его взаимоотношений с соседними структурами.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Протерозойские отложения, в известной степени условно, подразделяются на ниже-, средне- и верхнепротерозойские и объединяются в девять серий докембрия.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Нижнепротерозойские образования слагают в пределах Южного Улутау протерозойский Улутауский антиклинорий и восточное крыло

смежного с ним Карсакпайского синклиория. Они подразделены снизу вверх на бектурганскую, аралбайскую и карсакпайскую серии.

Бектурганская серия (по данным Н. А. Богатыревой, Л. И. Филатовой и автора) сложена в основном порфиробластовыми альбитовыми гнейсами, слюдисто-альбитовыми сланцами, актинолитовыми амфиболитами, альбит-хлорит-актинолитовыми сланцами, blastsаммитовыми полевошпатовыми сланцами и порфиритоидами общей мощностью около 5 км. Распространена серия на северо-востоке Южного Улутау, являясь наиболее древним образованием докембрия в рассматриваемом районе и слагая западное крыло протерозойского Улутауского антиклинория.

Породы бектурганской серии регионально метаморфизованы в эпидот-альбит-амфиболитовой фации, а позднее были фельдшпатизированы с образованием альбитовых гнейсов и сланцев. Первично породы серии были осадочными (глинистыми и песчано-глинистыми) и вулканогенными основного состава.

В аралбайскую серию Л. И. Филатовой выделены слюдистые кварцевые и полевошпатовые сланцы, в основном первичной обломочной природы, средние и кислые вулканогенные породы и мраморы общей мощностью около 6,8 км. Аралбайская серия распространена на северо-востоке и востоке значительно шире бектурганской. Она несогласно ложится на бектурганскую серию и согласно перекрывается карсакпайской. Породы серии впервые в разрезе докембрия сохраняют черты первичного строения. Метаморфизм пород серии отвечает фации зеленых сланцев. Гранитизация развита слабо и на ограниченных площадях. Аралбайская серия слабо железорудна. Хемогенные железисто-кремнистые породы ассоциируют в ней с основными вулканитами.

Карсакпайская серия¹ отнесена к низам разрезов докембрия поднятия впервые, если не считать первых стратиграфических схем докембрия И. С. Яговкина. Ранее карсакпайская свита рассматривалась как один из верхних членов разреза докембрия всеми исследователями. Ю. А. Зайцевым и С. Б. Розановым было установлено, что комплекс железорудных образований является серией, а не свитой, но стратиграфическое положение комплекса не изменилось. В последние годы Ю. А. Зайцев и Л. И. Филатова показали, что в бассейне р. Керегетас карсакпайская серия согласно ложится на аралбайскую серию.

Карсакпайская серия сложена порфиритоидами по туфам и лавам базальтового и реже андезитового состава, первичнообломочными кварц-серицитовыми и кварц-полевошпатовыми сланцами, филлитами, мраморами, кварцитами и железистыми кварцитами. Метаморфизм пород серии отвечает фации зеленых сланцев. Карсакпайская серия несогласно перекрывается белеутинской серией верхнего протерозоя на юге и боздакской серией севернее пос. Карсакпай. Основная особенность карсакпайской серии — ее макроритмичность. В основании ритма находятся метаморфизованные вулканиты базальтового и андезит-базальтового составов, а верхняя часть сложена метаморфизованными терригенными, хемогенными породами, с которыми в основном ассоциируют железистые кварциты. Каждый из таких ритмов — всего их четыре — выделен в качестве свиты.

Карсакпайская серия характеризуется некоторой фациальной изменчивостью по простиранию. В полном объеме серия развита лишь на юге, где наблюдаются максимальные мощности и наибольшая полнота разрезов. Севернее отмечены лишь нижние части разреза серии.

¹ Серия подробно описана в первом разделе этого тома.

В целом для карсакпайской серии метаморфизованных вулканитов и осадочных пород мощностью около 4000 м характерно изменение состава вулканитов по разрезу от базальтового к андезит-базальтовому. Кроме того, в верхах появляются кислые эффузивы.

СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Подробнее рассмотрим жийдинскую и майтюрбинскую серии среднего протерозоя, так как они в основном слагают Майтюрбинский антиклинорий. Материал этого раздела приводится по данным Л. И. Филатовой, И. З. Филиппович, О. В. Япаскурта и автора.

Жийдинская серия

Жийдинская серия выделяется впервые. Она слагает осевую зону Майтюрбинского антиклинория, принимает участие в строении обоих крыльев и распространена от р. Тумурза-Сарысай на севере до р. Белеуты на юге, протягиваясь на 130 км. Серия сложена порфироидами, бластопсаммитовыми серицит-кварцитовыми и хлорит-кварц-полевошпатовыми сланцами и кварцитами. Подчиненное значение в строении серии имеют метаморфизованные туфы базальтового и дацитового состава и мраморы, преобладающие в нижней части разреза. Кислые вулканиты появляются в средней части серии и венчают ее. Метаморфизм серии отвечает фации зеленых сланцев. В северной и центральной частях территории породы серии гранитизированы, а в приконтактовых зонах позднеордовикских диоритов и гранодиоритов они ороговикованы до гнейсороговиков и амфиболитроговиков.

Жийдинская серия состоит из двух свит: нижней — кособинской и верхней — дюсембайской общей мощностью около 5000 м.

Ранее толщи жийдинской серии относились Н. А. Штрейсом (1960) к кварцито-сланцевой серии, а Л. И. Филатовой (1962) — к майтюрбинской серии. В 1964 г. нами совместно с И. З. Филиппович было установлено, что кособинская и дюсембайская свиты прорываются гранитами жаункарского комплекса, а вышележащие толщи ложатся несогласно на обе эти свиты и на граниты. В дальнейшем большое значение этого перерыва было подтверждено Л. И. Филатовой после находок перемытых продуктов древней коры выветривания в базальном горизонте жаункарской свиты, трансгрессивно перекрывающей граниты. Таким образом, был установлен стратиграфический перерыв большого принципиального значения, охватывающий эпоху внедрения гранитов и их вывода на дневную поверхность. Это послужило основанием для выделения кособинской и дюсембайской свит в самостоятельную серию, названную по р. Жийде.

Кособинская свита

Кособинская свита сложена кварц-серицитовыми, серицит-кварцитовыми, часто бластопсаммитовыми, сланцами и кварцитами, хлоритовыми сланцами, порфироидами преимущественно по кристаллокластическим туфам липаритового состава, эпидот-хлорит-альбитовыми, эпидот-актинолит-альбитовыми сланцами — метаморфизованными туфами базальтового состава; эпидот-хлорит-кварц-альбитовыми сланцами — метаморфизованными туфами и туффитами дацитового состава. Ограниченным распространением пользуются доломитовые мраморы. В зо-

нах гранитизации породы свиты превращены в биотитовые гнейсы, микро- и мелкозернистые лейкократовые калищпатовые гнейсы.

Кособинская свита названа по горе Кособа, в окрестностях которой она полно обнажена. Эта толща в одной из ранних стратиграфических схем Н. А. Штрейса (1953) была выделена как жийдинская свита, но позднее ее стали относить к аналогам более молодой тумурзинской свиты кварцито-сланцевой серии, известной в северной части района (Штрейс, 1960). Наши работы показали, что отождествление толщи, развитой по р. Жийде, с тумурзинской свитой ошибочно, так как они имеют разный состав и строение, а также разное стратиграфическое положение.

Кособинская свита является самым нижним видимым членом разреза Майтубинского антиклинория. Ее контакты с более древними сериями нигде не установлены. Видимо, она согласно перекрыта порфироидной дюсембайской свитой.

Кособинская свита обнажается с перерывами в долготной полосе шириной в 7—10 км от р. Белеуты на юге до правого берега р. Тумурза-Сарысай на севере на протяжении 120 км. Она слагает осевую зону Майтубинского антиклинория и принимает участие в строении западного и восточного крыльев.

Она прорывается протерозойскими гранитами жуанкарского комплекса, гранитогнейсами, гранит-порфирами и амфиболитизированными габбро, позднеордовикскими габбро и гранитоидами. Породы свиты изменены в обширных полях гранитизации в обрамлении гранитогнейсовых массивов от широты горы Карасире на юге до р. Тумурза-Сарысай на севере. В приконтактной зоне с позднеордовикскими гранитоидами Майтубинского массива, в верховьях р. Дюсембай, породы свиты ороговикованы. Однако улавливаемые на этих площадях черты строения позволяют говорить об их сходстве с определенными частями регионально метаморфизованной кособинской свиты, распространенной на юге.

По литологическому признаку и особенностям строения кособинская свита подразделена нами на четыре пачки (снизу вверх).

Мощность, м

Пачка порфироидов и кварцитов—эпидот-хлорит-альбитовые, эпидот-актинолит-альбитовые сланцы, blastsаммитовые серицит-кварцевые сланцы и кварциты, порфироиды по кристаллокластическим туфам липаритового состава, эпидот-хлорит-кварц-альбитовые сланцы, мраморы, кварциты по мраморам 560—580

Пачка порфироидов и альбитовых сланцев—порфироиды по кристаллокластическим туфам липаритового состава, серицит-кварцевые и эпидот-хлорит-кварц-альбитовые сланцы, частью blastsаммитовые, эпидот-хлорит-альбитовые, эпидот-актинолит-альбитовые сланцы 1030

Пачка серицитовых и хлоритовых сланцев и порфироидов—серицитовые, кварцитовые, частью blastsаммитовые сланцы, порфироиды по кристаллокластическим туфам липаритового состава, хлоритовые сланцы, кварциты по мраморам 1350

Пачка кварцитовых и хлоритовых сланцев—серицитовые, серицит-хлорит-кварцевые и кварцитовые, частью blastsаммитовые сланцы, хлоритовые сланцы, порфироиды по кристаллокластическим туфам липаритового состава, кварциты по мраморам 900

В полях гранитизации две верхние пачки нерасчленены. Это — биотитовые очковые гнейсы, микро- и мелкозернистые лейкократовые микролин-альбитовые гнейсы мощностью 1500 м.

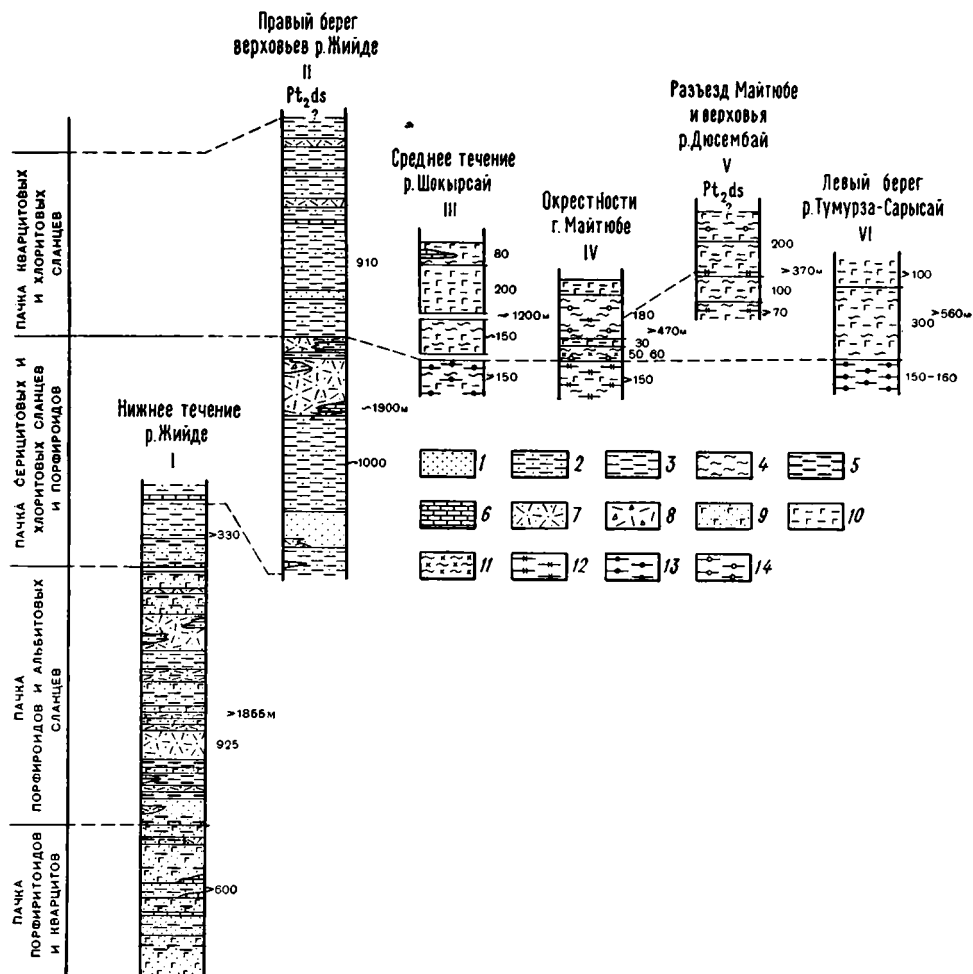


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов кособинской свиты жийдинской серии. Колонки построены по данным: I, II, IV, V — автора; III — Б. А. Богатырева и И. З. Филиппович; VI — Н. А. Богатыревой и автора.

1 — blastsаммитовые серицит-кварцитовые сланцы и кварциты; сланцы: 2 — blastsаммитовые серицит-хлорит-кварцевые, хлорит-кварцевые, хлорит-полевошпатовые; 3 — blastsалевритовые серицитовые, серицит-кварцевые, 4 — серицит-полевошпатовые, серицит-биотит-полевошпатовые, 5 — эпидот-хлорит-кварц-альбитовые; 6 — мраморы, частично окварцованные; порфирииды липаритового состава: 7 — по кристаллокластическим туфам, 8 — по литокластическим туфам; 9 — порфирииды по туфам базальтового состава; 10 — амфиболовые сланцы; 11 — слюдяные узловатые сланцы с гранатом; 12 — гнейсороговики; 13 — микролин-альбитовые гнейсы; 14 — очковые существенно биотитовые гнейсы

Пачка порфиритоидов и кварцитов, пачка порфиридов и альбитовых сланцев распространены лишь на юге рассматриваемой территории, в бассейне р. Жийде. Нижняя из них слагает Кособинскую анти-

клиналь и на ее западном крыле и северной периклинали перекрывается второй пачкой (порфириоидов и альбитовых сланцев).

Пачка порфиритоидов и кварцитов представляет собой пачку переслаивающихся зеленых сланцев с бластопсаммитовыми кварцитами и сланцами и имеет на разных уровнях горизонты мраморов и кварцитов по мраморам, невыдержанные по простиранию (рис. 3, I). Так, слой кварцитов по мраморам имеет максимальную мощность 30 м на южной периклинали (гора Кособа) и быстро уменьшается в мощности при движении на север. Уже в 1,5—2 км к северу этот горизонт составляет лишь 2 м, далее выклиниваясь совсем. Порфириоиды в строении пачки имеют резко подчиненное значение и характеризуются также линзовидным залеганием. Общая видимая мощность пачки около 560—580 м. Вторая пачка — порфириоидов и альбитовых сланцев мощностью около 1000 м — распространена несколько севернее. Сравнивая разрез этой пачки с разрезом подстилающей, можно отметить уменьшение роли порфиритоидов, увеличение значения порфириоидов и эпидот-хлорит-кварц-альбитовых сланцев, образовавшихся, по мнению Л. И. Филатовой, по туфам дацитового состава, т. е. намечается тенденция к покислению вулканитов.

Верхние две пачки свиты располагаются западнее и прослеживаются от р. Белеуты на юге до р. Тумурза-Сарысай на севере. Пачка серицитовых, хлоритовых сланцев и порфириоидов в негранитизированном виде протягивается на север до р. Бозинген (см. рис. 3, II). На западе пачка по разрывному нарушению приведена в соприкосновение с верхним протерозоем. Эта пачка на севере сменяется непосредственно следующей за ней в разрезе пачкой кварцитовых и хлоритовых сланцев. Пачка серицитовых и хлоритовых сланцев и порфириоидов слагает Кулманскую и Южную антиклинали и разделяющую их синклинали. Она прорвана многочисленными мелкими телами амфиболизированных габбро, гранит-порфирами и мелкозернистыми гранитами, а также гранитами жаункарского комплекса. Стратиграфический контакт этой пачки с нижележащей пачкой порфириоидов и альбитовых сланцев не установлен, так как обе пачки сочленены по малоамплитудному разрывному нарушению. И хотя непосредственно стратиграфического контакта между пачками не наблюдается, можно утверждать, что здесь имеется практически непрерывный разрез от одной пачки к другой.

Строение пачки серицитовых и хлоритовых сланцев и порфириоидов может быть представлено в следующем виде (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Серицит-кварцевые и хлорит-кварцевые сланцы	500
2. Бластопсаммитовые мелко- и среднезернистые серицит-кварцитовые сланцы и кварциты	120—150
3. Серицит-кварцевые и хлорит-кварцевые сланцы	400
4. Порфириоиды	около 300

Общая мощность пачки составляет около 1350 м

Сравнивая состав пачки серицитовых, хлоритовых сланцев и порфириоидов с нижележащими пачками кособинской свиты, следует отметить исчезновение из разреза основных вулканитов и преобладание обломочных и кислых вулканогенных пород. Порфириоиды по кристаллотуфам содержат редкие прослои (1—2 м) серицитовых сланцев и пласт (2 м) кварцитов по мраморам. В северных выходах среди кристаллокластических порфириоидов наблюдаются линзовидные прослои до 0,5—1,5 м порфириоидов по литокластическим туфам кислого состава.

ва. По кровле порфиroidного слоя проводится верхняя граница пачки серицитовых, хлоритовых сланцев и порфиroidов.

Пачка кварцитовых и хлоритовых сланцев распространена в верховьях р. Бозинген, где она слагает поле, которое прослеживается от контакта с подстилающей пачкой на север на 20 км до горы Карасире (см. рис. 3, II). Кроме того, имеются ее разрозненные выходы юго-восточнее горы Аксайдынкоши. Она венчает разрез кособинской свиты. Верхний стратиграфический контакт пачки с вышележащей дюсембайской свитой, вероятно, согласный. Он установлен в верховьях рек Бозинген и Дюсембай.

Пачка слагает южные и северные периклинали Кулманской и Южной антиклиналей, а также принимает участие в строении южной периклинали Акырлинской антиклинали.

Наиболее полно пачка представлена в северных выходах. В верховьях р. Бозинген на порфиroidах нижележащей пачки по северной периклинали Южной антиклинали наблюдаются (снизу вверх):

Мощность, м

1. Полосчатые мелкозернистые кварц-хлоритовые, кварц-альбит-хлоритовые сланцы, чередующиеся с прослоями тонкополосчатых тонкозернистых серицит-кварцитовых, хлорит-серицит-кварцевых сланцев, отдельные маломощные (1—2 м) прослои массивных blastосаммитовых мелко- и среднезернистых кварцитов и порфиroidов по кристаллотуфам липаритового состава 500
2. Кварциты по мраморам 5—10
3. Тонкополосчатые тонкозернистые серицит-кварцитовые сланцы, чередующиеся с полосчатыми кварц-хлоритовыми сланцами 100
4. Тонкополосчатые тонкозернистые серицит-кварцитовые сланцы 300

Приведенный разрез, насколько можно судить, согласно перекрывается порфиroidами вышележащей дюсембайской свиты.

Мощность пачки в приведенном разрезе около 900 м.

В окрестностях горы Аксайдынкоши обнажена нижняя часть разреза пачки мощностью 650 м, включающая горизонты окремнелых мраморов и прослои порфиroidов.

К верхней части данной пачки отнесена 350-метровая толща хлоритовых сланцев и кварцитов, обнажающаяся в окрестностях горы Карасире и отделенная от основного поля свиты гранитами Жаункарского массива. Эта толща кварцитов и хлоритовых сланцев на западе несогласно перекрыта жаункарской свитой.

Подытоживая строение кособинской свиты в бассейне р. Жийде, где она не подвергалась гранитизации, можно отметить следующие особенности:

1. Свиту слагают вулканогенные и терригенные породы с прослоями мраморов.

2. Состав вулканитов закономерно меняется по разрезу: в основании развиты основные вулканиты с единичными прослоями кислых, в средней части появляются средние вулканиты и возрастает роль кислых, а в верхней части наблюдаются лишь кислые эффузивы.

Суммарная мощность всех четырех пачек свиты превышает 3800 м.

Гранитизированная кособинская свита имеет разрозненные небольшие выходы в осевой зоне и восточном крыле антиклинория. Эти выходы разобщены полями жаункарских гранитов и гранитогнейсов.

В поле гранитогнейсов (от горы Карасире на север до верховьев р. Татпен) сохраняются гранитизированные породы свиты в ядрах

Жаункарской и Шокайской синклиналей, а иногда они образуют отдельные реликтовые пласты (окрестности г. Койтау). Здесь породы наиболее интенсивно изменены и представлены лейкократовыми микроклин-альбитовыми мелкозернистыми гнейсами и биотитовыми очковыми гнейсами мощностью от 200 до 1000 м с пластами кварцитов. Первичный состав гнейсов устанавливается лишь предположительно. Лейкократовые гнейсы возникли, видимо, по порфироидам и существенно кварцевым и кварц-полевошпатовым сланцам, причем мономинеральные кварциты сохраняются неизмененными. Биотитовые очковые гнейсы развились по слюдистым и хлоритовым сланцам. При такой реконструкции гранитизированные образования отвечают верхней части кособинской свиты.

Более уверенно с верхами свиты сопоставляются разрезы северной части антиклинария от р. Шокурсай до р. Тумурза-Сарысай (см. рис. 3, III—VI). Здесь порфиroidы также преобразованы в лейкократовые гнейсы, а различные меланократовые сланцы превращены в биотит-полевошпатовые, амфибол-полевошпатовые и амфибол-кварцевые сланцы, часто с реликтами обломочного строения. Рассматривая строение свиты на этом участке, можно отметить, что в видимом основании разреза везде отмечен достаточно мощный слой гнейсов по порфироидам (более 150 м). Он может быть сопоставлен с порфироидами, венчающими третью пачку (серицитовых, хлоритовых сланцев и порфиroidов). Выше располагается сланцевая обломочная толща переменной мощности с отдельными прослоями кварцитов, гнейсов по порфироидам и иногда мраморов, сопоставляемая с верхней четвертой пачкой кварцитовых и хлоритовых сланцев. О принадлежности пород к кособинской свите помимо первичного их состава говорит и прорывание этого комплекса гранитами жаункарского комплекса. Установить точно значения мощностей свиты в полях гранитизации невозможно, так как здесь присутствуют многочисленные тела гранитогнейсов. Поэтому гранитогнейсы, развивавшиеся по этой толще, учитывались при расчете мощностей разрезов. Общая мощность кособинской свиты в полях гранитизации оценивается в 1200 м.

Дюсембайская свита

Дюсембайская свита представлена порфироидами преимущественно по кристаллокластическим туфам и лавам, реже литокластическим туфам липаритового состава. Дюсембайская свита выделена Н. А. Штрейсом в 1952 г. и названа по р. Дюсембай. Н. А. Штрейс (1960) и все остальные исследователи Южного Улутау (Филатова, 1962; Павлова, 1964; Марков, 1962) понимали дюсембайскую свиту широко, включая в нее почти все существенно порфиroidные толщи. Наши исследования показали, что дюсембайская свита имеет двухчленное строение. В дальнейшем нами было установлено, что верхняя часть свиты перекрывает несогласно не только нижнюю часть, но жаункарские граниты и породы кособинской свиты. Таким образом, было установлено, что каждая из этих частей является самостоятельной свитой (Зайцев и др., 1965). Были выделены нижняя и верхняя дюсембайские свиты, затем название «дюсембайская» сохранено лишь за нижней свитой, а верхняя названа жаункарской и отнесена к майтубинской серии (Зайцев, Филатова, 1971).

Дюсембайская свита, видимо, согласно лежит на кособинской свите и венчает разрез жийдинской серии. Перекрывается она несогласно майтубинской серией. Места распространения дюсембайской и косо-

бинской свит совпадают, но первая распространена на юг лишь до верховья р. Бозинген. Породы свиты прорваны среднепротерозойскими гранитами жаункарского комплекса и позднеордовикскими гранитоидами. Они изменены в обширных полях гранитизации в обрамлении

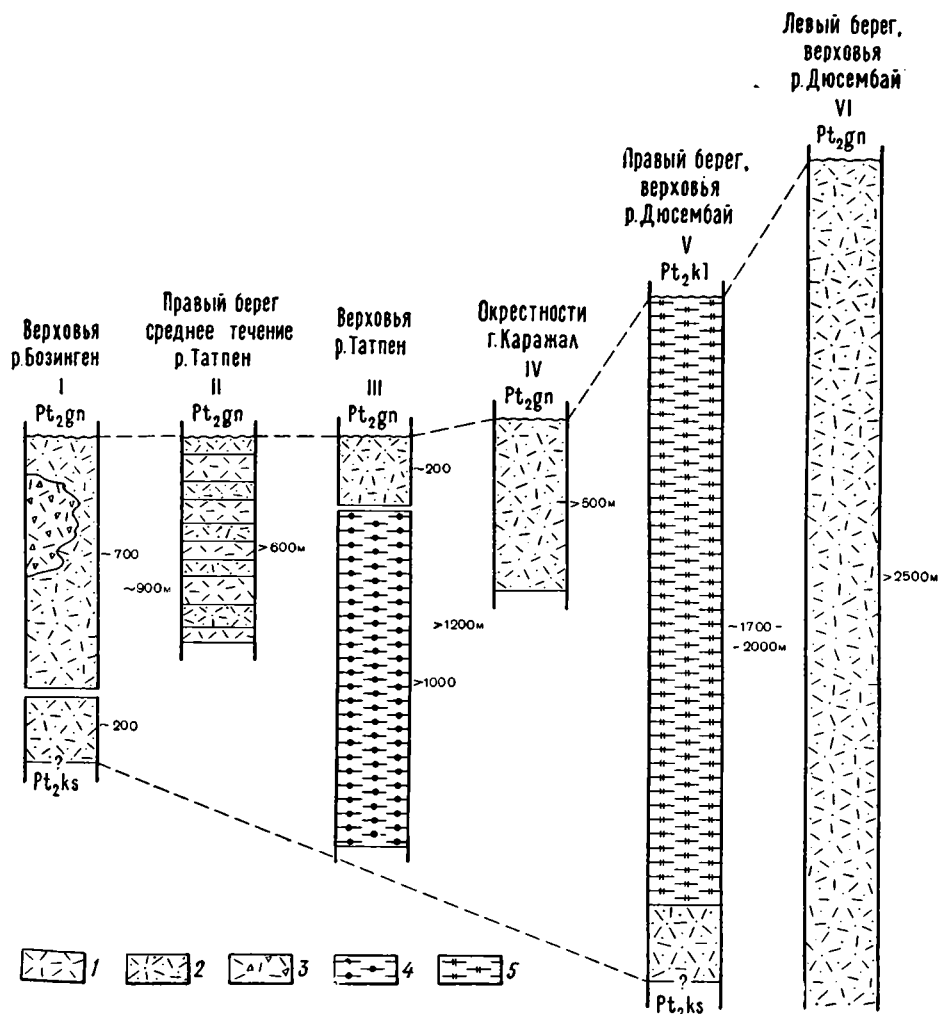


Рис. 4. Схема сопоставления разрезов дюсембайской свиты жийдинской серии. Колонки построены по данным: I — Т. Н. Херасковой и автора; II, III, IV — автора; V — Л. И. Филатовой, И. З. Филиппович и автора; VI — И. З. Филиппович.

Порфириды липаритового состава: 1 — по лавам, 2 — по кристаллокластическим туфам, 3 — по литокластическим туфам; 4 — микроклин-альбитовые гнейсы; 5 — гнейсороговики

гранитогнейсовых массивов в междуречье Жаункара-Шокырса. В контакте с позднеордовикскими гранитоидами Майтубинского массива по правому берегу р. Дюсембай порфириды ороговикованы и превращены в гнейсороговики.

В гранитизованном виде свита в осевой зоне Майтубинского антиклинория слагает изоклинальные складки, запрокинутые на запад.

В простые складки она смята в пределах восточного и западного крыльев антиклинория.

Наиболее широко дюсембайская свита развита в западном крыле антиклинория. Здесь на юге, в верховьях р. Бозинген, на сланцах кособинской свиты, видимо, согласно залегают порфиroidы основания свиты. Свита здесь представлена различными по облику порфиroidами липаритового состава по лито- и кристаллотуфам видимой мощностью свыше 900 м (рис. 4, I).

Порфиroidы перекрываются трансгрессивно жаункарской свитой.

Кроме того, в пределах западного крыла антиклинория дюсембайская свита развита в бассейнах рек Татпен, Сатан, Курайлы и в окрестностях горы Алтуайт. Нигде здесь не наблюдается основание свиты, прорванное гранитами жаункарского комплекса или позднеордовикскими гранитоидами. Повсеместно порфиroidы перекрываются базальными кварцитами жаункарской свиты. Во всех этих выходах свита имеет однородный состав и представлена порфиroidами по кристаллотуфам видимой мощностью 200—600 м. Исключением являются выходы в среднем течении р. Татпен, где встречаются в значительных количествах порфиroidы по лавам липаритового состава (см. рис. 4, II).

Кроме того, дюсембайская свита широко развита в гранитизированном виде в осевой зоне антиклинория в обрамлении гранитогнейсовых массивов (см. рис. 4, III). Здесь ее мощность превышает 1000 м.

Самые северные выходы свиты наблюдаются на погружении антиклинория в бассейне р. Турмуза-Сарысай (см. рис. 4, IV). Основание разреза здесь прорвано среднепротерозойскими гранитами. Порфиroidы по кристаллотуфам мощностью более 500 м, полого погружаясь в северных румбах, образуют простую периклиналь и перекрываются кварцитами жаункарской свиты.

Наиболее обширное поле развития порфиroidов дюсембайской свиты находится в верховьях р. Дюсембай в пределах восточного крыла антиклинория (рис. 4, V, VI). Здесь в ядре Дюсембайской антиклинали обнажаются сланцы кособинской свиты, согласно перекрывающиеся порфиroidами дюсембайской. В западном крыле Дюсембайской антиклинали порфиroidы свиты мощностью 1,7—2 км ороговикованы и превращены в гнейсороговики, трансгрессивно перекрываясь кодыбайшокинской свитой. В восточном крыле антиклинали порфиroidы по кристаллотуфам не изменены и достигают мощности в 2500 м. Они трансгрессивно перекрываются жаункарской и тумурзинской свитами майтубинской серии.

Таким образом, дюсембайская свита имеет очень выдержанный состав на всей территории — порфиroidы по кристаллокластическим туфам липаритового состава, различающиеся характером распределения, количеством, размером и составом бластопорфировых выделений. Исключения составляют среднее течение р. Татпен, где в значительных количествах присутствуют порфиroidы по лавам, и верховья р. Бозинген (порфиroidы по литокластическим туфам). Возможно, лавы в разрезе р. Татпен свидетельствуют о близости вулканических зон, наиболее вероятное местонахождение которых — осевая зона антиклинория. Имеющихся данных недостаточно для выявления закономерностей в распределении мощности свиты на площади.

Дюсембайская свита, венчающая разрез жийдинской серии, имеет липаритовый состав. Магматические формации этого состава, по мнению Ю. А. Кузнецова (1964), имеют позднее образование и приурочены к областям и эпохам восходящих движений. Накопление дюсембайской свиты замыкает среднепротерозойский геосинклинальный прогиб, кото-

рый в дальнейшем после внедрения среднепротерозойских жаункарских гранитов испытал инверсию.

Майтюбинская серия

Майтюбинская серия представлена различными типами порфироидов липаритового состава, полевошпатовыми и существенно кварцевыми сланцами и кварцитами, преимущественно обломочного строения, конгломератовыми сланцами и филлитами. Резко подчиненное значение имеют порфиритоиды, зеленые сланцы, мраморы и железистые кварциты. Породы серии регионально метаморфизованы в фации зеленых сланцев, местами они гранитизированы и превращены в калишпатовые гнейсы, а в контактах с позднеордовикскими гранитоидами изменены, переходя в гнейсоговики.

Серия названа в 1958 г. Л. И. Филатовой по горе Майтюбе. Те же образования описывались Н. А. Штрейсом и его сотрудниками как порфироидная и кварцито-сланцевая серии.

Майтюбинская серия перекрывается несогласно боздакской серией. Она прослеживается в долготном направлении более чем на 150 км от правобережья р. Шагырлы до р. Белеуты на юге при ширине 30—40 км.

Майтюбинская серия своей нижней частью участвует в строении осевой зоны Майтюбинского антиклинория, а верхней — его западного и восточного крыльев. Нынешний объем майтюбинской серии отличается от ее первоначального объема за счет выделения из ее основания жийдинской серии. Изменилась и верхняя граница серии. В ее состав включены свиты от тумурзинской до кумолинской включительно, которые ранее частично относились к боздакской серии (Зайцев, Филатова, 1971). В майтюбинской серии выделяются (снизу вверх): жаункарская, жиландысайская, тумурзинская, колдыбайшокинская, татпенская и кумолинская свиты.

Жаункарская свита

Жаункарская свита представлена порфироидами липаритового состава по кристаллокластическим туфам, реже лавам и литокластическим туфам. Локально в ней развиты туфоконгломераты. В основании свиты залегает базальный маркирующий горизонт кварцитов, серицит-кварцитовых и серицит-графит-кварцитовых сланцев с реликтами обломочного строения. Состав и мощность кварцито-сланцевого горизонта варьируют по площади, составляя от 7 до 60 м. Общая мощность свиты превышает 1500 м.

Свое название свита получила по р. Жаункар, в бассейне которой было установлено ее трансгрессивное налегание на граниты Жаункарского массива. Перекрывается свита несогласно рядом свит майтюбинской серии (жиландысайской, тумурзинской и колдыбайшокинской — на севере и востоке, а последней и на западе) и толщами верхнего протерозоя (на западе и юго-западе).

Жаункарская свита протягивается на 90 км от широты горы Котр на севере до горы Карасире на юге, достигая ширины в 30 км. Она в основном принимает участие в строении западного и восточного крыльев Майтюбинского антиклинория и его северного погружения.

Строение свиты и особенно базального горизонта кварцитов в разных структурных зонах антиклинория несколько различное. В западном крыле жаункарская свита с базальным горизонтом в основании прослеживается на протяжении почти 40 км от верховья р. Курайлы на

юг до бассейна р. Бозинген (рис. 5, I—III). На всем протяжении свита трансгрессивно ложится на граниты жаункарского комплекса и лишь на отдельных участках — на дюсембайскую свиту (бассейны рек Курайлы, Сатан, Татпен) и кособинскую (гора Карасире). Базальный горизонт здесь меняется в мощности от 38 до 60 м, сохраняя трехчленное строение (снизу вверх):

Мощность, м

1. Средне-, крупнозернистые blastsаммитовые, переходящие в blastогравелитовые кварциты и кварцитовые сланцы с линзами конгломератовых сланцев. Галька образует В-линейность, т. е. ориентирована параллельно шарнирам основных складок 20
2. Тонкослоистые тонкозернистые кварц-серицитовые, серицит-кварцитовые сланцы, иногда с линзами мраморов 15—20
3. Тонкоплитчатые тонкозернистые серицит-графит-кварцитовые сланцы и кварциты 23—25

В тонко- и среднезернистых породах В-линейная ориентировка выражена поликристаллическими и полиминеральными агрегатами.

Т. Г. Павлова (1964) прослой кварцитов в порфиroidной дюсембайской (в ее понимании) свите считала линзообразными, размещающимися на разных уровнях.

Базальный горизонт надстраивается мощным разрезом порфиroidов от 400 до 1240 м, перекрывающимся колдыбайшокинской свитой (по р. Сатан) или толщами верхнего протерозоя. В основном свиту составляют порфиroidы различного облика по кристаллокластическим туфам липаритового состава. Лишь по р. Жаункар среди них отмечены линзовидные прослой порфиroidов по литокластическим туфам кислого состава. В разрозненных выходах среди верхнепротерозойских пород выделяются поля порфиroidов, отнесенных к жаункарской свите. В окрестностях горы Басалтуайт Л. И. Филатовой среди них описаны (в керне) мелкие, редкие обломки серицит-кварцевых сланцев. Еще севернее, в 1 км к северо-западу от горы Алтуайт, Е. М. Сигитовой среди порфиroidов установлены туфоконгломераты (400 м) (см. рис. 5, IV). Галька хорошей окатанности размером 1—3 см, иногда до 20—30 см, представлена гранитами и порфиroidами, как установила Л. И. Филатова, дюсембайской и самой жаункарской свиты.

Более однородное строение имеет свита в других структурных зонах антиклинория.

На северном погружении антиклинория, в окрестностях горы Каражол (см. рис. 5, V), на порфиroidах дюсембайской свиты лежат графитовые кварциты (25 м), перекрывающиеся порфиroidами по кристаллотуфам, частично ороговикованным (425 м). В 3,5 км к юго-востоку на горе Аралтобе, уже в восточном крыле антиклинория, свита ложится на жаункарские граниты. Здесь базальные blastsаммитовые кварциты (15 м) перекрываются порфиroidами по кристаллотуфам с прослоями порфиroidов по лавам (около 1200 м). В обоих случаях порфиroidы перекрываются тумурзинской свитой. Кроме того, в восточном крыле антиклинория жаункарская свита участвует в строении Дюсембайской антиклинали, несогласно залегая на порфиroidах одноименной свиты. В восточном крыле антиклинали (см. рис. 5, VIII) в основании свиты лежат средне-, мелкозернистые blastsаммитовые кварциты (4—5 м), вверх сменяющиеся графитовыми (2—3 м). На периклинали в западном крыле (см. рис. 5, VII) Дюсембайской антиклинали в основании находятся маломощные blastsаммитовые кварциты, переходящие в графитовые кварциты и сланцы (10 м).

Выше кварцитов располагаются порфиroidы, достигающие видимой мощности от 90 до 300 м. В западном крыле антиклинали порфиroidы жаункарской свиты позднеордовикскими гранитоидами превра-

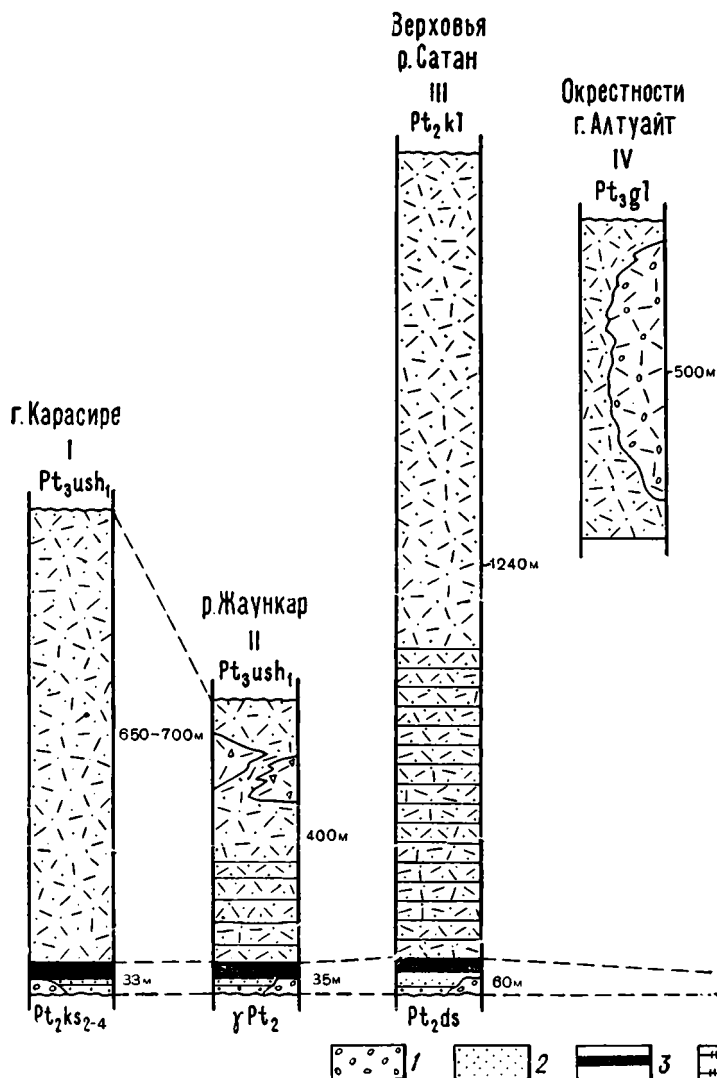
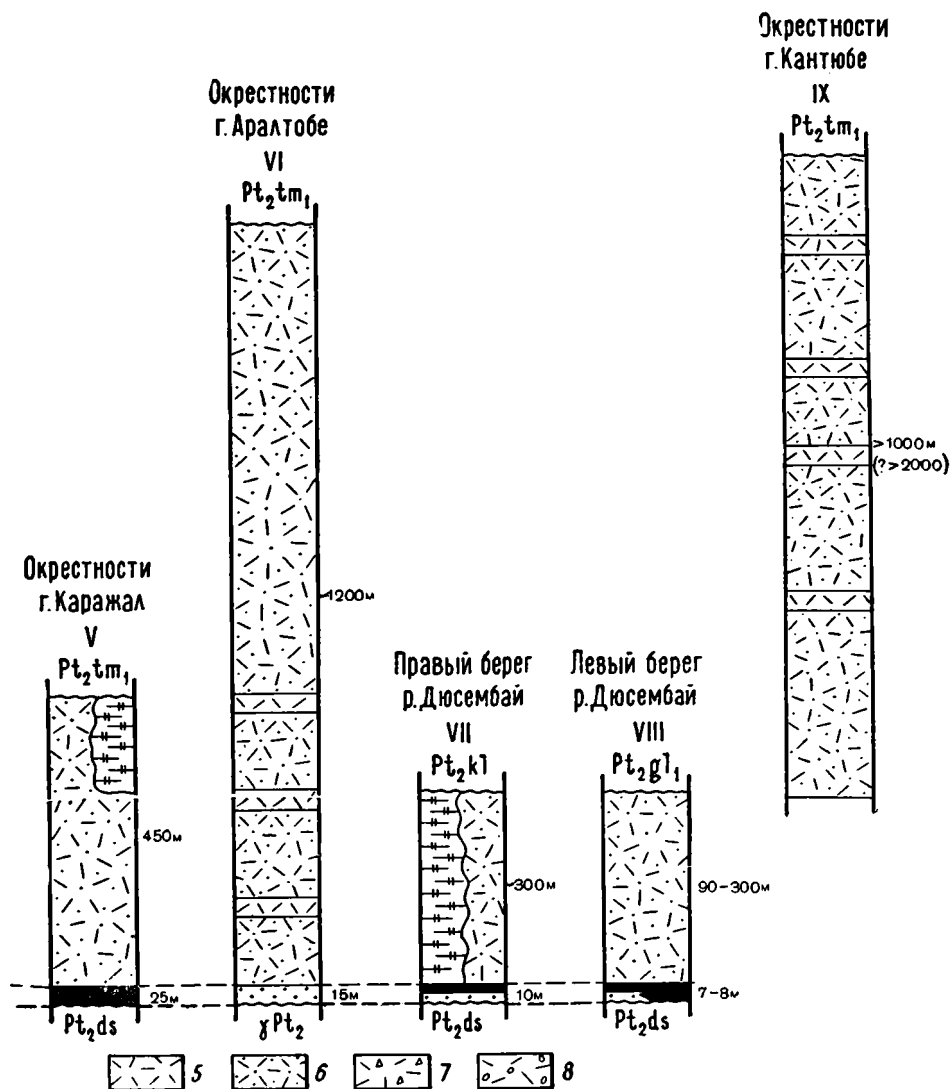


Рис. 5. Схема сопоставления разрезов жаункарской свиты майтубинской серии. Колонки построены по данным: I, II, III, V, VI — автора; IV — Е. М. Сигитовой, Т. Н. Еманаковой и Л. И. Филатовой; VII, VIII — Л. И. Филатовой и И. З. Филиппович; IX — Ю. И. Марьенко.

щены в гнейсороговики. В восточном крыле порфиroidы перекрываются жиландысайской свитой, а в западном — колдыбайшокинской.

Самые северо-восточные, слабообнаженные выходы порфиroidов жаункарской свиты расположены в окрестностях гор Кантюбе, Бозтау, Бетпаккара и Керегетас в ядре Кантюбинской антиклинали (см.

рис. 5, IX). Основание разреза свиты здесь не наблюдается. На западе и юге порфириоиды перекрыты несогласно тумурзинской свитой. По данным Ю. И. Марьенко и И. З. Филлипович, жаункарская свита представ-



Легенда: 1 — конгломератовые, 2 — бластогравелитовые и бластосамшитовые, 3 — графитовые; 4 — гнейсороговники; порфириоиды липаритового состава: 5 — по лавам, 6 — по кристаллокластическим туфам, 7 — по литокластическим туфам; 8 — туфоконгломераты с цементировавшей массой кислого состава

лена порфириоиды по туфам, реже лавам липаритовых порфиров. Видимая мощность свиты оценивается как превышающая 1000 м. Ю. И. Марьенко предполагает, что порфириоиды смяты в долготные линейные (до 1,5—2 км) складки, запрокинутые на запад. Однако замыкания складок не были обнаружены. Линейная складчатость такого типа

не характерна для регионально метаморфизованного комплекса Майтубинского антиклинория и нигде не наблюдается. Можно предположить, что и здесь порфиroidы жаункарской свиты залегают моноклинально, как и в окрестностях горы Аралтобе, и их мощность превышает 2000 м.

В пределах Майтубинского антиклинория жаункарская свита имеет выдержанный порфиroidный состав. В основном это порфиroidы по кристаллокластическим туфам липаритового состава, с резко подчиненным количеством порфиroidов по лавам. Количество последних возрастает в крайних северо-восточных выходах, в окрестностях горы Кантюбе. На западе напротив увеличивается роль обломочного материала (литокластические туфы, туфоконгломераты). В основании свиты повсеместно залегает базальный горизонт кварцитов мощностью от 7 до 60 м. Грубообломочные разности наблюдаются в его основании в тех случаях, когда он ложится на крупнозернистые жаункарские граниты. При этом значительного переноса обломочного материала не происходило, а просто вымывались глинистые продукты коры выветривания. Оставшиеся крупные зерна кварца служили материалом для формирования кварцитов. В тех случаях, когда свита ложится на порфиroidы дюсембайской свиты, базальный горизонт представлен тонкозернистыми графитовыми кварцитами и сланцами, а мощность его минимальная — до 7 м.

Наконец, анализ изменения мощности свиты по площади показывает, что наименьшие значения мощности (300—500 м) свита имеет в осевой зоне антиклинория и в примыкающих к ней частях обших крыльев. Наибольшие значения (более 1200 м) наблюдаются в удалении от осевой зоны антиклинория.

Жиландысайская свита

Жиландысайская свита, по данным Л. И. Филатовой, О. В. Япаскурта и наблюдениям автора, представлена порфиroidами, переходящими в зонах гранитизации в лейкократовые микроклин-плагноклазовые гнейсы и биотитовые очковые гнейсы, в меньшей степени распространены порфиритониды, кварциты и мраморы общей мощностью 3265 м.

Жиландысайская свита выделена в 1964 г. Л. И. Филатовой и О. В. Япаскуртом и названа по одноименному ручью. В более ранних работах Н. А. Штрейса (1960) и М. С. Маркова (1962) конгломератовая часть свиты рассматривалась в составе тумурзинской свиты, а порфиroidная — частично в составе татпенской, частично — дюсембайской свит. Т. Г. Павлова (1964) относила конгломератовые сланцы в сарысайскую свиту, а порфиroidы — к дюсембайской и татпенской.

Жиландысайская свита несогласно перекрывает жаункарскую свиту. На участке горы Курайлы и р. Акбулак она несогласно перекрывается тумурзинской, а в окрестностях горы Тамдаша — кумолинской свитой. Свита распространена в восточном крыле Майтубинского антиклинория. Северные выходы свиты находятся в верховьях р. Тумурза-Сарысай. Снова свита появляется в верховьях р. Дюсембай, прослеживаясь непрерывной полосой до р. Байменды.

В жиландысайской свите выделены четыре пачки (снизу вверх):

Мощность, м

Пачка конгломератов и порфиroidов. В основании — конгломератовые, кварц-серицитовые, иногда зеленые сланцы, с прослоями графитовых кварцитов и мраморов; в средней части — порфиroidы с прослоями порфиритонидов и

конгломератовых сланцев; сверху — серицит-биотит-полевошпатовые, зеленые сланцы и порфироиды с горизонтом белых кварцитов в кровле 815

Пачка порфироидов и полевошпатовых сланцев. Внизу — порфироиды по туфам липаритовых порфиров; сверху — серицит-биотит-полевошпатовые сланцы с прослоями конгломератовых и амфиболовых сланцев, порфироидов, в кровле — бластосаммитовые кварциты 1235

Нижняя пачка порфироидов. Порфироиды по кристаллокластическим туфам липаритовых порфиров . . . 700

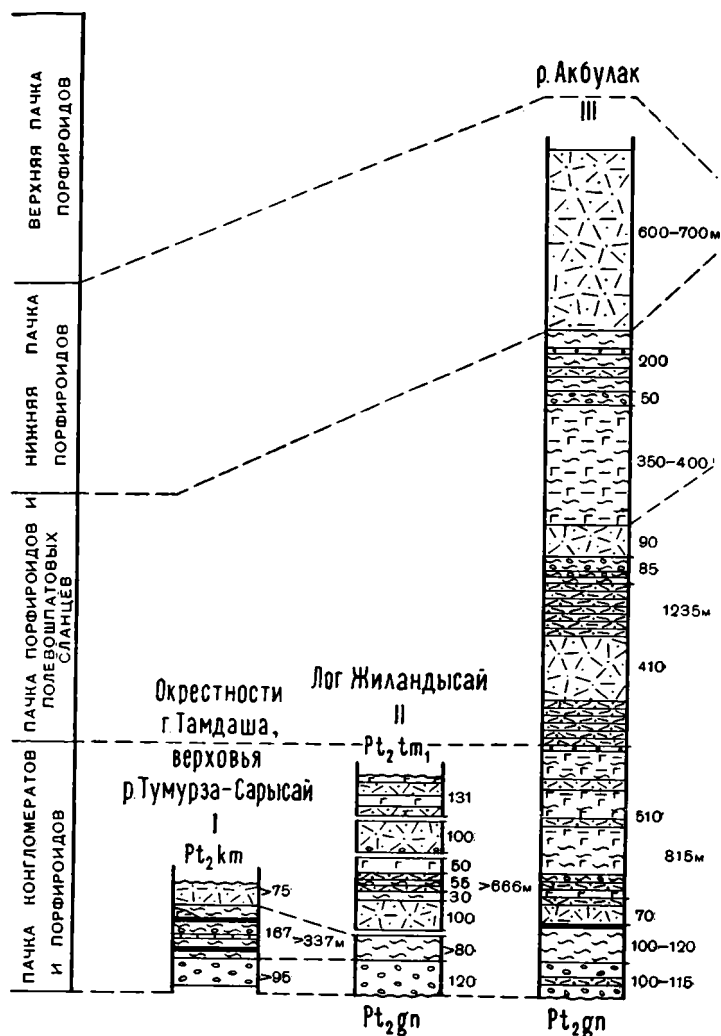
Верхняя пачка порфироидов. Порфироиды преимущественно по кристаллокластическим туфам липаритового состава, в основании — горизонт бластосаммитовых кварцитов, местами графитовых и железистых 515

Выделяемые пачки распространены по площади неравномерно. Пачка конгломератов и порфироидов развита в северной части поля распространения свиты. Она имеет полный разрез лишь по р. Акбулак (рис. 6, III). По логу Жиландысай и в окрестностях горы Тамдаша не наблюдается кровля пачки — она перекрыта соответственно тумурзинской и кумолинской свитами. На этом интервале конгломератовые сланцы основания не меняют существенно своего состава и мощностей. В верхней части пачки при движении на север уменьшается роль зеленых сланцев и порфироидов и увеличивается значение порфироидов, полевошпатовых и кварцевых сланцев.

Пачка порфироидов и полевошпатовых сланцев наблюдается лишь в средней части полосы развития свиты между р. Акбулак и зимовкой Насымбай (см. рис. 6, IV). Лишь у самой зимовки породы гранитизированы, на коротком интервале по простирацию превращаясь в лейкократовые калишпатовые гнейсы (порфироиды) и биотитовые очковые гнейсы (биотитовые разности сланцев). Если последние развились по конгломератовым сланцам, то среди гнейсов сохраняется чужеродная галька, особенно гранитная. Верхние две порфироидные пачки развиты на юге от междуречья Акбулак — Кшитас до р. Байменды. Они не меняют своего строения на всем протяжении (рис. 6, III—VII), лишь бластосаммитовые графитовые кварциты, разделяющие пачки, замещаются железистыми кварцитами между зимовками Насымбай и Тырнак.

Таким образом, жиландысайская свита имеет преимущественно вулканогенный состав. Верхняя часть свиты сложена вообще порфироидами (более 1000 м), а во второй пачке они слагают толщу мощностью около 500 м. Суммарная мощность осадочных пород в разрезе свиты составляет около 600 м. Существенную роль среди них играют конгломератовые сланцы основания, которые встречаются и во второй пачке. По данным Л. И. Филатовой и О. В. Япаскурта, по составу обломочного материала конгломераты — полимиктовые. В сочетании с конгломератовыми сланцами встречаются биотит-полевошпатовые сланцы, которые служат цементом и связаны в разрезе с порфироидами. Л. И. Филатова считает, что эти конгломераты имеют вулканогенно-осадочную природу. Весьма существенным членом разреза свиты, несмотря на малые мощности, являются кварциты и кварцитовые сланцы, иногда железистые, которые встречаются в нижней части свиты, а в верхней разделяют порфироидные пачки. Второстепенное значение в строении свиты имеют первичновулканогенные породы основного состава (порфироиды и амфиболовые сланцы). Они локализованы в верхней части нижней пачки, да и то не повсеместно. Порфироидные толщи относительно выдержаны по простирацию, а осадочные — более измен-

тивы. Конгломератовые и обломочные сланцы на разных уровнях разреза позволяют предполагать наличие несогласий внутри разреза свиты. Достаточно пестрый, в значительной степени вулканогенный состав свиты, ее мощность (3265 м) и локальное распространение свидетельству-



Тумурзинская свита

ют об интенсивных и контрастных движениях при накоплении свиты. Этот режим сохранился и в дальнейшем (в предтумурзинское время), когда свита была эродирована с территории, где вышележащая тумурзинская свита ложится непосредственно на жаункарскую.

Тумурзинская свита, по данным Л. И. Филатовой, О. В. Япаскурта и автора, представлена кварцитами, графитовыми кварцитами, серицитовыми, серицит-биотит-полевошпатовыми и амфиболовыми сланцами, частично blastopсаммитового строения, реже порфиритоидами, порфириоидами и мраморами. На отдельных участках в основании свиты присутствуют конгломератовые сланцы.

Тумурзинская свита выделена в 1953 г. Н. А. Штрейсом и М. С. Марковым. В принимаемом объеме тумурзинская свита отвечает кордовской и нижней части тумурзинской свиты Н. А. Штрейса (1960), нижней части тумурзинской свиты М. С. Маркова (1962) и Т. Г. Павло-

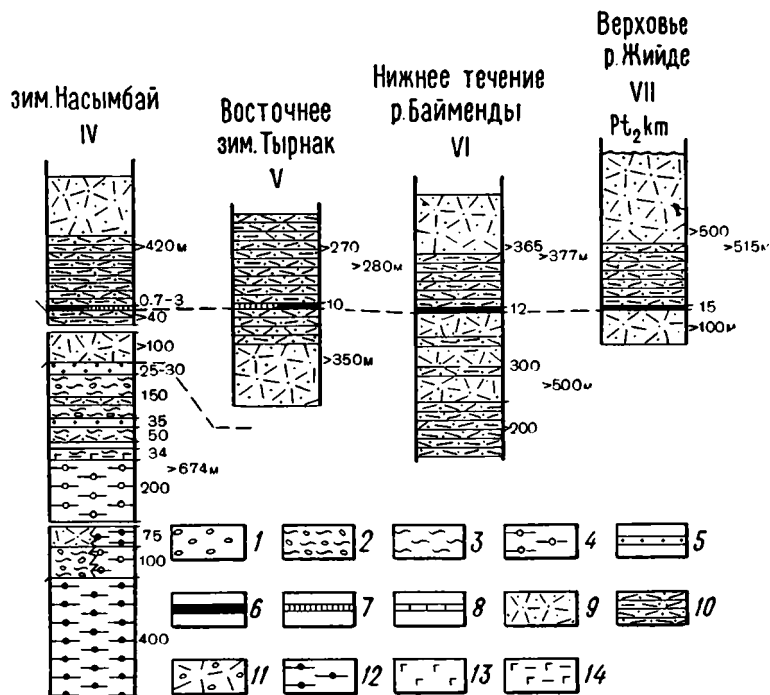


Рис. 6. Схема сопоставления разрезов жиландысайской свиты майтубинской серии. Колонки построены по данным: I, II, III — Л. И. Филатовой, О. В. Япаскурта; IV, V, VI, VII — Л. И. Филатовой, О. В. Япаскурта и автора.

Сланцы: 1 — конгломератовые, 2 — биотит-полевошпатовые с редкой галькой, 3 — серицит-полевошпатовые, серицит-биотит-полевошпатовые; 4 — очковые существенно биотитовые микроклин-альбитовые гнейсы; 5 — blastsравелитовые и blastsсаммитовые кварциты; кварциты и сланцы: 6 — графитовые, 7 — железистые; 8 — мраморы; порфириды по кристаллокластическим туфам липаритового состава: 9 — массивные грубослоистые, 10 — тонкослоистые; 12 — мелкозернистые микроклин-альбитовые гнейсы; 13 — порфиридоиды по лавам основного состава; 14 — зеленые сланцы

вой (1964), не выделявших кордовскую свиту как самостоятельную, и большей части кантубинской свиты Л. И. Филатовой (1962).

Сокращение объема тумурзинской свиты связано с установлением нами в 1963 г. несогласного налегания по правобережью р. Тумурза-Сарысай железорудной части разреза на собственно тумурзинскую свиту. Железорудная часть разреза, рассматривавшаяся ранее всеми в составе тумурзинской свиты, была сопоставлена с колдыбайшокинской свитой (Зайцев и др., 1965; Зайцев, Филатов, 1971). Кроме того, из тумурзинской свиты была выделена толща серицит- и амфибол-кварцевых сланцев и порфиридов, расположенная в районе дороги Карсакпай — Актас и отнесенная Л. И. Филатовой и Д. К. Фроловым к более молодой кумолинской свите.

Тумурзинская свита распространена в северной части Майтюбинского антиклинория, протягиваясь прерывистой полосой по долготе на 45 км от широты горы Котр до горы Кызымчек, при ширине от первых сотен метров до 25 км.

В структурном отношении она слагает северное погружение антиклинория и участвует в строении восточного крыла. В бассейне р. Тумурза-Сарыйсай и в окрестностях гор Кантюбе, Карашоки и Карамола она трансгрессивно перекрывает порфиroidы жаункарской свиты. Южнее, в бассейне р. Дюсембай, свита несогласно ложится на образования кособинской, дюсембайской и жиландысайской свит. На севере свита несогласно перекрывается колдыбайшокинской свитой, а на остальной территории — кумолинской.

По составу в строении свиты можно выделить две пачки (снизу вверх).

Пачка кварцитов (кордовская) включает blastосаммитовые кварциты, графит-кварцитовые, графит-серицитовые, амфиболовые сланцы и филлиты с blastосаммитовыми серицит-кварцевыми и конгломератовыми сланцами в основании. Мощность 300—400 м.

Пачка серицит-биотитовых и амфиболовых сланцев сложена серицит-биотит-полевошпатовыми, серицит-биотит-кварцевыми, амфибол-кварцевыми сланцами, частично blastосаммитового строения, амфиболовыми сланцами и порфироидами с горизонтами blastосаммитовых кварцитов, графит-кварцитовых сланцев и линзами мраморов. Мощность около 700 м.

Наиболее полный разрез свиты описан Л. И. Филатовой в самых северо-восточных выходах, в окрестностях горы Кантюбе (рис. 7, III). Здесь на жаункарских порфироиды трансгрессивно залегают базальные конгломератовые и blastосаммитовые сланцы (100—130 м). Выше пачка кварцитов сложена преимущественно графитосодержащими породами с прослоями амфиболовых сланцев (295 м). Пачка серицит-биотитовых и амфиболовых сланцев в нижней части сложена обломочными серицит-кварцевыми сланцами (150 м), а в верхней — амфиболовыми сланцами с прослоями биотит-полевошпатовых сланцев и порфироидов (300 м). Перекрываются сланцы тумурзинской свиты несогласно колдыбайшокинской свитой. Этот разрез описан в северной части западного крыла Кантюбинской антиклинали. Он существенно не меняется и в южном направлении. Так, на широте горы Карашоки (см. рис. 7, IV) в основании свиты находятся blastосаммитовые сланцы, полностью замещающие конгломератовые, а выше появляются кварциты. Разрез верхней пачки здесь не полный, так как он срезается разрывом. Однако базальные конгломератовые сланцы снова появляются на южной периклинали складки в окрестностях горы Карамола (см. рис. 7, V). Здесь возрастает количество обломочных кварцитов. У горы Карамола обнажена лишь нижняя часть кордовской пачки, перекрываемой несогласно кумолинской свитой.

Несколько иное строение свита имеет юго-западнее, в окрестностях горы Корда (см. рис. 7, II), где также обнажена лишь ее нижняя часть. Кордовская пачка с blastосаммитовыми сланцами в основании сложена графитовыми кварцитами, сланцами и филлитами. В ее верхней части появляются амфиболовые сланцы. Мощность пачки сокращается — 330 м. Верхняя сланцевая пачка здесь представлена лишь своим основанием (80 м) и перекрыта кумолинской свитой.

Самое обширное поле пород тумурзинской свиты обнажается на правобережье р. Тумурза-Сарыйсай, где она слагает северное погружение Майтюбинского антиклинория (см. рис. 7, I). Здесь на порфироиды

дах жаункарской свиты несогласно залегают кордовская пачка, представленная амфиболовыми и биотитовыми сланцами с линзами порфиroidов и горизонтами графитовых кварцитов в основании и кровле. В нижней части сланцевой пачки графитовые кварциты переслаиваются преимущественно с амфиболовыми сланцами. Выше среди последних появляются порфиroidы, серицитовые и биотитовые сланцы. В верхней части пачки среди обломочных кварцитов и сланцев Л. И. Фила-

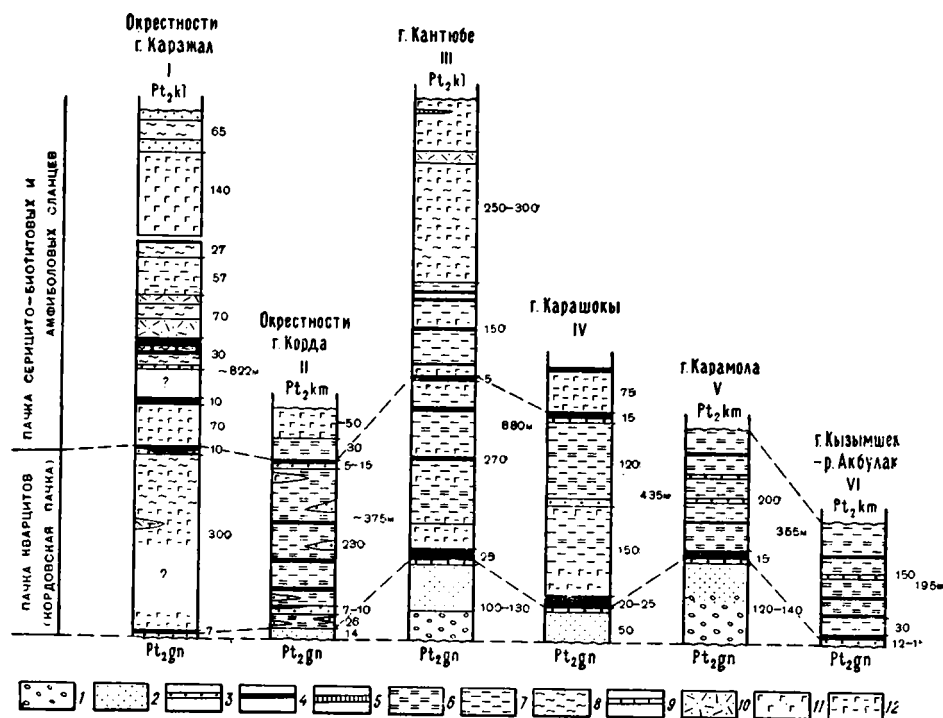


Рис. 7. Схема сопоставления разрезов тумурзинской свиты майтубинской серии. Колонки построены по данным; I — автора с дополнениями Л. И. Филатовой; II — автора; III, IV, V, VI — Л. И. Филатовой и О. В. Япаскурта.

Сланцы: 1 — конгломератные, 2 — бласопсаммитовые серицит-кварцитовые; 3 — бласопсаммитовые и бласогравелитовые кварциты; кварциты и сланцы: 4 — графитовые, 5 — железистые; сланцы: 6 — графит-серицитовые, 7 — серицитовые, серицит-кварцевые; серицит-биотит-кварцевые, частью бласопсаммитовые и бласоалевритовые; 8 — серицит-полевошпатовые, серицит-биотит-полевошпатовые; 9 — мраморы; 10 — порфиroidы по кристаллокластическим туфам липаритового состава; 11 — порфиroidы по лавам основного состава; 12 — амфиболовые сланцы

товой были установлены порфиroidы. Перекрываются здесь породы свиты несогласно колдыбайшокинской свиты. Строение свиты в приведенном разрезе отличается от предыдущих, особенно в его основании. Пачка кварцитов имеет здесь существенно иной состав. Н. А. Штрейс здесь не выделял кордовской свиты, считая, что тумурзинская свита своей верхней частью ложится на порфиroidы. М. С. Марков (1962) и Т. Г. Павлова (1964) считали, что кордовская пачка фациально меняется. Следы фациальных переходов графитовых сланцев в амфиболовые отмечены и Л. И. Филатовой (Зайцев, Филатова, 1971). На юге тумурзинская свита наблюдается от истоков р. Дюсембай до р. Акбу-

лак в восточном крыле Дюсембайской антиклинали. Здесь она представлена лишь пачкой кварцитов, лежащей на породы кособинской, дюсембайской и жиландысайской свит. Перекрывается пачка кумолинской свитой. Наблюдаемая в окрестностях горы Кызымчек 195-метровая толща графитовых кварцитов и сланцев не отличается от остальных разрезов пачки.

Основные различия разрезов свиты восточного крыла Майтубинского антиклинория состоят в характере базальных горизонтов свиты, представленных местами конгломератовыми сланцами, местами blastosammitovymi сланцами и кварцитами. Графитоносность разреза свидетельствует о достаточно глубоководной и восстановительной обстановке осадконакопления. Совершенно иной состав пачка кварцитов имеет на северном погружении антиклинория, где она представлена амфиболовыми сланцами с линзовидными прослоями порфиroidов. Амфиболовые сланцы развились по мергелистым осадкам, которые, видимо, менее глубоководны. Пачка серицит-биотитовых и амфиболовых сланцев имеет практически одинаковое строение на всей территории.

Таким образом, и в тумурзинское время, особенно четко вначале, сохраняется тенденция к конседиментационному воздыманию осевой зоны антиклинория.

Колдыбайшокинская свита

Колдыбайшокинская свита, по данным Ю. А. Зайцева, Л. И. Филатовой, И. З. Филиппович и автора, сложена конгломератовыми сланцами, серицит-биотит (хлорит)-полевошпатовыми, серицит-биотит (хлорит)-кварцевыми и кварцитовыми сланцами, часто обломочного строения, железистыми кварцитами, мраморами мощностью до 600 м.

Колдыбайшокинская свита выделена в 1963 г. В. М. Добрыниным, Ю. А. Зайцевым и Л. И. Филатовой и названа по горе Колдыбайшоко (Зайцев, Филатова, 1971). Выделена она из состава тумурзинской свиты Н. А. Штрейса (1960) и Т. Г. Павловой (1964) и кантубинской свиты Л. И. Филатовой (1962).

В 1963 г. автором колдыбайшокинская свита была выделена в северной части антиклинория (район сопки Каражол) и сопоставлялась с аналогичными отложениями на горе Колдыбайшоко и в окрестностях зимовки Карамола по р. Дюсембай.

Колдыбайшокинская свита распространена в центральной и северной частях территории от горы Кантубе на севере до р. Байменды на юге, протягиваясь с перерывами на расстояние около 60 км при ширине около 20—23 км. Она выполняет синклинальные складки во всех зонах Майтубинского антиклинория.

Наиболее полное строение свиты имеет в западном крыле антиклинория, в окрестностях горы Колдыбайшоко. Здесь она складывает северную центрикулиаль одноименной синклинали, несогласно залегая на порфиroidах жаункарской свиты. В нижней части свиты находятся (рис. 8, I) хлорит-серицит-полевошпатовые сланцы с прослоями обломочных кварцитов и конгломератовые сланцы (250 м). Далее идет железорудная часть свиты, представленная серицит-хлорит-полевошпатовыми и хлорит-серицитовыми сланцами с рассеянной галькой и двумя мощными (до 30 м) прослоями железистых кварцитов. Венчается разрез blastosammitovymi серицит-кварцевыми сланцами и филлитами (130—150 м). Отложения колдыбайшокинской свиты перекрываются порфиroidами татпенской свиты. Общая мощность разреза свиты превышает 600 м. В гальке конгломератовых сланцев, изученной Л. И. Фи-

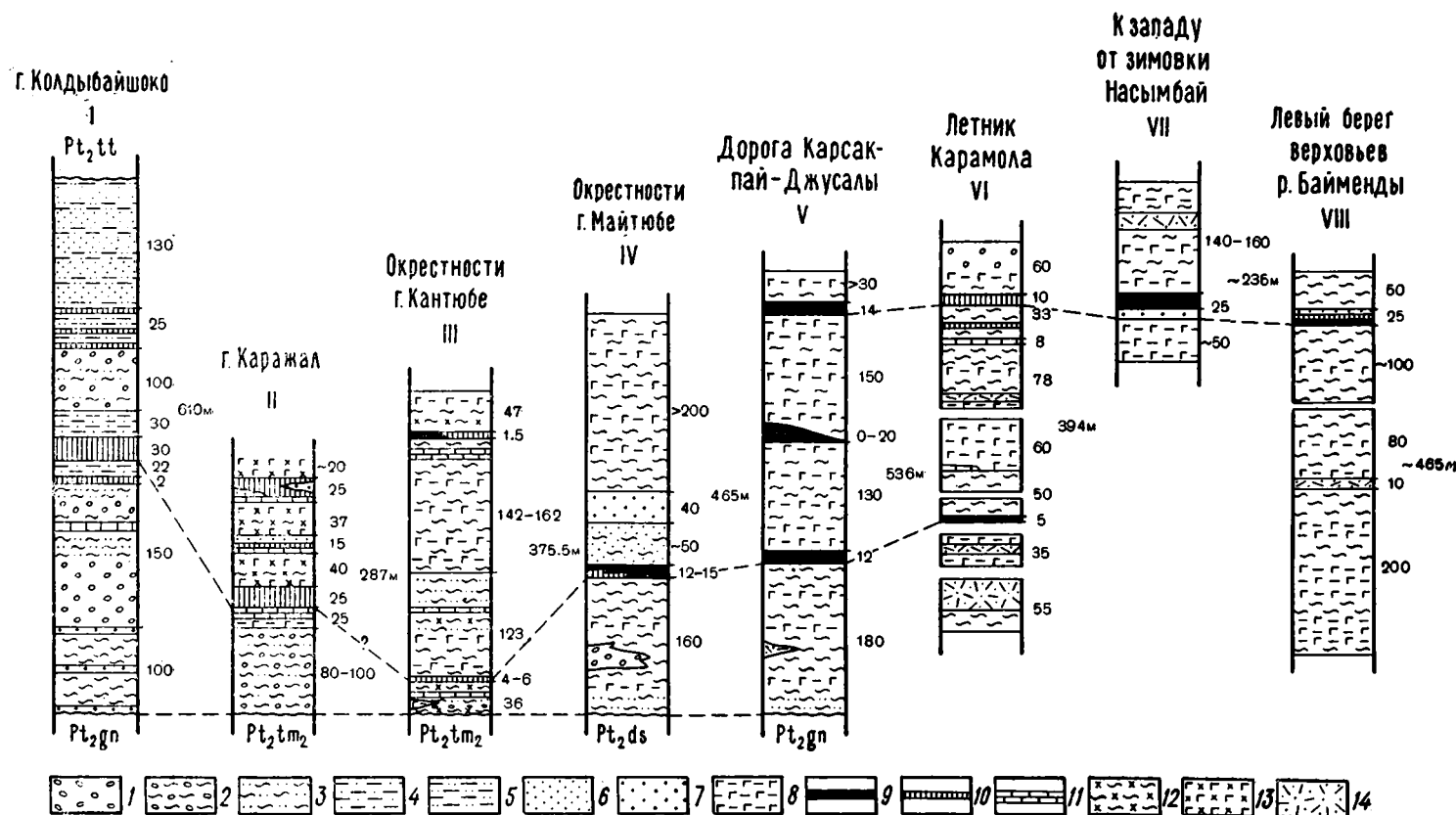


Рис. 8. Схема сопоставления разрезов колдыбайшокинской свиты майтубинской серии. Колонки построены по данным: I, III, VI — Л. И. Филатовой, II, IV, V, VII, VIII — автора.

Сланцы: 1 — конгломератные, 2 — хлорит-серицитовые с редкой галькой, 3 — blastsаммитовые серицит-биотит-полевошпатовые; 4 — blastsаммитовые серицит-хлорит-кварцевые, хлорит-кварцевые, хлорит-полевошпатовые; 5 — филлиты; 6 — blastsаммитовые серицит-кварцитовые сланцы; 7 — blastогравелитовые и blastsаммитовые кварциты; сланцы: 8 — амфиболовые, 9 — графитовые, 10 — железистые; 11 — мраморы; 12 — слюдяные узловатые сланцы с гранатом; 13 — амфиболовые узловатые сланцы с гранатом; 14 — порфиронды по кристаллокластическим туфам липаритового состава

латовой, отмечены породы кособинской, дюсембайской и жаункарской свит и граниты. Важной особенностью является мелкая дисгармоничная складчатость в прослоях кварцитов, значительно расширяющая поля их выходов.

Остальные участки распространения свиты находятся в восточном крыле и на северном погружении антиклинория. Самыми северными из них являются выходы в окрестностях сопки Каражол и горы Кантюбе, где породы ороговикованы Кантюбинским гранитоидным массивом. В районе сопки Каражол (см. рис. 8, II) в основании свиты, лежащей на тумурзинских породах, наблюдаются серицит-биотит-полевошпатовые сланцы с галькой нижележащих пород (80—100 м). Выше располагаются ороговикованные амфиболовые и биотитовые сланцы с прослоями мраморов, обломочных и железистых кварцитов (187 м). Последние достигают мощности до 25 м. Сравнивая строение обоих разрезов, надо отметить их сходство и сближенность рудных горизонтов в последнем.

Выделение колдыбайшокинской свиты в окрестностях горы Кантюбе произведено в 1969 г. Л. И. Филатовой. Строение железорудной свиты здесь ничем принципиально не отличается от строения этой толщи в окрестностях сопки Каражол (см. рис. 8, III). Базальный горизонт (36 м) представлен blastsаммитовыми сланцами с рассеянной галькой. Горизонты железистых кварцитов резко уменьшаются в мощности и удалены друг от друга по разрезу. Вверх по разрезу, по мере приближения к диоритовому массиву, увеличивается роль амфиболовых сланцев и амфиболитороговиков.

Самая крупная полоса распространения пород колдыбайшокинской свиты находится в верхнем течении р. Дюсембай, протягиваясь почти на 40 км по ее правому берегу от горы Майтюбе на севере до р. Байменды на юге. Здесь свита участвует в строении восточного запрокинутого крыла синклинали с гранитоидами позднеордовикского Майтюбинского массива в ядре. Стратиграфические соотношения колдыбайшокинской свиты с нижележащими наблюдаются от горы Майтюбе до летника Карамола, где она последовательно переходит с дюсембайской свиты на жаункарскую (см. рис. 8, IV—VI). На остальной площади эти соотношения — с жиландысайской свитой — тектонические. Кровля колдыбайшокинской свиты не наблюдается, так как породы верхов разреза прорваны диоритами. Здесь свита сложена в основном слюдястыми и амфиболовыми сланцами. На двух уровнях наблюдаются железисто-графитовые кварциты мощностью 10—15 м. В районах летника Карамола и р. Байменды в верхнем горизонте графитовые разности замещаются чисто железистыми. В смежных разрезах (зимовка Насымбай и р. Байменды) (см. рис. 8, VII—VIII) породы значительно гранитизированы и превращены в амфиболитороговики. В основании свиты на всем протяжении наблюдаются слюдястые сланцы с линзами конгломератовых сланцев, мощность которых составляет 140—190 м (увеличиваясь к югу). Возрастает в этом направлении и мощность сланцев, разделяющих железисто-кварцитовые горизонты (со 120 до 250 м), приближаясь к значениям мощности, наблюдаемым у горы Кантюбе.

Характеризуя особенности строения колдыбайшокинской свиты, надо отметить, что она является существенно терригенно-железорудной. Собственно вулканогенные породы в ее строении имеют ничтожное значение, хотя не исключена, по мнению Л. И. Филатовой, первичновулканогенная природа биотит- и амфибол-полевошпатовых сланцев. Ведущую роль в строении играют первичнообломочные породы — бла-

стопсаммитовые кварцсодержащие сланцы и конгломератовые сланцы. Последние в основном сосредоточены в районе горы Колдыбайшоко. На остальной территории они разубожены и имеют линзовидное залегание. По составу конгломераты являются полимиктовыми и содержат граниты и породы кособинской, дюсембайской, жаункарской и тумурзинской свит. Характерным членом разреза свиты являются железистые сланцы и кварциты очень изменчивые по мощности (от 1—5 до 30 м). Железистые сланцы имеют местами обломочное строение и по латерали замещаются графитовыми разностями (в основном на востоке). Железистые сланцы и кварциты ассоциируют с обломочными породами. Амфиболовые сланцы, роль которых особенно велика в северной части и в восточном крыле антиклинория, по мнению Л. И. Филатовой, в значительной части являются приконтактовыми изменениями ордовикских диоритов. Максимальная видимая мощность свиты составляет 600 м (гора Колдыбайшоко), на остальной территории отложения свиты не имеют стратиграфических контактов с вышележащими породами.

Татпенская свита

Татпенская свита в основном сложена порфироидами, а в нижней части имеет прослои слабрудных железистых и графитовых кварцитов.

Впервые она была выделена Н. А. Штрейсом в 1953 г. в среднем течении р. Татпен и опознана на других участках Южного Улутау (Штрейс, 1960; Марков, 1962; Павлова, 1964). Исследования Л. И. Филатовой и О. В. Япаскурта показали, что с порфироидами татпенской свиты р. Татпен ошибочно коррелировались порфиroidы кумолинской свиты. В настоящее время татпенская свита выделяется лишь в течении р. Татпен. Здесь свита выполняет Колдыбайшокинскую синклиналь в западном крыле антиклинория. Подстилается татпенская свита колдыбайшокинской, а перекрывается несогласно верхним протерозоем. Характер нижней границы свиты не совсем ясен. Зона стратиграфического контакта на северной центриклинали слабо обнажена и не позволяет сделать однозначный вывод о характере границы. Л. И. Филатова предполагает несогласное налегание татпенской свиты на колдыбайшокинскую. Это не исключено, так как для антиклинория характерны несогласные соотношения между свитами в эпоху накопления майтюбинской серии. Наличие же в нижней части свиты слабрудных железистых кварцитов свидетельствует о формационной близости этой части разреза с железорудной колдыбайшокинской свитой. Последнее позволяет рассматривать контакт между обеими свитами как согласный.

В основании разреза свиты на северной центриклинали и к югу от горы Колдыбайшоко наблюдаются порфиroidы. Они же, но без самого основания, срезанного разрывом, отмечены в обрывах правого берега р. Татпен, в 4 км южнее. Наблюдаемый здесь разрез в обобщенном виде имеет следующее строение (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Порфиroidы по кристаллотуфам липаритового состава	более 50
2. Тонкозернистые серицит-кварцевые, серицит-полевошпатовые сланцы, местами гематитизированные. В средней части с прослоем частично гематитизированных графитовых кварцитов	47
3. Порфиroidы по кристаллотуфам липаритового состава	30
4. Тонкозернистые слабогематитизированные серицит-кварцитовые сланцы с горизонтом blastopсаммитовых кварцитов в нижней части	100

5. В нижней части (500 м) переслаивание кристаллокластических и литокластических порфириидов, в верхней (300 м) — кристаллотуфы 800

Перекрываются порфирииды кварцитами верхнего протерозоя. Мощность свиты составляет 1027 м. Таким образом, свита имеет двучленное строение: в нижней части — вулканогенно-осадочные породы, а в верхней — вулканогенные кислого состава. Преимущественно вулканогенная татпенская свита является последней мощной порфириидной толщей в разрезе майтубинской серии.

Кумолинская свита

Кумолинская свита, по данным О. В. Япаскурта и Л. И. Филатовой, представлена в нижней части бластопсаммитовыми кварцитами, кварцевыми сланцами и филлитами, часто графитовыми, а в верхней — полевошпат-кварцевыми сланцами и порфиридами общей мощностью около 1300—2000 м.

Кумолинская свита, названная по р. Кумоле, была выделена в 1953 г. Н. А. Штрейсом и описывалась в работах Н. А. Штрейса (1960), М. С. Маркова (1962) и Т. Г. Павловой (1964). Позднее ее рассматривали как нижнебоздакскую подсвиту боздакской свиты Л. И. Филатовой. В настоящее время объем свиты принят несколько иной, так как ранее в нее включались толщи, ныне рассматриваемые в разрезе аралбайской серии.

Кумолинская свита протягивается непрерывно на 150 км от р. Шагырлы на севере до р. Белеуты при ширине выходов от 0,5 до 14 км. Кумолинская свита несогласно ложится на жиландысайскую и тумурзинскую свиты и несогласно перекрывается боздакской серией. На широте горы Кантюбе она прорвана Якономлинским гранитогнейсовым массивом и гранитизирована, а в верховьях р. Жанайдыр и по р. Белеуты изменена в контактах с позднеордовикскими диоритами.

Свита участвует в строении восточного крыла Майтубинского антиклинория и совместно с вышележащей боздакской серией слагает западное крыло и осевую часть смежного с востока Карсакпайского синклинория. Роль свиты в строении антиклинория значительно меньшая, чем у описанных свит, поэтому мы рассмотрим ее очень кратко.

Свита, подразделяемая на две пачки (снизу вверх):

Мощность, м

Пачка бластопсаммитовых кварцитовых сланцев и филлитов представлена серицит-кварцитовыми, серицит-кварцевыми, графит-серицит-кварцитовыми, карбонат- и амфибол-кварцевыми сланцами, часто с обломочным строением, филлитами, графитовыми филлитами и редкими мраморами 700—1400

Пачка порфириидов сложена порфиридами, серицит-полевошпат-кварцевыми сланцами с подчиненными прослоями зеленых сланцев и порфиритоидов. до 600

В основании пачки бластопсаммитовых кварцитовых сланцев и филлитов находится маркирующий горизонт (15—60 м) обломочных кварцитов. В нижней части пачки (700—800 м) преобладают графитовые пиритизированные филлиты, тонко ритмично переслаивающиеся с обломочными кварцитовыми сланцами. В верхней части пачки (200—500 м), начинающейся маркирующим горизонтом бластопсаммитовых кварцитов, обломочные сланцы преобладают над филлитами. Пачка характеризуется некоторыми фаціальными изменениями и значительными

изменениями мощностей по латерали. Минимальные мощности (450 м) она имеет между р. Кумола и широтным отрезком р. Дюсембай, т. е. на интервале выходов гранитогнейсов в ядре антиклинория. К северу и югу пачка постепенно почти удваивает мощность (750—800 м). С увеличением мощности возрастает карбонатность разреза (появляются мраморы и карбонат-кварцевые сланцы), возрастает роль графитовых филлитов и полевошпатовых сланцев и появляются прослои порфиroidов. Более резкое увеличение мощности верхней половины пачки наблюдается вкрест простираия в восточном направлении. Так, в верховьях р. Дюсембай она возрастает с 250 до 600 м. Фациальные изменения при этом выражены в частичном укрупнении обломочного материала с запада на восток.

Пачка порфиroidов характеризуется переслаиванием порфиroidов и полевошпатовых сланцев. Количество порфиroidов в разрезе больше на севере, между верховьями рек Боздаксай и Дюсембай. На юге, от широтного отрезка р. Дюсембай до р. Белеуты, в пачке возрастает содержание blastopсаммитовых серицит-полевошпатовых и серицит-полевошпат-кварцевых сланцев, появляются прослои зеленых сланцев и порфиритоидов. Вкрест простираия с запада на восток в этой пачке увеличивается роль порфиroidов по крупнообломочным туфам.

Кумолинская свита, венчающая разрез майтйюбинской серии, является вулканогенно-осадочной. Ее нижняя часть, составляющая две трети свиты, сложена обломочными породами кварцевого состава и имеет ритмичное флишoidное строение. Возможно, она имеет внутриформационные несогласия внутри нижней пачки, так как в ней встречены обломки пород самой кумолинской свиты. Верхняя пачка свиты сложена порфиroidами, чередующимися с первичнообломочными сланцами. Таким образом, роль кислого вулканизма в ее формировании меньше, чем в нижележащих вулканогенных свитах майтйюбинской серии.

* *
*

Анализируя формационные особенности во многом сходных жийдинской и майтйюбинской серий, Ю. А. Зайцев и Л. И. Филатова выделяли их в вулканогенную лептитовую формацию, соответственно отнеся серии к ее нижней и верхней частям.

Лептитовая формация описана П. Гейером (1967) в протерозое центральной Швеции. В основании ее находятся кислые вулканы, сочетающиеся с карбонатными и железорудными породами, а верхняя часть сложена преимущественно осадочными обломочными породами.

Нам представляется удачным сопоставление обеих серий с лептитовой формацией Швеции, хотя по строению к лептитовой формации Швеции ближе майтйюбинская серия, нежели жийдинская. С другой стороны, нам кажется недопустимым отнесение к одной формации хотя бы и к разным ее частям, серий, разделенных столь значительным перерывом и внедрением гранитов. Н. С. Шатский (1960, 1965) под формацией понимал естественные комплексы горных пород, отдельные члены которых парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности. Он подчеркивал, что эти сложные разногенетические комплексы пород объединяются единством тектонических условий образования (Шатский, 1955). В нашем случае сходные, но не единые условия пороодообразования возникли на разных этапах формирования Майтйюбинско-

го антиклинория. Мы считаем правильным рассматривать каждую серию в качестве самостоятельной формации, выделяя их соответственно в нижнюю и верхнюю вулканогенные лептитовые формации.

Рассмотрение химизма основных и кислых вулканитов обеих формаций (данные Л. И. Филатовой, 1969 г.) показывает, что Na резко преобладает над K только в порфиритоидах основания кособинской свиты. В порфириодах всех свит соотношения K и Na обратные. Сумма щелочей ($K_2O + Na_2O$) во всех кислых вулканитах, за исключением части порфириодов жиландысайской свиты, превышает 7, составляя в среднем 8,5. По мнению Ю. А. Кузнецова (1964), кислый вулканизм с высоким значением суммы щелочей характерен для областей поднятий и орогенов. Можно предполагать, что нижняя лептитовая формация со времени появления кислых эффузивов в кособинской свите отвечает эпохе замыкания геосинклинального прогиба — замедления прогибания (прединверсионная стадия), сменяющейся поднятием (инверсия). Окончанию этой эпохи отвечает внедрение гранитов жаункарского комплекса и выведение их на дневную поверхность. Верхняя лептитовая формация образовалась в условиях устойчивых воздымающих движений, обусловивших режим геоантиклинального поднятия.

Боздакская серия

Боздакская серия, по данным Ю. А. Зайцева, О. В. Япаскурта и Л. И. Филатовой, представлена конгломератовыми, серицит-полевошпат-кварцевыми blastopseammitovymi сланцами в сочетании с порфиритоидами и порфириодами, сменяющимися вверх по разрезу мраморами, кварцитами, серицит-кварцевыми сланцами и филлитами.

Серия прослеживается долготной полосой через Южный Улутау при ширине 10 км. Она выполняет ядро протерозойского Карсакпайского синклинория и участвует в строении его западного крыла. В западном крыле, смежном с восточным крылом Майтубинского антиклинория, боздакская серия несогласно ложится на кумолинскую свиту майтубинской серии. В ядре синклинория она резко несогласно перекрывает карсакпайскую серию (см. рис. 1).

Боздакская серия прежде рассматривалась Н. А. Штрейсом, М. С. Марковым, Т. Г. Павловой и Л. И. Филатовой как нижняя железорудная серия. В ней Н. А. Штрейс и М. С. Марков выделяли татпенскую (порфириодную), белкудукскую (порфиритоидную), кумолинскую (порфириодную) и керегетасскую (порфиритоидную) свиты. В 1962 г. Ю. А. Зайцев, Л. И. Филатова и О. В. Япаскурт установили, что зеленокаменные белкудукская и керегетасская свиты суть одно и то же и залегают на кумолинской свите. За этой свитой было сохранено название белкудукской. В составе серии кроме белкудукской выделяются карасайская и надырбайская свиты, разделенные несогласиями.

Белкудукская свита представлена порфириодами по лавам и туфам базальтового состава, серицит-хлорит-кварцевыми, серицит-полевошпат-кварцевыми, хлорит-серицит-полевошпатовыми сланцами, порфириодами по туфам липаритового состава и конгломератовыми сланцами, с подчиненным количеством филлитов, мраморов и единичным горизонтом слабозелезистых кварцитов. Мощность свиты 1300—1650 м.

Карасайская свита сложена серицит-полевошпат-кварцевыми, конгломератовыми сланцами и порфиритоидами с подчиненными порфириодами. Общая мощность до 600 м.

Надырбайская свита объединяет мраморы, кварциты, квар-

цитовые, серицит- и карбонат-кварцевые сланцы, кварц-хлорит-серицитовые сланцы и филлиты, иногда графитовые, мощностью до 950 м.

Таким образом, боздакская серия первично основных вулканогенных, терригенных и карбонатных пород общей мощностью до 3000 м резко отличается парагенезисом пород от майтюбинской и жийдинской серий. Ее основание слагают основные вулканиды в сочетании с полимиктовыми обломочными породами, зависящими от состава подстилающих пород. Кислые вулканиды играют подчиненную роль. Завершается разрез серии ритмичным чередованием карбонатных и мелкообломочных олигомиктовых пород, часто с графитом. Более высокие карасайские конгломераты имеют вулканогенно-осадочную природу. В гальке наблюдаются и интрузивные породы и породы майтюбинской серии, что говорит о воздыманиях в области Майтюбинского антиклинория. Характер двух нижних свит и наличие внутриформационных несогласий позволяют Л. И. Филатовой рассматривать их как вулканогенную малассонидную формацию.

Верхняя надырбайская свита сложена карбонатными и обломочными мелкозернистыми кварцевыми породами с карбонатным и углистым веществом в цементе. Формирование ее проходило в условиях относительного тектонического покоя. Эта толща рассматривается Ю. А. Зайцевым и Л. И. Филатовой как карбонатно-сланцевая формация.

Анализ несогласий

Выше мы показали, что майтюбинская серия со значительным стратиграфическим несогласием ложится на жийдинскую. Почти все свиты майтюбинской серии между собой соотносятся также несогласно. Если проанализировать характер несогласного залегания каждой свиты, то можно показать, что существуют определенные закономерности в разных структурных зонах антиклинория.

Жаункарская свита у осевой зоны антиклинория ложится непосредственно на граниты жаункарского комплекса (Акырлинская, Сатанская антиклинали и северное погружение антиклинория). По мере удаления от осевой зоны на восток и запад в обоих крыльях антиклинория она переходит на порфиroidы дюсембайской свиты, которые вмещают эти граниты (западные крылья Акырлинской, Сатанской и Куланбайской антиклиналей, Дюсембайская антиклиналь). Таким образом, в преджаункарское время осевая зона наиболее интенсивно воздымается и здесь наиболее глубоко проходил преджаункарский эрозионный срез (табл. 2 и рис. 9 см. вкладку).

Жиландысайская свита наблюдается лишь в восточном крыле антиклинория и ложится на жаункарские порфиroidы. Ограниченность поля распространения контакта не позволяет сделать уверенные заключения о характере несогласия. В восточном крыле Дюсембайской антиклинали она ложится почти на базальные горизонты жаункарской, а севернее, за Бастюбинским разрывом, в районе Тамдашинской антиклинали, — на порфиroidы более высоких уровней. Если при этом учесть амплитуду левостороннего смещения около 10 км по Бастюбинскому разрыву — этот вопрос подробно будет рассмотрен в главах 4 и 6, — то следует, что и в преджиландысайское время осевая зона продолжала воздыматься. Эти движения были, видимо, достаточно контрастными, так как сравнительно недалеко от зоны воздымания накопились почти 4 км образований жиландысайской свиты.

В тумурзинское время процесс воздымания осевой зоны продолжался, хотя здесь уже намечается и зона воздымания на востоке.

Схема сопоставления разрезов структурных зон Майтубинского антиклинория. Составил автор по материалам В. С. Милеева, Л. И. Филатовой, И. З. Филиппович и О. В. Япаскурта

Серия	Западное крыло	Осевая зона	Восточное крыло
Боздакская			Белкудукская свита. Порфиитоиды, порфириды, бластогравелитовые, бластосаммитовые хлорит-серицит-полевошпатовые, серицит-полевошпат-кварцевые сланцы, филлиты около 1000 м
Майтубская	Татпенская свита. Порфириды по кристаллокластическим, литокластическим туфам, реже лавам липаритового состава. В основании—серицит-кварцитовые сланцы с прослоями графитовых и железистых кварцитов около 1000 м		Кумолинская свита. Порфириды, бластосаммитовые серицит-полевошпат-кварцевые сланцы. В нижней части—бластосаммитовые сланцы различного состава, филлиты, мраморы и кварциты 1300—2000 м
	Колдыбайшокинская свита. Хлоритовые, слюдисто-кварцевые, слюдисто-полевошпатовые сланцы обломочного строения, конгломератовые сланцы и мраморы с 2 горизонтами железистых кварцитов 610 м	Колдыбайшокинская свита. Слюдисто-полевошпатовые, амфиболовые и конгломератовые сланцы, мраморы и 2 крупных горизонта железистых кварцитов 287 м	Колдыбайшокинская свита. Слюдисто-полевошпатовые и амфиболовые сланцы с прослоями бластогравелитовых, бластосаммитовых и графитовых кварцитов, переходящих в железистые. Прослой мраморов и порфиридов 375—536 м

Серия	Западное крыло	Осевая зона	Восточное крыло
Майтубинская	Жаункарская свита. Порфириды по кристаллокластическим туфам липаритового состава с линзовидными прослоями порфиридов по литокластическим туфам и туфоконгломератов. В основании — горизонт бластогравелитовых, бластопсаммитовых кварцитов и графитовых сланцев 1240 м	Тумурзинская свита. Амфиболовые и слюдисто-полевошпатовые сланцы, порфиритоиды, прослой бластогравелитовых, бластопсаммитовых графитовых кварцитов и порфиридов 822 м Жаункарская свита. Порфириды по кристаллокластическим туфам липаритового состава. В основании — горизонт графитовых кварцитов, переходящих в бластогравелитовые 450 м	Тумурзинская свита. Амфиболовые и слюдисто-полевошпатовые сланцы с прослоями графитовых кварцитов и порфиритоидов. В нижней части — слюдистые сланцы, графитовые кварциты, сланцы и кварциты с прослоями амфиболовых сланцев. В основании — конгломератовые и бластопсаммитовые сланцы 880 м Жиландысайская свита. В верхней части — порфириды с горизонтом кварцитов; в нижней части — порфириды, слюдисто-кварцевые, слюдисто-полевошпатовые, зеленые сланцы, порфиритоиды, мраморы, графитовые кварциты и конгломератовые сланцы. В зоне гранитизации — лейкократовые микроклин-альбитовые гнейсы, биотитовые очковые микроклин-альбитовые гнейсы 3265 м Жаункарская свита. Порфириды по кристаллокластическим туфам с прослоями порфиридов по лавам липаритового состава. В основании — горизонт графитовых кварцитов более 1000 м

Продолжение табл. 2

Серия	Западное крыло	Осевая зона	Восточное крыло
Жийдинская	Дюсембайская свита. Порфиroidы по лавам и кристаллокластическим туфам липаритового состава с линзами порфиroidов по литокластическим туфам около 900 м	Дюсембайская свита. Порфиroidы по кристаллокластическим туфам липаритового состава. В зоне гранитизации — лейкократовые микроклин-альбитовые гнейсы 500—1000 м	Дюсембайская свита. Порфиroidы по кристаллокластическим туфам липаритового состава 1700—2000 м
	Кособинская свита. Серицитовые, хлоритовые, кварцитовые сланцы обломочного строения, порфиroidы по кристаллокластическим, реже литокластическим туфам липаритового состава, эпидот-хлорит-кварц-альбитовые сланцы. В нижней части — порфиroidы, переслаивающиеся с blastopсаммитовыми сланцами и кварцитами, прослой порфиroidов и мраморов более 3735 м	Кособинская свита в зоне гранитизации. Лейкократовые микроклин-альбитовые гнейсы, очковые биотитовые микроклин-альбитовые гнейсы, амфиболовые и биотитовые сланцы свыше 1000 м	Кособинская свита. В зоне гранитизации. Лейкократовые микроклин-альбитовые гнейсы, амфиболовые и биотитовые сланцы около 500 м

В осевой зоне и вблизи от нее тумурзинская свита ложится на косо-бинскую, дюсембайскую (в Дюсембайской антиклинали) и жаункарскую (на северном погружении антиклинория) свиты, а при движении на восток в восточном крыле Дюсембайской антиклинали (окрестности горы Кызымчек) — на жиландысайскую. На северо-востоке антиклинория в Кантюбинской антиклинали тумурзинские отложения ложатся на порфиroidы жаункарской свиты. Здесь, на востоке, намечается в тумурзинское время другая область поднятий.

Отсутствие на дневной поверхности отложений жиландысайской и тумурзинской свит в пределах западного крыла антиклинория не свидетельствует о том, что они не формировались вообще в этой зоне. Эти образования могут быть «запечатаны» в протерозойском комплексе западнее современных выходов жаункарской свиты в комплексе основания каледонского Байконурского синклинория. С другой стороны, они могли быть эродированы в последующем.

Колдыбайшокинская свита наблюдается во всех структурных зонах антиклинория. В западном крыле она лежит на порфиroidах жаункарской свиты (Колдыбайшокинская синклиналь). В восточном крыле на границе с осевой зоной (западное крыло Дюсембайской антиклинали) она ложится последовательно на порфиroidы дюсембайской и жаункарской свит. При движении на восток (западное крыло Кантюбинской антиклинали) отложения свиты ложатся уже на более молодые породы тумурзинской свиты. Аналогичные соотношения наблюдаются и на северном погружении антиклинория (бассейн р. Тумурза-Сарысай). Таким образом, и в предколдыбайшокинское время сохраняется тенденция к воздыманию в осевой зоне антиклинория.

Татпенская свита наблюдается лишь в западном крыле антиклинория, но ее возможное согласное соотношение с колдыбайшокинской свитой позволяет предполагать, что распространены они были на одной и той же территории. В дальнейшем в предкумолинское время в пределах восточного крыла антиклинория она была эродирована.

Как уже отмечалось, кумолинская свита, развитая лишь на востоке антиклинория, не только переходит при движении на восток на более молодые отложения (с жиландысайских на тумурзинские), но и изменяет состав и мощности на интервале развития гранитогнейсовой осевой зоны. Здесь отмечены О. В. Япаскуртом более грубообломочные фации с меньшими мощностями, чем в северной и южной частях антиклинория.

Белкудукская свита — базальная свита боздакской серии — также при движении на восток ложится на более высокие части разреза кумолинской свиты. Все изложенное показывает, что несогласия, отделяющие свиты майтюбинской серии и боздакскую серию, имеют характер угловых. Но эти угловые несогласия являются не структурными, а угловыми трансгрессивными наложениями, свидетельствующими о конседиментационном развитии на месте антиклинория геоантиклинального поднятия в майтюбинское и боздакское время. Характер развития территории в жийдинское время не ясен. Возможно, прогиб этого времени — большая мощность жийдинской серии позволяет предполагать наличие прогиба — инверсировал с внедрением жаункарских гранитов. Территория сохранила тенденцию к воздыманию и в дальнейшем. Наиболее интенсивные воздымания приходились на осевую зону. Они приводили на каждом этапе к наиболее глубокой эрозии этой зоны. Это подтверждается составом галек конгломератовых сланцев майтюбинской серии, изученных Л. И. Филатовой и О. В. Япаскуртом, состоящих из пород подстилающих свит

и жаункарских гранитов. Исключение представляет галька альбитизированных гранитов, не известных в пределах Южного Улутау, источник сноса которой, по предположению Ю. А. Зайцева, располагается к западу от Майтубинского антиклинория.

Заложение антиклинального поднятия в осевой зоне и постоянную тенденцию к его воздыманию мы связываем с процессом зарождения и развития гранитогнейсового ядра антиклинория. В. Е. Хаин (1964, стр. 66) указывал на связь формирующихся геоантиклинальных поднятий с процессами гранитизации. Он писал: «Новообразование геоантиклиналей надо связывать с ультраметаморфизмом осадочных толщ и их превращением в граниты под влиянием трех факторов, сочетающихся в глубоких геосинклинальных прогибах: 1) повышение температуры в связи с опусканием дна прогиба; 2) дополнительном повышении температуры в связи с накоплением мощных, особенно глинистых толщ, обладающих низкой теплопроводностью; 3) поступлением из мантии вдоль глубинных разломов летучих веществ — «гранитизаторов».

Это воздымание не только привело к конседиментационному развитию поднятия в майтубинское время, но сохранилось и в дальнейшем, когда в позднем протерозое сами гранитогнейсы сформировавшегося антиклинория оказались вскрытыми процессами эрозии и попали в гальку конгломератов верхнего протерозоя¹.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

В разрезе докембрия Улутау в верхнем протерозое выделяются кокчетавская серия кварцитов и преимущественно вулканогенные коксуйская и белеутинская серии, рассматриваемые как позднерифейские, кроме того, акбулакская и улутауская серии, относимые к аналогам вендского комплекса Русской плиты и Урала или юдомского комплекса Сибирской платформы.

Кокчетавская серия (первоначально как свита) была выделена Е. Д. Шлыгиным в пределах Кокчетавского массива. Она представлена первичнотерригенными мономинеральными кварцитами. К кокчетавской серии в Южном Улутау Ю. А. Зайцевым и Л. И. Филатовой (1971) отнесена уштобинская свита.

Уштобинская свита сложена белыми сливными кварцитами, бластоалевритовыми, бластосаммитовыми серицит-кварцитовыми, серицит-кварцевыми и серицит-хлорит-кварцевыми сланцами мощностью около 1300 м. Свита выделена в 1963 г. В. М. Добрыниным, Ю. А. Зайцевым и Л. И. Филатовой в окрестностях урочища Уштобе на левобережье р. Татпен. В 1964 г. нами было установлено двухчленное строение свиты. В основании лежит пачка бластосаммитовых сланцев (180—300 м), перекрываемая пачкой кварцитов (1000 м). Свита несогласно перекрывает жаункарскую и татпенскую свиты майтубинской серии и, по наблюдениям Л. И. Филатовой, перекрывается несогласно-улутауской серией. Свита прорвана позднеордовикскими габбро. Она участвует в строении восточного крыла каледонского Байконурского

¹ Представления В. С. Милеева о существовании закономерно проявившегося в течение среднего протерозоя поднятия в осевой зоне Майтубинского антиклинория и связи его с растущим гранитогнейсовым ядром спорны. Материалы по изменению мощностей и фаций толщ среднего протерозоя, анализу несогласий недостаточны для подобных заключений. «Гранитогнейсовое ядро антиклинория» возникло значительно позже образования как жийдинской серии и жаункарских гранитоидов, так и самой майтубинской серии, так как гранитизация захватывает все свиты последней вплоть до кумолинской. По радиогеохронологическим определениям и геологическим данным гранитизация относится к рубежу среднего и позднего протерозоя (прим. редактора).

синклинория (см. рис. 1). Ю. А. Зайцев (1968) отметил широкое площадное распространение кокчетавской серии и ее аналогов на западе Центрального Казахстана. Он так же, как и Е. Д. Шлыгин (1968), предполагает, что условия ее формирования были близки к платформенным и выделяет кокчетавскую серию в платформенную кварцито-песчаниковую формацию.

Белеутинская серия, по Ю. А. Зайцеву и С. Б. Розанову, развита в основном в южной части рассматриваемого района. Она приурочена к Карсакпайскому синклинорию и территориально связана с карсакпайской серией. В строении серии принимают участие порфироиды андезитового и базальтового составов, порфироиды по туфам и лавам липаритового и липарит-дацитового составов и туфоконгломератовые сланцы. В меньшей мере присутствуют вулканогенно-обломочные, кремнистые и карбонатные образования. Метаморфизм серии отвечает фации зеленых сланцев, но отмечается лучшая сохранность первичных текстур пород, нежели в сходной по составу карсакпайской серии. Белеутинская серия несогласно, но без структурного несогласия, перекрывает карсакпайскую, а в районе пос. Карсакпай — и боздакскую серию. В серии выделяются три свиты (снизу вверх).

Аккииксайская свита порфироидов, порфириондов, туфоконгломератовых сланцев с линзами мраморов и двумя горизонтами микрокварцитов, сопровождающихся blastopсаммитовыми сланцами, филлитами и серицит-альбитовыми сланцами. Мощность 1100—1300 м.

Шолакская свита порфироидов по лавам и туфам андезитового и базальтового составов с туфами липарит-дацитового, липаритового составов. Мощность около 1000 м.

Алтуайтнуринская свита порфироидов, внизу — базальтового, сверху — андезитового составов, завершающаяся туфами дацитов. Видимая мощность около 600 м.

Нижние две свиты залегают согласно между собой, а алтуайтнуринская свита ложится на шолакскую несогласно.

Возраст белеутинской серии как позднепротерозойский основывается на перекрывании боздакской серии и радиогеологических данных. Определения альфа-свинцовым методом по сингенетичным цирконам из порфириондов аккииксайской свиты равны 750 ± 70 — 860 ± 80 млн. лет (Зайцев, Зыков и др., 1972).

Коксуйская серия, по данным Т. Н. Херасковой, сложена преимущественно лавами и туфами, частично спекшимися туфами липаритового состава с подчиненным количеством диабазов, плагиоклазовых порфиритов, туфитов и туфоконгломератов мощностью около 4600 м. Отличительная черта серии — отсутствие проявления метаморфизма. Серия является типичной наземной краснокаменной порфировой формацией. Коксуйская серия распространена локально в пределах восточного крыла Байконурского синклинория. Основание разреза серии не известно. От толщ Майтубинского антиклинория она отделена под варисийской Сарысайской синклиналью долготным Актасским разрывом, к которому приурочены трещинные массивы позднепротерозойских субщелочных гранитов актасского комплекса.

По сопоставлению с аналогичными толщами Атасу-Моинтинского водораздела (Зайцев, Филатова, 1971) принимается ее более высокое положение по отношению к кокчетавской серии. Перекрывается коксуйская серия несогласно акбулакской и улутауской сериями — аналогами вендского комплекса.

Акбулакская серия, по Ю. А. Зайцеву и Т. Н. Херасковой, представлена осадочными и вулканогенно-осадочными породами (1500 м).

Территориально поля распространения акбулакской и подстилающей ее коксуйской серией приходятся на одни и те же участки. Она принимает участие в строении восточного крыла каледонского Байконурского синклинория, несогласно ложась на коксуйскую и перекрываясь несогласно улутауской серией. В базальных конгломератах серии впервые в гальке встречаются гранитогнейсы и актасские субщелочные граниты.

Улутауская серия завершает разрез докембрия и представлена осадочными породами мощностью около 2000 м. Она составляет ядро и восточное крыло Байконурского синклинория, несогласно залегая на акбулакской, коксуйской, кокчетавской сериях и на метаморфических породах среднего протерозоя. Улутауская серия тесно связана с породами нижнего палеозоя.

* *
*

Широким распространением в пределах каледонского Байконурского синклинория пользуются кембрийские и ордовикские отложения. Акбулакская и улутауская серии, а также кембрийские отложения в осевой зоне синклинория характеризуются максимальными мощностями и отсутствием перерывов в осадконакоплении, а в восточном крыле — сокращенными по мощности разрезами и многочисленными перерывами.

Средне-верхнепалеозойские отложения Южного Улутау распространены локально в наложенных синклиналях (см. рис. 1, 2). Кроме того, здесь ограничено развиты платформенные юрские и кайнозойские отложения.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГРАНИТОГНЕЙСОВОГО И ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Интрузивные и гранитогнейсовые образования Южного Улутау имеют в основном гранитоидный состав и широкий возрастной диапазон. Почти полностью они приурочены к Майтубинскому антиклинорию. В Карсакпайском синклинии встречаются позднепротерозойские и, очень ограниченно, раннепалеозойские интрузии. Последние достаточно широко развиты в Байконурском синклинии (см. рис. 1, 2).

Интрузивные породы Южного Улутау были детально изучены и расчленены на комплексы И. З. Филиппович, по данным которой написан данный раздел. Среди интрузий и гранитогнейсов выделяются следующие комплексы:

- 1) среднепротерозойский комплекс крупнозернистых разгнейсованных гранитов;
- 2) среднепротерозойский комплекс порфиробластовых гранитогнейсов;
- 3) позднепротерозойский комплекс рассланцованных амфиболизированных габбро-диабазов;
- 4) позднепротерозойские сиениты Карсакпайского массива;
- 5) позднепротерозойский комплекс субщелочных калиевых гранитов;
- 6) позднеордовикский комплекс гранитоидов.

Для выделенных гранитогнейсового и интрузивных комплексов И. З. Филиппович совместно с Ю. А. Зайцевым были получены данные радиологического возраста (Зайцев и др., 1968, 1972).

Среднепротерозойский комплекс крупнозернистых разгнейсованных гранитов (жаункарский комплекс). Это наиболее широко распространенные, самые древние, метаморфические интрузии, приуроченные к осевой зоне и западному крылу Майтубинского антиклинория. Граниты образуют ряд крупных массивов, вытянутых в долготном направлении (с севера на юг: Северо-Сарысайский, Шокырсайский, Куланбайский, Жаункарский и Жийдинский массивы). Они прорывают жийдинскую и перекрываются майтубинской серией, обнажаясь в ядрах антиклиналей. Контакты гранитов с вмещающими породами — резкие, интрузивные. На контактах вмещающие породы ороговикованы и фельдшпатизированы (зоны до 10 см). Разгнейсовые разности гранитов условно разделяются с гранитогнейсами в восточном контакте Жаункарского массива.

Интрузии гранитов однофазовые и имеют однородное строение. Они представлены лейкократовыми биотитовыми равномернозернистыми

ми гранитами, в составе которых на севере плагиоклаз преобладает над микроклином. Структура гранитов — гранитная. Первичная ориентировка минералов в них отсутствует.

На значительных площадях граниты подвергались региональному разгнейсовыванию с образованием гнейсогранитов, приобретая средние и мелкозернистые структуры, местами с реликтами крупнозернистого строения (кварц и полевой шпат образуют гранулированные поликристаллические, но мономинеральные агрегаты). В гнейсогранитах наблюдается линейность, образованная вторичным мелкочешуйчатым биотитом. Линейность имеет пологие залегания ($10-30^\circ$) с падением в восточных, северо-восточных румбах и совпадает по ориентировке с линейностью более молодых гнейсов и гранитогнейсов, что свидетельствует об их генетической связи. Зоны разгнейсовывания (от 2 до 6 км) имеют линейный характер и усиливаются вдоль разрывов. Жильные породы комплекса представлены биотитовыми порфировидными и мелкозернистыми гранитами, также подвергшихся разгнейсовыванию.

Возраст гранитов принимается среднепротерозойским на основании прорывания ими жийдинской серии и перекрытия майтубинской, а также на основании образования по ним гнейсогранитов, генетически связанных со среднепротерозойскими гранитогнейсами. Возраст гранитов по циркону (альфа-свинцовый метод) равен 1180 ± 100 млн. лет. Эти значения возраста могут быть омоложенными, так как граниты подверглись последующему метаморфизму и гранитизации.

Таким образом, граниты жаункарского комплекса являются магматическими доскладчатыми образованиями, возможно, частично ремобилизованными в зонах гранитизации.

Среднепротерозойский комплекс порфирообразных гранитогнейсов. Практически все гранитогнейсовые массивы Южного Улутау сосредоточены в осевой зоне Майтубинского антиклинория. Исключением являются Насымбайский массив восточного крыла антиклинория и Яконмолинский массив, расположенный в Карсакпайском синклинории. Гранитогнейсовые массивы (Татпенский, Койтауский и др.), слагая ядра антиклиналей, образуют долготно ориентированную зону, в которой массивы окружены гранитизированными породами (гнейсами). Переходы между гнейсами и гранитогнейсами постепенные. Гранитогнейсы являются центрами гранитизации, а поля гранитизированных пород имеют зональное строение. Можно наметить следующие ряды гранитизированных пород, которые прослеживаются от негранитизированных пород к гранитогнейсам:

1) биотитовые сланцы — биотитовые сланцы с мелкими, редкими порфирообластами калиевого полевого шпата — биотитовые очковые гнейсы — биотитовые гранитогнейсы;

2) порфиroidы — лейкократовые микрогнейсы — лейкократовые мелкозернистые гнейсы с неясной порфирообластовой структурой — лейкократовые гранитогнейсы с крупными порфирообластами (0,5—1 см) калиевого полевого шпата.

Часть лейкократовых гранитогнейсов, видимо, возникла за счет жаункарских гранитов.

Внутреннее строение массивов гранитогнейсов характеризуется неоднородностью, проявившейся в переслаивании гранитогнейсов разного облика и состава и реликтовых прослоев гнейсов. Количество и мощности последних увеличиваются в краевых частях массивов. На основании изложенного и отсутствия прорывания гнейсов гранитогнейсами соотношения между ними являются согласными. В гранитогнейсах отме-

чены маломощные жилы лейкократовых мелкозернистых гнейсовидных гранитов, близкого к гранитогнейсам состава.

Гранитогнейсы представляют собой мелко-среднезернистые, реже крупнозернистые, породы с гнейсовидной текстурой и порфиروبластовой структурой, имеющие состав лейкократовых биотитовых гранитов. Редкие разности отвечают по составу биотит-амфиболовым монцитонитам, образовавшимся, видимо, по амфиболовым сланцам.

В осевой зоне антиклинория гранитизации подвергались в основном породы кособинской и дюсембайской свит, образовавших обширные поля гранитизированных пород. В восточном крыле массивы гранитогнейсов (Насымбайский) имеют малые размеры и меньшие ореолы гранитизации (до 1000 м). Здесь гранитизировались породы жигандысайской свиты. В обрамлении Яконмолинского массива зона гранитизации по сланцам кумолинской свиты составляет 300 м, а контакт массива и гнейсов имеет достаточно резкий характер.

Гранитогнейсы не связаны с жаункарскими гранитами, а граниты — с процессами гранитизации. Таким образом, гранитогнейсы, а не граниты являются крайними членами гранитизированных пород. Гранитизация привела к возникновению незначительного количества гранитной магмы, реализовавшейся в жильных гнейсовидных гранитах.

Абсолютный возраст гранитогнейсов по метаморфогенным монацитам и цирконам имеет среднее значение 950 ± 100 млн. лет, но получена цифра и 1740 ± 150 млн. лет, дающая среднепротерозойский возраст. На этом основании жаункарские граниты, жийдинская и майтубинская серии, преобразованные в связи с формированием гранитогнейсов, считаются среднепротерозойскими.

Слабое развитие процессов ультраметаморфизма и отсутствие мигматизации, связанные с низкотемпературными условиями гранитизации (эпидот-амфиболитовая фация), не приводят к мобилизации и отрыву от субстрата (гнейсов) массивов гранитогнейсов. Это и, кроме того, согласное положение в складчатой структуре позволяет рассматривать гранитогнейсы Майтубинского антиклинория как соскладчатые и автохтонные. Наиболее автохтонный характер имеют гранитогнейсы восточного крыла (Насымбайский массив), тесно связанные с метаморфогенной складчатой структурой. Анализ несогласий и строение свит майтубинской серии (см. главу I) показывает, что, начиная с последующего времени, на месте осевой зоны антиклинория развивалось обусловленное воздыманием геоантиклинальное поднятие, влиявшее на характер осадконакопления. Это воздымание может быть связано только с всплыванием (адвекцией, по В. В. Белоусову) всей осевой зоны поднятия (гранитогнейсов, гнейсов)¹. Черты аллохтонного характера несет только Яконмолинский массив, имеющий более четкие контакты, маломощную зону гранитизации и расположенный на значительно более высоком стратиграфическом уровне.

Позднепротерозойский комплекс рассланцованных и амфиболизированных габбро-диабазов. Рассматриваемые габбро-диабазы распространены в основном в Карсакапском синклинории и связаны с полями распространения белеутинской, боздакской и карсакапской серий, содержащих основные вулканиды. В Майтубинском антиклинории они развиты лишь на юге в ассоциации с порфиритоидами кособинской свиты. Габбро-диабазы образуют небольшие гипабиссальные тела, преимущественно межпластового характера. Характер залегания тел габбро-диабазов во вмещающих

¹ См. примечание редактора на стр. 224.

породах и однотипный с ними метаморфизм позволяют говорить о складчатой природе интрузий. Возраст габбро-диабазов на основании прорывания ими белеутинской серии и совместной с ней метаморфизации принимается как позднепротерозойский. Однако разновременность складчатости в разных частях протерозойского складчатого комплекса не исключает наличия схожих габбро-диабазов нескольких возрастных генераций.

Позднепротерозойские сиениты Карсакпайского массива. Карсакпайский сиенитовый массив расположен на северном погружении осевой зоны Майтубинского антиклинория. Он приурочен к ядру антиклинали, сложенной гранитизированными породами кособинской свиты. Массив имеет концентрическое строение, типичное для массива центрального типа. В его строении можно выделить центральную и две кольцевые зоны, различающиеся по составу и структуре слагающих их сиенитов. Каждая зона сформировалась в результате самостоятельного внедрения.

Центральная часть массива, по геофизическим данным Ю. А. Строкина, является асимметричным штоком. Западный контакт массива круто (80°) погружается на запад, а восточный — полого с углами $30-50^\circ$ на восток. Породы основной фазы интрузии представлены крупнозернистыми массивными биотит-пироксеновыми сиенитами. Сиениты содержат многочисленные ксенолиты сланцев кособинской свиты. Внешняя и средняя части массива представлены коническими дайками. Внешняя зона массива шириной в $500-600$ м сложена мелко-, среднезернистыми феррогастингситовыми сиенитами с плоскопараллельной текстурой. Анализ ориентировки текстур показывает, что тело имеет конусообразную форму с фокусом в центральной части массива. В западной части оно наклонено на восток под углами $15-20^\circ$. На севере и востоке углы наклона возрастают до $50-80^\circ$.

Средняя зона массива, образующая почти полное кольцо шириной $250-300$ м, представлена мелко-, среднезернистыми лейкократовыми щелочными сиенитами. Ориентировка плоскопараллельных текстур в этой зоне дает также конусообразную форму тела, ориентированную аналогично конусообразной дайке внешнего кольца. Дайка лейкократовых щелочных сиенитов является наиболее молодой. Жильная серия массива представлена щелочными сиенит-аплитами, щелочными лампрофирами и нефелиновыми эгирин-авгитовыми сиенитами.

Определения абсолютного возраста пород Карсакпайского массива не однозначны. Усредненные данные дают значения возраста 750 ± 70 млн. лет. Однако расчет возраста цирконов из массива, проведенный по методу Аренса-Везерила, дал цифру 1190 ± 70 млн. лет (Зайцев и др., 1972). Ю. А. Зайцев (1968) принимает последнюю цифру, считая, что в это время территория находилась на платформенной стадии развития. И. З. Филиппович более вероятным кажется первое значение, так как оно ближе к возрасту субщелочных гранитов, схожих с сиенитами по некоторым петрографическим и геохимическим характеристикам. Нам представляется, что точка зрения Ю. А. Зайцева более приемлема для толкования историко-геологической позиции массива.

Позднепротерозойский комплекс субщелочных калиевых гранитов (актасский комплекс). Субщелочные калиевые граниты являются наиболее молодым протерозойским комплексом гранитоидов. Массивы гранитов этого комплекса (Усырлытавский, Жаксыкотровский, Актасский) имеют трещинный характер и располагаются в зоне Актасского разлома, по которому сочленяются на севере Майтубинский антиклинорий и Байконурский синклинорий. Тре-

щинный тип массивов этого комплекса подтверждается разнородным составом ксенолитов, представленных в восточных частях массивов породами майтюрбинской, а в западных — коксуйской серий, приведенных в соприкосновение по разлому. Экзоконтактовое ороговикование, связанное с гранитами, незначительно. Главная интрузивная фация представлена лейкократовыми биотитовыми гранитами и аляскитами. Эндоконтактовая зона гранитов развита у провесов кровли и представлена граносиенитами и кварцевыми сиенитами.

Ю. А. Зайцев (1968) связывает внедрение трещинных гранитоидов актасского комплекса с эпохой «взламывания» консолидированного протерозойского комплекса в период заложения каледонской геосинклинали в позднем протерозое. Нижний возвратный предел гранитов определяется тем, что они прорывают позднепротерозойскую коксуйскую серию, а верхний ограничен возрастом акбулакской серии (аналог вендского комплекса верхнего протерозоя), в конгломератах которой они встречены. Абсолютный возраст гранитов этого комплекса определен по циркону свинцово-изотопным и альфа-свинцовым методом, равен 650 ± 20 млн. лет.

Позднеордовикский комплекс гранитоидов (крык-кукский комплекс). Рассматриваемый комплекс гранитоидов распространен не только в пределах Майтюрбинского антиклинория, но и в Байконурском синклинории. Однако типы интрузивов в антиклинории и синклинории различны. В Карсакпайском синклинории отмечены лишь отдельные мелкие тела диоритов данного комплекса.

В Майтюрбинском антиклинории гранитоиды слагают крупные, близкие к согласным массивы (Кантюрбинский и Майтюрбинский). Они приурочены к крупным синклиналям, сложенным существенно амфиболовыми сланцами жийдинской и майтюрбинской серий. О согласном, близком к конкордантному, характере массивов свидетельствует взаимное параллельное расположение линейности, плоско-параллельных ориентировок, ксенолитов и контактов массивов с пластами вмещающих толщ. Контакты с вмещающими толщами постепенные через зоны диоритизации (100—500 м) и ороговикования (200—300 до 700 м).

Массивы гранитоидов в антиклинории однофазные, но имеют зональное строение с более основными разностями в эндоконтакте. Роговообманково-биотитовые гранодиориты, слагающие центральные части массивов, к периферии сменяются биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами, тоналитами, роговообманковыми диоритами и, наконец, меланократовыми диоритами в эндоконтакте. В краевых частях массивов преобладают мелкозернистые, неяснопорфировидные разности, сменяющиеся к их центрам среднезернистыми разностями.

Количество пластовых ксенолитов, по составу идентичных вмещающим толщам, увеличивается к периферии массивов. Судя по всему, породы в ксенолитах сохранили не только пространственное (не были повернуты), но и относительное стратиграфическое положение.

В жильной серии выделяются дайки 1 этапа (биотитовые и лейкократовые плагиограниты, реже граниты) и 2 этапа (гранит-порфиры, диорит-порфиры и спессартиты).

На основании изложенных фактов И. З. Филиппович считает, что эти гранитоиды в пределах Майтюрбинского антиклинория образовались *in situ* путем магматического замещения толщ амфиболовых сланцев, которому предшествовала диоритизация пород.

В Байконурском синклинории гранитоиды рассматриваемого комплекса являются обычными интрузивными. Массивы синклинория имеют однородное строение и небольшие размеры. Они прорывают породы

верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, имея резкие контакты и незначительные зоны ороговикования (до 100 м). Интрузивы представлены диоритами и гранодиоритами, образующими разобщенные массивы, которые, видимо, являются самостоятельными фазами внедрения. В диоритовых массивах встречаются ксенолиты метаморфических сланцев, по составу аналогичные ксенолитам массивов антиклинория, т. е. здесь состав ксенолитов отличается от вмещающих пород. Структуры гранитоидов в синклинии мелкозернистые, а в эндоконтактах — порфировидные.

Описанные черты дискордантных гранитоидов Байконурского синклинория указывают на их магматическую нормальную интрузивную природу, с перемещением из протерозойского складчатого комплекса, где они возникли, в каледонский.

Нижний возрастной предел гранитоидов Байконурского синклинория определяется их прорыванием среднего — верхнего ордовика. В Майтубинском антиклинории гранитоиды описываемого комплекса располагаются в среднепротерозойских толщах, но определения их возраста калий-аргоновым методом по роговой обманке и альфа-свинцовым методом по цирконам дали цифры 420—460 млн. лет, что подтверждает позднеордовикский возраст комплекса.

Описанный комплекс гранитоидов сопоставляется с широко распространенным в Северном Казахстане ордовикским крыккудукским комплексом.

Кроме того, выделяются мелкие тела гранит-порфиров, мелкозернистых разгнейсованных гранитов, условно отнесенные к протерозою, и ордовикских габбро-диабазов. Однако эти интрузивы не играют существенной роли в строении антиклинория.

В истории интрузивного магматизма Майтубинского антиклинория и всего Южного Улутау основную роль играет гранитоидный магматизм, в котором выделяются 2 этапа (Филиппович, 1971). На первом, протерозойском, этапе наиболее ранние — интрузивные граниты жаункарского комплекса. Они являются дометаморфическими, доскладчатыми. Позже сформировался комплекс гранитогнейсов. На платформенном этапе развития внедряются позднепротерозойские сиениты Карсакпайского массива.

На втором этапе, в конце протерозоя, в связи с заложением каледонской геосинклинали формируются трещинные интрузии субщелочных гранитов актасского комплекса, начиная новый этап гранитоидного магматизма. Второй этап завершается в эпоху замыкания каледонской геосинклинали внедрением гранитоидов крыккудукского комплекса. Эти гранитоиды возникают в протерозойском складчатом комплексе путем магматического замещения и лишь часть из них интродуцирует в каледонский складчатый комплекс.

Глава 3

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЮЖНОГО УЛУТАУ

Тектоническое районирование рассматриваемой территории должно вестись с учетом его сложной геологической истории, каждый этап которой зафиксирован образованием соответствующего структурного комплекса (табл. 3, см. рис. 2).

Центральный Казахстан является частью эпиварисцийской платформы, наиболее крупными элементами которой являются Казахский щит и Тургайская синеклиза Туранской плиты. Рассматриваемый район находится в самой юго-западной части Казахского щита и распространенный в его пределах мезозойско-кайнозойский платформенный чехол составляет самый молодой и маломощный структурный комплекс, залегающий не повсеместно и близгоризонтально.

Варисцийский структурный комплекс мы, вслед за Ю. А. Зайцевым, выделяем в качестве дислоцированного чехла варисцийского срединного массива. В варисцийской структуре рассматриваемый район относится к Карсакпайскому поднятию, по Ю. А. Зайцеву (1961), или по А. А. Богданову (1954, 1959, 1965), к южной части Улутауского поднятия.

Карсакпайское поднятие на востоке сопряжено с внутренней Джезказганской впадиной. С запада оно перекрыто платформенным чехлом Туранской плиты. В пределах Карсакпайского поднятия имеется ряд наложенных синклиналей, выполненных варисцийским дислоцированным комплексом. Крупнейшими из них являются Сарысайская и Татпенская синклинали. Кроме того, на юге в виде «залливов» Джезказганской впадины варисцийский дислоцированный чехол заходит на поднятие, образуя Жийдинскую и Шолакскую синклинали, а на севере — Актасскую грабен-синклиналь. Складчатость в варисцийском комплексе имеет блоковый характер и лишь в Жийдинской и Татпенской синклиналях недавно установлена напряженная альпинотипная складчатость, сопровождающаяся надвигами (Голубовский, Милеев, 1971).

В ядре варисцийского Карсакпайского поднятия выходят сложно-дислоцированные образования каледонского и протерозойского складчатых комплексов.

На тектоническую историю западной части Центрального Казахстана в протерозойскую и каледонскую эпохи существуют различные точки зрения. Одна группа исследователей считает, что данная территория развивалась геосинклинально в докембрии и раннем палеозое. Геосинклинальный режим прекращается лишь в ордовике — силуре. При этом

Таблица 3

Схема соотношений тектонических элементов разновозрастных структурных комплексов

Структурные комплексы	Выделяемые структурные элементы			
Эпиварисийская платформа	Тургайская синеклиза Туранской плиты	Казахский щит		
Дислоцированный чехол варисийского срединного массива	?	Карсакпайское поднятие	1	Внутренняя Джезгазганская впадина
Каледонский складчатый комплекс	?	Байконурский синклиний	Улутауский антиклинорий	
Протерозойский складчатый комплекс	?	Майтубинский анти-клиний	2	Карсакпайский синкли-ний Улутауский (Кунтуган-ский) антиклинорий

1 — Западно-Улутауский глубинный разлом

2 — Кызымчекский разлом

в геосинклинальном комплексе выделяется ряд структурных этажей, сформированных одновременными складчатостями. Эту точку зрения разделяли Н. С. Шатский (1938, 1940), П. Н. Кропоткин (1950), А. А. Богданов (1954, 1959, 1965), Н. А. Штрейс (1960), Ю. А. Зайцев (1961) и др. Тектоническое районирование протерозойско-каледонского геосинклинального комплекса этими исследователями ведется совместно.

Другая группа геологов считает, что рассматриваемый период не характеризуется сквозным геосинклинальным развитием, а разделялся не только эпохами складчатости, но и даже установлением платформенного режима. На установление платформенных условий в позднем докембрии в западной части Центрального Казахстана указывали Н. Г. Кассин (1951), А. В. Пейве и Н. М. Синицын (1950) и В. Ф. Беспалов (1964) и др.

В последние годы к существованию позднепротерозойской платформы, заложившейся на более древнем складчатом основании и предшествовавшей возникновению каледонской геосинклинали, пришел Ю. А. Зайцев (1968). Он сделал вывод «о существовании консолидированного массива, возникшего после широкого проявления складчатости» в позднем протерозое (Зайцев, 1968, стр. 114).

Ко времени эпипротерозойской консолидации относится внедрение позднепротерозойского Карсакпайского сиенитового массива. Мы разделяем вывод Ю. А. Зайцева о наличии завершающей протерозойский этап развития складчатости и формирования протерозойского складчатого комплекса¹. Разделение складчатых комплексов базируется не только на основании разной степени их дислоцированности и проявлении между ними структурного несогласия, но и на наличии самостоятельных законченных магматических циклов и разной степени метаморфизма. В связи с этим мы тектоническое районирование каждого из комплексов ведем отдельно.

В каледонском складчатом комплексе этой территории выделяются Байконурский синклинирий², сочленяющийся с каледонским Улутауским антиклинорием (Богданов, 1959). На западе Байконурский синклинирий перекрыт мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом. Его западное ограничение расположено, по мнению Ю. А. Зайцева, в 70—80 км к западу от Жалтауского разлома и отмечено значительным линейным градиентом в поле силы тяжести. Западнее Жалтауского разрыва располагается осевая зона Байконурского синклинория, характеризующаяся наиболее полным развитием и максимальными мощностями разрезов верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. К востоку от Жалтауского разрыва находится восточное крыло Байконурского синклинория, являющееся одновременно западным крылом каледонского Улутауского антиклинория. Эта зона, по данным Ю. А. Зайцева и Т. Н. Херасковой, имеет сокращенный разрез верхнего протерозоя — нижнего палеозоя и меньшие значения мощностей. В ядре каледонского Улутауского антиклинория обнажается протерозойский складчатый комплекс. Восточное крыло антиклинория располагается восточнее Западно-Улутауского разлома и перекрыто варисийским комплексом Джезказганской впадины.

Таким образом, каледонский Байконурский синклинирий нужно ограничить полем распространения каледонского складчатого комплекса,

¹ Надо отметить условность, наименования «протерозойский складчатый комплекс», так как в основание каледонского складчатого комплекса входят позднепротерозойские отложения. Однако они структурно, формационно и отсутствием метаморфизма тесно связаны с каледонским комплексом.

² Каледонский Байконурский синклинирий выделен Н. А. Штрейсом.

сложенного отложениями нижнего палеозоя, улутауской, акбулакской, коксуйской и кокчетавской серий, дислоцированных одновременно в конце раннего палеозоя. Его восточная граница совпадает примерно с положением серии долготных разломов: Актасского — на севере и Уш-тобинского — на юге, смещаясь на запад в верховьях р. Ашилысай по Сарысайскому, Алтауйтскому разломам. К Актасскому разлому приурочен ряд трещинных гранитных массивов актасского комплекса. Каледонские гранитоидные интрузивы крыккудукского комплекса сосредоточены в основном в пределах восточного крыла синклинория, т. е. в зоне сочленения с каледонским Улутауским антиклинорием. Основная масса интрузивов здесь не вскрыта эрозионным срезом и установлена на глубине Ю. А. Строкиным по гравиметрическим данным. Эти интрузивы, как отмечалось выше, являются резко дискордантными в отличие от каледонских гранитоидов (Кантюбинский и Майтубинский массивы), локализованных в пределах протерозойского складчатого комплекса и являющихся существенно конкордантными. Каледонские гранитоиды приурочены к зоне наиболее интенсивных движений (градиентов движений) в каледонскую эпоху, которая охватывает сочленение Байконурского и Улутауского антиклинория.

Протерозойский складчатый комплекс обнажается, как указывалось, в ядре каледонского Улутауского антиклинория. Этот складчатый комплекс характеризуется развитием регионально метаморфизованных и гранитизированных образований, обладающих различной степенью дислоцированности в разных структурных зонах, ориентированных долготно. В настоящее время нет достаточно данных для разделения его на ряд самостоятельных структурных комплексов. Наблюдаемые различия в характере складчатости в структурных зонах могут быть объяснены структурной зональностью, а не разной интенсивностью разновременных складчатостей. Рассмотрение строения выделенных структурных зон, распределение разновозрастных протерозойских серий, их слагающих, и положения зеркала складчатости позволяет в пределах протерозойского складчатого комплекса выделить с востока на запад следующие структуры первого порядка: Улутауский антиклинорий, занимающий осевое или близкое к нему положение в одноименном каледонском антиклинории, Карсакпайский синклинорий и Майтубинский антиклинорий¹.

Улутауский антиклинорий на рассматриваемой территории представлен своим западным крылом, сложенным нижнепротерозойскими бектурганской и аралбайской сериями. Осевая зона антиклинория обнажается восточнее в пределах варисийского Эскулинского купола и на севере в горах Улутау, где на поверхность выходят гранитизированные породы основания разреза (Филатова, 1962; Зайцев, 1961). На рассматриваемой территории в антиклинории развиты, по данным Ю. А. Зайцева, Л. И. Филатовой и автора, крупные простые по своей морфологии складки (брахискладки), осложненные мелкой складчатостью. Углы падения зеркала складчатости на крыльях составляют 10—40°, а мелкие складки имеют крутые (60—90°) углы падения. Размах крыльев основных складчатых форм колеблется от первых километров до десятка и больше. При приближении к Карсакпайскому синклинорию, по данным Ю. А. Зайцева, С. Б. Розанова и Л. И. Филатовой, складки становятся близкими к линейным, появляется опрокидыва-

¹ Эти структуры были выделены К. И. Сатпаевым (Шлыгин, 1945). Первоначально К. И. Сатпаев восточный антиклинорий назвал Кунтуганским, однако в дальнейшем Д. Г. Сапожников (1948) ввел название Улутауский, которое укрепилось в литературе.

ние складок, а сами складки уменьшаются в ширине. От Карсакпайского синклинория Улутауский антиклинорий на большом протяжении отделен разрывом.

Карсакпайский синклинорий имеет гетерогенное строение. Восточное крыло сложено, по данным Ю. А. Зайцева и С. Б. Розанова, нижнепротерозойской карсакпайской серией, смятой в протяженные линейные складки, запрокинутые на восток. Отделено оно от западного крыла и ядра синклинория на севере Карсакпайским разрывом, который на юге смещается на западное крыло.

В строении западного крыла синклинория на севере участвуют, по данным Ю. А. Зайцева и О. В. Япаскурта, среднепротерозойские майтютюбинская и боздакская серии, последняя, являясь одной из самых молодых серий протерозойского складчатого комплекса, слагает осевую зону синклинория. На юге осевая зона синклинория выполнена белеутинской серией, которая залегает на карсакпайской. В пределах западного крыла и в осевой зоне синклинория развиты долготные линейные складки, запрокинутые на запад. Западное крыло по строению отличается от восточного большим размером складок и противоположным направлением вергентности.

К западу от Карсакпайского синклинория расположен Майтютюбинский антиклинорий, отделенный от первого Кызымчекским разломом. Майтютюбинский антиклинорий в пределах Южного Улутау является самой крупной из протерозойских складчатых структур. Его строение будет подробно рассмотрено в следующей главе.

Таким образом, в протерозойском складчатом комплексе выделяются протерозойские Улутауский и Майтютюбинский антиклинории и Карсакпайский синклинорий, различающиеся характером и возрастом слагающих их толщ, стилем складчатого строения и магматизма. Улутауский и Майтютюбинский антиклинории схожи в складчатом строении, но различаются характером гранитизации и интрузивным магматизмом. В Майтютюбинском антиклинории развиты гранитогнейсы и гранитизированные породы — микролин-альбитовые и микролин-олигоклазовые гнейсы. В Улутауском антиклинории известны порфиробластовые альбитовые гнейсы, возникновение которых связывается Л. И. Филатовой (1962) в Северном Улутау с плагиогранитогнейсами. Кроме того, все три протерозойские структуры отличаются по характеру мелкой осложняющей складчатости и по типам сланцеватости и линейности, развитых в их пределах.

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МАЙТЮБИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

В Майтүбинском антиклинории и в сопредельных структурах развиты кливаж, сланцеватость и линейность. В различных структурных зонах Карсакпайского поднятия наблюдаются разные типы этих тектонических текстур. В геологической литературе существуют разные толкования перечисленных понятий, поэтому мы кратко дадим наше понимание каждого из указанных терминов.

Прежде всего рассмотрим вопрос о соотношении сланцеватости и кливажа, которые мы вслед за Л. Ситтером (1960) различаем как два различных морфологических явления.

Под кливажем мы понимаем частую субпараллельную систему закрытой тектонической трещиноватости, обуславливающей делимость породы. В общем случае она ориентирована параллельно или субпараллельно осевым поверхностям складок. В складчатых комплексах Карсакпайского поднятия другие типы кливажа не наблюдаются. По нашим наблюдениям и многочисленным описаниям кливажа в литературе он сопутствует изоклинальным или близким к ним складкам, т. е. наиболее сильно сжатым складкам. Это позволяет предположить, что кливаж проявляется на заключительных этапах складкообразования, когда полностью исчерпана возможность пород деформироваться таким путем. Он отвечает стадии ламинарного расплющивания смятых в складки слоистых пород. Этот вывод подтверждается экспериментальным воспроизведением кливажа Е. И. Паталахой (1968), правда без стадии смятия пород в изоклинальные складки.

Под сланцеватостью понимаются поверхности делимости горных пород, обусловленные субпараллельным расположением новообразованных пластинчатых или таблитчатых минералов, которые наследуют ранее существовавшие поверхности. На Карсакпайском поднятии, как и в других районах развития докембрия, наблюдаются два вида сланцеватости. Сланцеватость первого типа развивается по слоистости, наследуя ее. Она является миметической сланцеватостью. Такую природу сланцеватости в этом районе предполагали Л. И. Филатова (1962), М. С. Марков (1962), Т. Г. Павлова (1964). Многие исследователи, не делающие различия между кливажем и сланцеватостью¹, называют такую сланцеватость послойным кливажем (Белоусов, 1962₁;

¹ Это обстоятельство привело к тому, что некоторые исследователи, и Е. Е. Галдин (1958) в их числе, высказывались за упразднение термина «кливаж», рассматривая его как синоним «сланцеватости».

Белевцев, Тохтуев, 1960; Ажгирей, 1956, 1966 и др.). Сланцеватость, развивающуюся по слоистости, выделим как сланцеватость I рода.

Сланцеватость II рода развивается по кливажу осевой поверхности и по всем признакам, исключая морфологический, сходна с ним. Она является следующей стадией развития кливажа и деформации (расплющивания) дислоцированных пород. Таким образом ее рассматривает и Л. Ситтер (1960). Однако сланцеватость II рода, в отличие от кливажа, является как бы более проникающей и более интенсивно пронизывает горную породу. Образующие ее микролитоны характеризуются меньшей толщиной и иногда улавливаются лишь под микроскопом. Такая вторичная переработка породы может быть настолько интенсивной, что почти полностью затушевываются следы первичной слоистости, и в этом случае она восстанавливается с большим трудом.

Эти два типа сланцеватости под тем или иным названием (сланцеватость и кливаж определенного типа, листоватость, плоскопараллельная ориентировка, *S* — поверхности определенного типа и т. д.) широко описаны как в советской, так и зарубежной геологической литературе (Сорский, 1952; Михайлов, 1956; Дембо, 1954; Методическое руководство по геологическому картированию, 1957; Тернер, Ферхуген, 1961; Белевцев, Тохтуев, 1960; Судовников, 1964; Елисеев, 1967 и многие другие).

Однако в последние годы появилась резкая дифференциация взглядов на положение и происхождение сланцеватости. Одна группа геологов видит лишь сланцеватость I рода, считая, что роль сланцеватости II рода ничтожна. Другая, это в основном зарубежные геологи, исходя из многократности деформаций метаморфических комплексов, допускает существование лишь сланцеватости II рода (Turner, Weiss, 1963; Beltelsen, 1960; Sitter, Zwart, 1960 и др.). В последние годы эту точку зрения у нас развивают В. В. Эз (1967^{1,2}, 1968 и др.) и В. В. Белоусов (1970¹, 1971).

В пределах Карсакпайского поднятия развиты как кливаж, так и сланцеватости обоих типов. В каледонском и вариссийском складчатых комплексах развиты кливаж и сланцеватость II рода. В протерозойском комплексе развиты сланцеватости обоих типов, причем сланцеватость I рода преимущественно характерна для Майтюбинского и Улутауского антиклинория, сланцеватость II рода развита в пределах Карсакпайского синклинория.

Соотношения сланцеватости обоих типов показывают, что сначала возникает сланцеватость I рода (по слоистости), а потом при усилении деформации — сланцеватость II рода (по осевым поверхностям складок).

В тесной связи с метаморфической кристаллизационной сланцеватостью в протерозойском структурном комплексе возникает и линейность.

Под линейностью мы понимаем закономерно упорядоченную ориентировку любых объектов линейной формы, обуславливающую линейно-параллельную текстуру породы. Первичная линейность наблюдается в осадочных и магматических породах и отражает кинематическую обстановку их становления. Вторичная линейность формируется при тектоническом (в том числе динамометаморфическом) преобразовании породы и отражает кинематику тектонических процессов. Нас интересует вторичная линейность, в том числе сингенетичная метаморфизму, являющаяся одним из элементов метаморфических текстур и закономерно связанная со сланцеватостью. Принято различать по ориентировке в складчатой структуре два типа линейности: *a*- и *b*-линейности

(Клоос, 1958, и многие другие); *a*-линейность располагается перпендикулярно к шарниру складки и занимает любое положение по отношению к горизонту; *b*-линейность — параллельно шарниру и, как правило, субгоризонтальна. Нами было предложено обозначать их соответственно индексами «*R*» и «*B*», лишенными кинематического значения и показывающими лишь ориентировку линейности в складке (Милеев, 1970). Подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже в гл. 8. В протерозойских структурах Карсакпайского поднятия развиты оба типа линейности.

ТЕКТНИКА МАЙТЮБИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Майтюрбинский антиклинорий протягивается на 130 км по долготе от широты горы Котр на севере до р. Белеуты на юге при ширине от 6 до 40 км. На востоке антиклинорий по Кызымчекскому разрыву сочленяется с протерозойским Карсакпайским синклинием, а на западе перекрывается каледонским Байконурским синклинием. На севере антиклинорий погружается под варисийскую Актасскую грабен-синклиналь. На юге под платформенными мезозойско-кайнозойскими отложениями он перекрывается варисийским дислоцированным чехлом. По данным Ю. А. Строкина и Ю. А. Зайцева, образования антиклинория перекрываются полностью каледонским складчатым комплексом уже в 15—20 км к югу от р. Белеуты. Относительно распространенности Майтюрбинского антиклинория на север под варисийским комплексом данных пока нет.

Протерозойский складчатый комплекс антиклинория сложен нижней и верхней лепитовыми формациями, отвечающими жийдинской и майтюрбинской сериям. Эти две формации разделены крупным несогласием. Совсем незначительную роль в строении антиклинория играет вулканогенно-сланцевая молассоидная формация (лишь белкудукская свита). Она слагает ядра мелких синклиналей в северо-восточной части антиклинория. Существенное значение в строении антиклинория имеют среднепротерозойские граниты жаункарского комплекса и автохтонные гранитогнейсы. В пределах антиклинория располагаются сиениты Карсакпайского массива и ряд крупных тел каледонских гранитоидов.

Для Майтюрбинского антиклинория характерны крупные простые складки. Складчатость усложняется в зонах развития автохтонных гранитогнейсовых массивов и гранитизированных образований. В соответствии с этим в пределах антиклинория выделяются три структурные зоны: осевая зона, или гранитогнейсовое ядро, восточное и западное крылья (см. рис. 1, 2 и 9).

Ядро Майтюрбинского антиклинория обладает всеми признаками тектоники, связанной с гранитизацией и гранитогнейсообразованием. Оно может быть выделено в инфраструктуру и противопоставлено супраструктуре — крыльям, где эти процессы не распространены или распространены незначительно. Термины «инфраструктура» и «супраструктура» введены в геологическую литературу К. Вегманном (Хаин, 1964; Деннис, 1971). Они являлись выражением представлений о вертикальной иерархичности тектоники, т. е. различий в стилях складчатого строения на разной глубине (Вегманн, 1960). Инфраструктура формируется под влиянием процессов гранитизации. Супраструктура — верхняя, внешняя структура — складчатое обрамление инфраструктуры. Под супраструктурой мы понимаем, вслед за Т. Бартом, регионально метаморфи-

зованный складчатый комплекс, служивший субстратом для процессов гранитизации и сохранившийся за пределом этой зоны. Надо подчеркнуть, что оба эти структурных этажа не разделены структурным несогласием, а характеризуются постепенным переходом от одного стиля складчатости к другому.

В инфраструктуре развиты протяженные, близкие к изоклинальным линейные складки, опрокинутые на запад. Супраструктура характеризуется в целом менее напряженной складчатостью. Здесь, в обоих крыльях антиклинория, наблюдаются значительные по размерам складки, промежуточные по типу между типично линейными и брахиморфными. Надо отметить, что инфраструктура и супраструктура помимо своих стилей складчатого строения характеризуются определенными типами разрывов, сланцеватости и линейности, т. е. обладают своими тектоническими парагенезисами.

Строение регионально метаморфизированного комплекса (супраструктура)

Супраструктура Майтубинского антиклинория разделена инфраструктурой на две зоны, соответствующие западному и восточному крыльям. Для супраструктуры характерно развитие крупных (до 10 км и больше протяженностью и шириной от 2 до 10 км) складок простого строения, почти не имеющих осложняющей складчатости. Основным ее свойством является развитие метаморфической сланцеватости I рода и практически полное отсутствие сланцеватости II рода. В строении супраструктуры принимают участие регионально метаморфизованные образования жийдинской и майтубинской серий и в незначительной степени — боздакская серия. Существенную роль играют среднепротерозойские граниты жаункарского комплекса, меньшее значение имеют каледонские гранитоиды (в основном диориты).

Западное крыло. Это крыло антиклинория обнажено от р. Ашилысай на севере до р. Белеуты на юге. На севере оно погружается под варисийскую Сарысайскую синклиналь. На юге крыло уходит под варисийскую Жийдинскую синклиналь и далее к югу обрывается системой долготных разрывов (Кызымчекским, Карсакпайским). На западе крыло антиклинория перекрыто каледонским складчатым комплексом Байконурского синклинория.

Помимо жийдинской и майтубинской серий в его строении широкое участие принимают граниты жаункарского комплекса, обнажающиеся в ядрах антиклиналей. В северной части крыло прорвано Алтуайтским массивом каледонских диоритов.

Самые древние отложения, входящие в состав жийдинской серии, обнажены в южной части крыла. Здесь, в нижнем течении р. Жийде, находятся Кособинская антиклиналь, сложенная низами разреза кособинской свиты, и смежная с севера Кучайская синклиналь (рис. 10), сложенная более высокими частями разреза кособинской свиты. Обе структуры подробно описаны ниже, в гл. 6.

С запада Кособинская и Кучайская складки по долготному Кучайскому сбросу с амплитудой около 1 км контактируют со складками, сложенными верхней половиной кособинской свиты. Западнее Кучайской синклинали находится Южная антиклиналь. Она протягивается в меридиональном направлении на 12—15 км при ширине 2—3 км. К западу от Южной располагается Кулманская антиклиналь, сопоставимая с ней по размерам. Обе антиклинали и разделяющая их синклиналь прослеживаются от нижнего течения р. Жийде на

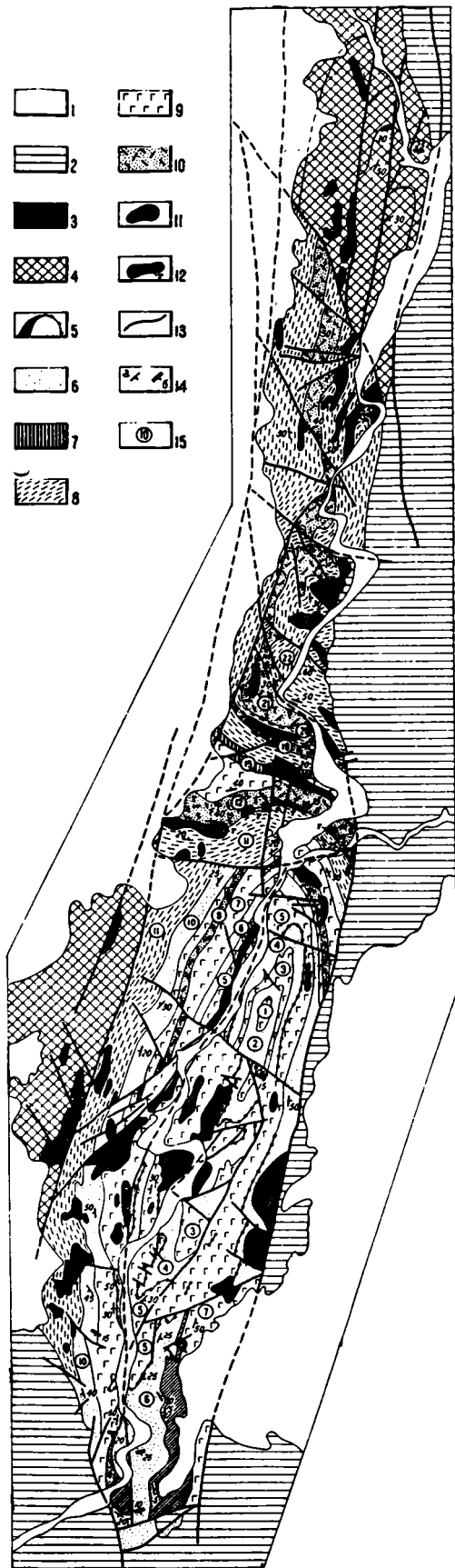


Рис. 10. Геологическая карта Коссовинской антиклинали и Кучайской синклинали (нижнее и среднее течение р. Жийде). Составлена И. З. Филиппович и автором.

1 — кайнозойские отложения; 2 — нижнекаменноугольные отложения; 3 — углисто-кремнистые сланцы верхнего протерозоя. Средний протерозой. Коссовинская свита: 4 — пачка серицитовых и хлоритовых сланцев и порфиридов; 5 — мраморы; 6 — бластопаппитовые серицит-кварцевые сланцы и кварциты; 7 — серицитовые и серицит-кварцевые сланцы; 8 — эпидот-хлорит-кварц-альбитовые сланцы; 9 — порфиритоиды по туфам базальтового состава; 10 — порфиритоиды по кристаллокластическим туфам липаритового состава; 11 — протерозойские рассланцованные амфиболитизированные габбро; 12 — протерозойские мелкозернистые граниты; 13 — разрывные нарушения; 14а — направление и угол падения, 14б — по шарниру складки. 15 — номера слоев снизу вверх по разрезу

север в верховьях р. Бозинген. В горных выработках и по керну скважин удалось установить, что углы падения на крыльях составляют от 45 до 60°, редко увеличиваясь до 80—85°. Складки нарушены серией северо-восточных и северо-западных малоамплитудных (до 200—300 м) соответственно правых и левых сдвигов. Большую роль играют долготные и субдолготные сбросы и взбросы, амплитуды которых составляют 0,5—1,5 км. На севере, по мере приближения к инфраструктуре, простираение осей складок несколько изменяется, становясь северо-западным.

От расположенного к западу восточного крыла каледонского Байконурского синклинория Кулманская антиклиналь на всем протяжении отделена субдолготным Уштобинским сбросом, круто (80°) погружающимся на запад. Амплитуда сброса оценивается в 3 км при опущенном западном крыле. С севера Кулманская и Южная антиклинали срезаны северо-западным Бозингенским сбросо-сдвигом с опущенным северным крылом.

К северу от этого разлома располагается крупная Акырлинская антиклиналь (см. рис. 2), ориентированная в север-северо-западном направлении. В ядре складки обнажаются породы кособинской и дюсембайской свит и рвущие их граниты Жаункарского массива. Крылья сложены порфироидами жаункарской свиты.

Севернее Акырлинской антиклинали на ее простирании расположена аналогичная по ориентировке и строению, но меньшая по размерам (длина около 9 км, ширина 3—4 км) Сатанская антиклиналь с одноименным массивом жаункарских гранитов в ядре. Как и предыдущую складку, мы ее подробно рассмотрим в гл. 6, в связи с разбором условий их формирования. Отметим только, что на южных периклиналях обеих антиклиналей наблюдается В-линейность.

На западе Сатанская антиклиналь сочленяется с Колдыбайшюкинской синклиналью (гл. 6). Западное крыло синклинали сорвано по Уштобинскому разлому, по которому она приведена в соприкосновение с Байконурским синклинорием.

К северу от Сатанской антиклинали расположена Куланбайская антиклиналь с одноименным гранитным массивом жаункарского комплекса в ядре. Это — самая северная крупная складка, наблюдаемая в пределах западного крыла Майтубинского антиклинория, так как севернее оно перекрыто варисцийской Сарысайской синклиналью. Антиклиналь имеет долготную ориентировку и видимую протяженность около 12 км при ширине 4—6 км. По существу наблюдается лишь западная часть южной периклинали складки и часть западного крыла, а оба крыла сорваны разрывами, по которым она на востоке контактирует с инфраструктурой антиклинория, а на западе — с Байконурским синклинорием. Дюсембайская свита на южной периклинали имеет падения на запад с углами 40—50°. В том же направлении с этими же углами погружается жаункарская свита, слагающая южную часть западного крыла. К северо-западу и западу от Куланбайского гранитного массива в тектонических блоках и в ядре каледонской Басалтуайтской антиклинали наблюдаются породы дюсембайской и жаункарской свит, прорванные каледонским Алтуайтским гранодиоритовым массивом. Здесь улавливаются фрагменты небольших (шириной до 1—1,5 км) складок с углами падения 20—40°.

С севера протерозойские свиты, граниты и каледонские гранодиориты перекрываются наложенной варисцийской Сарысайской синклиналью, под которой западное крыло Майтубинского антиклинория по

северо-восточному Сарысайскому разлому приведено в соприкосновение с каледонским складчатым комплексом.

Восточное крыло антиклинория расположено к востоку, северо-востоку от инфраструктуры. Оно протягивается в север-северо-западном направлении от широты горы Котр на севере до р. Байменды на юге. На севере восточное крыло антиклинория погружается под варисцийскую Актасскую грабен-синклиналь. С востока и на юге оно по Кызым-чекскому сбросу граничит с Карсакпайским синклинорием. Для крыла характерны прямые брахискладки и простые линейные складки, местами осложненные мелкой дисгармоничной и приразрывной складчатостью.

Самой северной крупной структурой в пределах крыла является Кантюбинская антиклиналь (рис. 11 см. вкладку). Антиклиналь ориентирована в северо-западном направлении, протягиваясь на 20 км при ширине 3 км. В ядре ее выходят порфиroidы жаункарской свиты. В порфиroidах Ю. И. Марьенко предполагает наличие двух узких (около 2 км) линейных изоклинальных антиклиналей, опрокинутых на запад¹. Углы падения на крыльях составляют 50—80°. Западное крыло и южная периклиналь сложены породами тумурзинской свиты, погружающимися на запад-юго-запад под углами 24—40°. Крыло осложнено довольно крупной синклиналью с размахом крыльев около 2—2,5 км. В окрестностях горы Кантубе, в сланцах и кварцитах, выполняющих синклиналь, наблюдается дисгармоничная мелкая складчатость. С севера Кантюбинская антиклиналь оборвана Котрским сбросом, по которому протерозойский комплекс приведен в соприкосновение с варисцийским складчатым чехлом, а на западе она ограничена Кантюбинским взбросом, наклоненным на северо-восток под углом 70°. Амплитуда последнего оценивается в 2 км.

За Кантюбинским взбросом к западу от описанной антиклинали располагается Куамбайская синклиналь. Наблюдаются лишь ядро и южная центриклиналь складки, сложенные породами кумолинской свиты. Куамбайская синклиналь протягивается на 15 км при ширине около 4 км. Она осложнена рядом мелких, видимо, дисгармоничных складок с углами падения 25—50°. Северная часть синклинали прорвана каледонским Кантюбинским гранитоидным массивом. Массив, близкий к конкордантному, по геофизическим данным полого погружающимся в южном, юго-западном направлениях. Куамбайская синклиналь имеет плавное южное замыкание с погружением шарниров мелких складок на северо-запад под углами 5—25°.

К югу и юго-востоку от синклинали расположена зона мелких изометричных куполовидных и мультискладчатых складок простого строения, сложенных породами жиландысайской, кумолинской и белкудукской свит. Они имеют в поперечнике от 1—2 до 4 км. Самой крупной является Тамдашинская антиклиналь диаметром около 4 км. Ядро складки осложнено мелкими (до 2—10 м) волнообразными складками с углами 5—20°. Крылья образованы породами кумолинской свиты и имеют углы наклона от 10 до 30°. Южнее находится Бесторауская синклиналь, крылья которой также осложнены мелкой (5—10 м) волнообразной складчатостью. Большими размерами характеризуется Белкудукская синклиналь длиной в 10 км при размахе крыльев до 4 км. Строение ее отличается большей сложностью за счет увели-

¹ В гл. 1 мы уже отмечали, что наличие этих складок в порфиroidах маловероятно, так как в восточном крыле, да и по всей супраструктуре, складки данного типа отсутствуют.

чения углов падения на крыльях до 50° и широкого развития разрывных нарушений, многократно сдвигавших и сдвигающих элементы складки. Все эти складки имеют преимущественную север-северо-западную ориентировку.

Надо отметить, что в строении описанной зоны, названной Тумурзинской зоной брахискладок существенную роль играют разрывы. Наиболее крупные из них являются сбросами с амплитудой 0,7—1,5 км и ограничивают зону с востока и запада. Внутри зоны развиты мелкие северо-западные и северо-восточные разрывы, для которых установлены небольшие (в среднем 0,3—1 км) соответственно левые и правые сдвиговые составляющие. С юга зона брахискладок оборвана Бастюбинским сбросо-сдвигом.

К западу от Куамбайской синклинали и зоны брахискладок расположена северная периклиналь Каражольской антиклинали, в ядре которой обнажаются жаункарские граниты Северо-Сарысайского массива, прорывающие порфириды дюсембайской свиты (см. гл. 6, рис. 22). С юга периклиналь оборвана Бастюбинским сбросо-сдвигом, по которому она контактирует с инфраструктурой антиклинория. Предполагается, что описанная периклиналь является северной частью Дюсембайской антиклинали, ядро которой располагается в юго-западном крыле Бастюбинского сбросо-сдвига в 10 км к востоку.

Северо-Сарысайский массив жаункарских гранитов занимает обширное пространство междуречья Сарысай и Тумурза-Сарысай. Он расчленен Бастюбинским разломом на две части: меньшая северная часть массива выходит в ядре описанной периклинали. В 0,5—2-километровой полосе вдоль разлома граниты массива превращены в бластокатакlastические гнейсограниты с падением гнейсовидности на северо-восток под углами 40° — 60° . По гравиметрическим данным контакты массива полого погружаются в стороны от массива. Вывод о положении положений контактов подтверждается геологическими наблюдениями в его северной части, где сложный фестончатый характер контакта на карте обусловлен мелким пересеченным рельефом.

Бастюбинский левосторонний сбросо-сдвиг северо-западного простирания рассматривался, начиная с работ А. В. Волина (1947г), как сброс. Свое название он получил от Т. Г. Павловой (1964) по горе Бастюбе. Нами в 1963 г. было установлено, что разлом является преимущественно сдвигом. В пользу этого говорят следующие соображения.

1. Разрыв разделяет Северо-Сарысайский гранитный массив на две части, причем северная часть смещена примерно на 10 км к северо-западу от того положения, где она должна была бы быть.

2. В северо-восточном крыле породы жаункарской свиты к разрыву подходят с азимутами простирания около 200° , а в юго-западном крыле породы кособинской свиты имеют азимуты простирания около 140° в области периклинального замыкания. Другими словами, в разных крыльях разрыва наблюдаются простирания, характерные для крыла и замыкания складки. Для приведения их в нормальные соотношения необходимо перемещение вдоль разрыва на 22 км.

3. В северо-восточном крыле вдоль разрыва наблюдается гряда тумурзинских кварцитов, как бы подвернутая при движении в северо-западном направлении. При удалении от разрыва на север она приобретает «нормальную» долготную ориентировку.

4. В юго-восточной части разрыва, где начинается его ветвление, наблюдаются левосторонние смещения осей складок, сложенных породами боздакской серии, на 4—10 км.

Приведенные соображения позволяют заключить, что Бастюбинский разрыв является послескладчатым левосторонним сдвигом с ориентировочной горизонтальной составляющей смещения около 10 км. Крайние значения смещения в 4 км, видимо, связаны с затуханием разрыва, а в 22 км, возможно, обусловлены вертикальной составляющей.

В юго-восточном направлении Бастюбинский сбросо-сдвиг начинается и срезается последовательно долготными Кызымчекским и Карсакпайским разрывами. На северо-западе он уходит под варисийскую Сарысайскую синклиналь и прослеживается, по геофизическим данным, еще на 10 км под каледонским Байконурским синклинорием.

К югу от Северо-Сарысайского гранитного массива и Тумурзинской зоны брахискладок за Бастюбинским разрывом расположена крупная долготная Дюсембайская антиклиналь, представленная ядром и южной периклиналию (см. гл. 6, рис. 25). С востока на всем протяжении она ограничена Кызымчекским разрывом. В ее северной части, вблизи Кюгенжальского сбросо-сдвига, наблюдается поперечная приразрывная складка с размахом крыльев в 1—1,5 км. В пределах антиклинали фиксируется четкая линейность, ориентированная параллельно шарниру складки (*В*-линейность). В разных по составу породах она выражена разными объектами. В зоне южной периклинали в конгломератовых сланцах жиландысайской свиты линейность обусловлена ориентировкой галек, погружающихся в южных румбах с углами 5—30°. В восточном крыле линейная ориентировка обломочных зерен и их агрегатов в blastopсаммитовых и blastогравелитовых кварцитах выражена менее четко. Линейность ориентирована субгоризонтально или слабо наклонена на юг (5—15°). В западном крыле антиклинали в сланцах она обусловлена мелкими кристаллами амфибола и имеет субгоризонтальное положение.

Смежную с Дюсембайской антиклиналью с запада синклиналь занимает каледонский Майтютюбинский гранодиоритовый массив. Он располагается в зоне сочленения восточного крыла антиклинория с инфраструктурой, протягиваясь на 40 км в север-северо-западном направлении при ширине до 6 км. Рассмотрение строения массива и его положения в докембрийской структуре позволяет заключить, что это конформный по внутреннему строению массив и близкий к конкордантному по отношению к структуре вмещающих пород. Однако данные гравиметрии показывают, что на глубине массив становится несогласным.

С севера почти на всем протяжении Дюсембайская антиклиналь срезана субширотным Кюгенжальским левосторонним сбросо-сдвигом, с горизонтальной амплитудой около 8 км. Весьма вероятно, что северная периклиналь антиклинали с располагающимися в ней Карсакпайским сиенитовым массивом, наблюдаемая на левом берегу р. Тумурза-Сарысай в ее нижнем течении, является северной периклиналию Дюсембайской антиклинали. Далее на север она еще раз сдвигается, смещаясь Бастюбинским сбросо-сдвигом. Наличие мелких приразломных складок в северном крыле и подворачивание в южном связаны со значительными воздыманиями южного крыла в западной части разрыва, постепенно затухающими в восточном направлении.

Южнее Дюсембайской антиклинали располагается Кшитасская зона мелких брахискладок. Она занимает пространство от р. Акбулак на севере до широты зимовки Насымбай, протягиваясь на 6 км. Длина складок составляет 2—3 км при ширине до 1 км. Эти складки сложены породами жиландысайской свиты. Углы падения на

крыльях колеблются в широких пределах (20—70°). Некоторые осложняющие складки имеют явную приразрывную природу. Все они прорваны многочисленными мелкими телами каледонских диоритов, являющихся апофизами Майтубинского массива, что сильно затрудняет выявление деталей их строения. Южнее располагается Н а с ы м б а й с к а я антиклиналь протяженностью 12 км и шириной 4 км. С востока и на юге (по правобережью р. Байменды) она срезается Кызымчекским

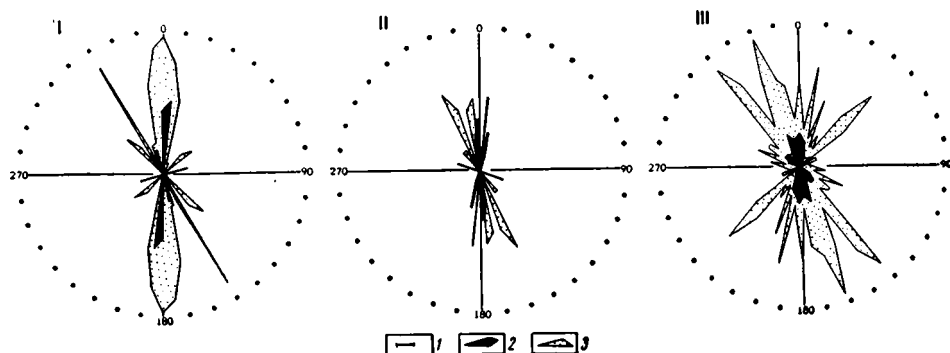


Рис. 12. Диаграммы простираций складок и разрывов Майтубинского антиклинория. I — диаграмма простираций складок супраструктуры (20 складок 1 порядка и 57 складок более высоких порядков). II — диаграмма простираций складок инфраструктуры (16 складок 1 порядка и 28 складок более высоких порядков). III — диаграмма простираций разрывов (24 крупных разрыва, 173 малых разрыва). 1 — масштаб 1 складки и разрыва; 2 — складки 1 порядка и крупные разрывы; 3 — складки более высоких порядков и малые разрывы

разломом, контактируя с Карсакпайским синклинорием. Ядро ее сложено гранитизированными образованиями жиландысайской свиты и двумя автохтонными гранитогнейсовыми массивами. Северный из них, имеющий эллипсоидальную форму, называется Н а с ы м б а й с к и м массивом. Углы падения на крыльях и периклиналях антиклинали, образованных негранитизированными — переход от гранитизированных к негранитизированным постепенный, на коротком интервале — породами жиландысайской свиты (см. рис. 26), составляют 50—70°.

В Насымбайской антиклинали линейность достаточно четко выражена в северной части складки, где она представлена ориентировкой галек в биотитовых сланцах или ориентировкой обломочных зерен и их агрегатов в кварцитах. На периклинали линейность, параллельная шарниру складки, круто погружается на север с углами 40—60°, а в восточном крыле ее наклон на север менее крутой 10—20°, т. е. это В-линейность.

К юго-западу от Насымбайской антиклинали находятся две синклинали с размахом крыльев до 6—7 км и углами падения 60—80°. Все эти складки прямые, как и подавляющее большинство складок восточного крыла.

С запада Кшитасская зона брахискладок и Насымбайская антиклиналь прорваны диоритами Майтубинского массива, дающего многочисленные апофизы вдоль контакта. В основании южной части восточного крыла антиклинория на всем ее протяжении находится глубинная скрытая часть Майтубинского гранодиоритового массива, что установлено по геофизическим данным.

На рис. 12 показаны простирания складок супраструктуры. Складки I порядка преимущественно простираются по азимуту 5° и локально — по азимутам $330-340^{\circ}$. Мелкие осложняющие складки ориентированы в основном по азимуту 0° и ограничено по азимутам $310, 330$ и 50° .

Подводя итоги рассмотрения строения супраструктуры Майтюбинского антиклинория, можно отметить следующее:

1. Здесь развиты крупные, простые по строению, как правило, прямые складки, в плане промежуточные между линейными и брахиморфными. Для них характерны округлые широкие замыкания. На замыканиях в наиболее пластичных горизонтах наблюдаются значительное увеличение мощностей и мелкая внутрипластовая дисгармоничная складчатость. Крылья складок I порядка характеризуются меньшими мощностями тех же горизонтов и не имеют внутрипластовых складок. Эти изменения связаны с вторичным перераспределением вещества с образованием зон выжимания на крыльях и зон нагнетания на замыканиях складок.

2. Вергентность складок в пределах супраструктуры отмечена в единичных случаях на границе сочленения с инфраструктурой. Она, как и в инфраструктуре, является западной.

3. Складки этого типа ассоциируют с соизмеримыми с ними по размерам северо-западными левыми и северо-восточными правыми сдвигами. Долготные и субдолготные разрывы имеют большую протяженность и по размерам сопоставимы со структурными зонами в антиклинории, а не с отдельными складками. Они являются по морфологии крутыми сбросами и взбросами. Протяженные со значительными амплитудами сбросо-сдвиги, отмеченные главным образом в северной части антиклинория, заложившиеся, видимо, как соскладчатые, окончательно оформились позднее.

4. Для супраструктуры характерно развитие сланцеватости I рода, наследующей первичную сложность.

5. Отмеченная здесь линейность, выраженная ориентировкой галек конгломератов, минеральными зернами и полиминеральными кристаллическими агрегатами, ориентирована параллельно шарнирам складок и полого наклонена ($5-40^{\circ}$) на север или юг (B-линейность).

Строение комплекса автохтонных гранитогнейсов и гранитизированных образований (инфраструктура)

Инфраструктура занимает осевое положение в антиклинории. В ее пределах сосредоточено подавляющее большинство массивов гранитогнейсов и сопутствующих им гнейсов — продуктов гранитизации метаморфических толщ. Инфраструктура занимает пространство между реками Тумурза-Сарысай на севере и верховьями Бозингена на юге. Простирание зоны субмеридиональное, север-северо-западное.

С востока инфраструктура ограничена Куланбайским разломом, падающим на восток, за которым на большем его протяжении находится каледонский Майтюбинский гранодиоритовый массив. Восточнее этого ограничения, в пределах восточного крыла антиклинория, располагается ряд мелких гранитогнейсовых массивов, не меняющих существенно стиля складчатости.

С запада инфраструктура ограничена серией протяженных долготных и северо-западных разрывов, погружающихся также на восток, наиболее крупными из которых являются Койтауский и Тат-

пенский взбросо-надвиг¹. По этим разрывам инфраструктура граничит со среднепротерозойскими гранитами жаункарского комплекса, вдоль которых образуются протяженные и широкие (до 2 км) зоны бластокатакlastических гнейсогранитов. В северной части инфраструктура с запада перекрыта наложенной варисцийской Сарысайской синклиналью, на глубине сочленяясь с каледонским комплексом по Сарысайскому и Актасскому разрывам. На севере она ограничена Бастюбинским сбросо-сдвигом, сочленяясь с супраструктурой антиклинория. На юге и юго-востоке инфраструктура погружается под Жийдинскую наложенную синклиналь, под которой по Кызымчекскому разлому граничит с Карсакпайским синклинирем.

Наиболее полное представление о стиле инфраструктуры можно получить в ее южной части, так как в северной части он затушеван многочисленными разновозрастными интрузивами. На юге между верховьями рек Татпен и Бозинген в обширном поле гранитогнейсов и гранитизированных пород выделяются две крупные антиклинальные складки Койтауская и Татпенская, ядра которых сложены одноименными массивами автохтонных гранитогнейсов.

В строении периклиналей принимают участие мелкозернистые гнейсы. Это — долготные линейные изоклинальные складки, опрокинутые на запад, с углами падения на крыльях в 30—60°. Более крупная восточная Койтауская антиклиналь протягивается на 15—18 км при ширине около 4 км. Ее слагают почти исключительно гранитогнейсы, а гнейсы отмечены в виде реликтовых пластов и слагают северную периклиналь. Западнее за Койтауским взбросо-надвигом располагается Татпенская антиклиналь, длина которой составляет около 10 км, а ширина — около 2—3 км. Здесь гнейсы слагают обе периклинали складки. Южнее за Татпенским взбросо-надвигом на продолжении Татпенской антиклинали находится еще одна антиклиналь, сложенная в ядре гранитогнейсами. Ее северная периклиналь срезана Татпенским взбросо-надвигом, а в южной наблюдаются гнейсы.

Таким образом, намечаются две зоны антиклиналей, в строении которых существенную роль играют гранитогнейсы. Синклинальная зона, разделяющая их, видимо, в значительной части срезана Койтауским взбросо-надвигом. Лишь на юге наблюдается ее ядро — Шокайская синклиналь, выполненная гнейсами и достигающая в длину 10 км при ширине 2 км (рис. 13).

Среди гранитов Жаункарского массива отмечена небольшая одноименная синклиналь, крылья которой сложены гранитогнейсами, а ядро — гнейсами (см. рис. 13). Длина складки достигает 4 км, а размах крыльев — до 1 км. Все эти складки осложнены мелкой изоклинальной складчатостью с размахом крыльев до 200—300 м и теми же углами падения, что и у основных складок. Для этого участка, как и для инфраструктуры в целом, характерна сланцеватость II рода, т. е. развивающаяся по кливажу осевой поверхности, и полого погружающаяся на восток (10—30°) линейность, образованная поликристаллическими скоплениями биотита и кварц-полевошпатовых агрегатов. Линейность ориентирована перпендикулярно к шарнирам складок и является *R*-линейностью.

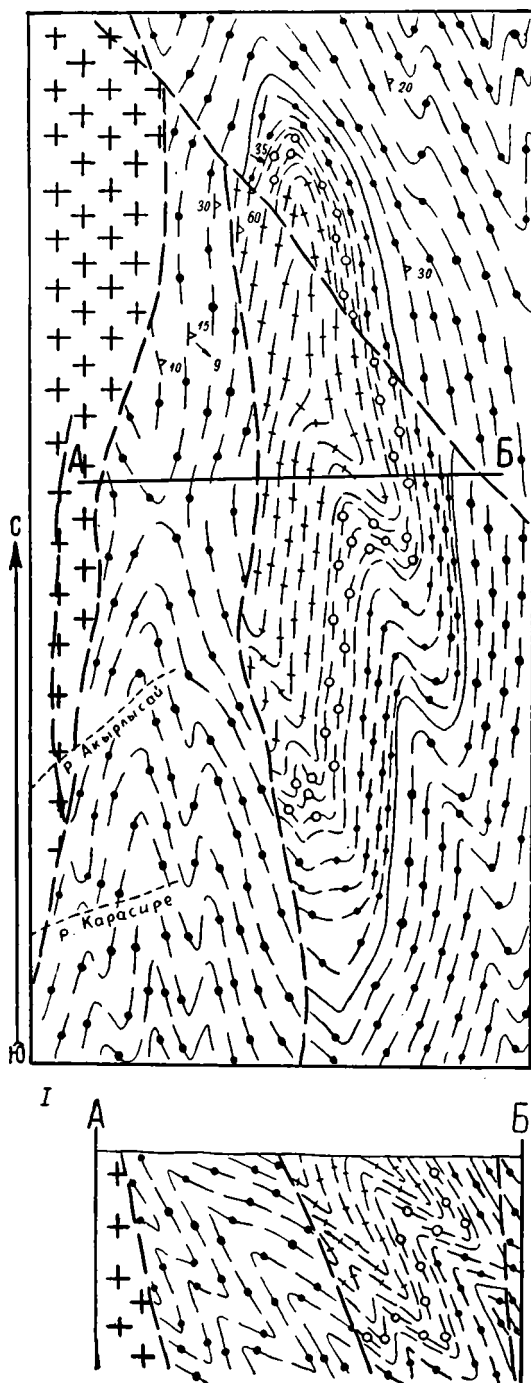
К северу от рассмотренного участка, вплоть до Кюгенжальского сбросо-сдвига, стиль складчатости инфраструктуры существенно не меняется, но толща гранитизированных пород прорвана многочисленными

¹ Под взбросо-надвигом мы подразумеваем разрыв, характеризующийся изменчивостью углов наклона сместителя и переходящий как по падению, так и по простиранию из взброса в надвиг, и наоборот.

ми мелкими телами разновозрастных интрузивов. По улавливаемым фрагментам складок можно говорить, что здесь развиты долготные изоклинальные складки протяженностью 4—5 км при ширине 0,5—0,7 км.

Рис. 13. I. Геологическая карта Шокайской синклинали, верховья р. Акырлысай. II. Геологическая карта Жаункарской синклинали, верховья р. Жаункар (по И. З. Филиппович и автору).

1 — базальный горизонт кварцитов жаункарской свиты; 2 — мелкозернистые микроклин-альбитовые гнейсы; 3 — очковые существенно биотитовые, микроклин-альбитовые гнейсы; 4 — гранитогнейсы; 5 — среднепротерозойские граниты Жаункарского массива; 6 — разрывные нарушения; геологические границы: 7 — условные, 8 — достоверные; 9 — направление и угол падения: а — гнейсовидности, б — минеральной линейности



[illegible]

247

1. Массивы гранитогнейсов имеют не купольную, а линейную форму, выполняя ядра линейных антиклиналей. Такая форма объясняется прежде всего автохтонным характером гранитогнейсов, т. е. структурно-текстурным гранитогнейсовым перерождением пород без существенного всплывания собственно гранитогнейсовых массивов. Сами массивы находятся в зачаточном состоянии и не обособляются от вмещающих гнейсов. Х. Рамберг (1970) установил экспериментально, что первичная форма антиклиналей и развивающихся из них куполов определяется очертаниями питающего слоя («краевой эффект»). В нашем случае гранитизация накладывалась на линейную складчатость супраструктуры. Предполагаемое последующее воздымание осевой зоны антиклинория охватывает более или менее всю инфраструктуру, а не отдельные гранитогнейсовые массивы.

2. В этой зоне развиты протяженные изоклинальные линейные складки, запрокинутые на запад и осложненные более мелкими складками.

3. Опрокинутые складки ассоциируют с погружающимися на восток под углами $40-60^\circ$ взбросами и взбросо-надвигами.

4. Для зоны характерно широкое развитие сланцеватости II рода, развившейся по кливажу осевой поверхности складок.

5. Отмеченная линейность, обусловленная минеральными образованиями, ориентирована перпендикулярно к шарнирам складок и положо (20—30°) наклонена на восток (а- или R-линейность).

* *
*

Из приведенного описания следует, что в пределах Майтубинского антиклинория развиты структуры двух стилей. Крупные, в основном прямые складки, в плане промежуточные между типичными линейными и брахиоморфными, характерны для супраструктуры антиклинория. На большой территории в северо-восточной и восточной частях супраструктуры развиты мелкие изометричные и брахиоморфные складки. Для инфраструктуры антиклинория типичны близкие к изоклинальным линейные складки, запрокинутые на запад. Западная вергентность отмечена и в пределах супраструктуры. Складчатость инфра- и супраструктуры, несмотря на морфологические различия, является альпийно-типной, полной или складчатостью продольного расплющивания (по В. В. Белоусову и М. В. Гзовскому).

Рассмотрение пространственной ориентировки складок супраструктуры и инфраструктуры (см. рис. 12) показывает, что складки I порядка в них ориентированы практически одинаково: в первой — аз. пр. $0-5^\circ$, а во второй — аз. пр. $355-0^\circ$. Расхождения в ориентировке осложняющих складок в обеих зонах более значительные. В супраструктуре они простираются в основном в азимуте 0° и $320-330^\circ$, а в инфраструктуре — в азимуте 330 и $350-355^\circ$.

Сопоставление ориентировок складок с простираниями разрывов (см. рис. 12) показывает, что положение крупных разрывов, превышающих по протяженности длину складок, в основном совпадает с ориентировкой складок I порядка обеих структурных зон — аз. пр. $340-0^\circ$. Имеются два слабовыраженных направления с аз. пр. $315-320^\circ$ и 50° , отвечающих диагональным разрывам. Ориентировка мелких разрывов, по размерам уступающим складкам I порядка, в основном отвечает ориентировке крупных разрывов, но здесь более интенсивно выражены

диагональные направления. Северо-западные мелкие разрывы ориентированы в азимуте 320—325°, а северо-восточные — в азимуте 45°.

Таким образом, следует подчеркнуть, что ориентировка складчатой структуры Майтюрбинского антиклинория является практически долготной. Его простираение несколько северо-западное, читаемое с геологической и тектонической карт, является кажущимся и обусловлено широким распространением протяженных разрывов с простираанием 340°, эшелонирующих складчатую структуру в этом направлении.

В инфраструктуре отмечена линейность, ориентированная по направлению падения — восстания осевых поверхностей складок — *a*-линейность, по Э. Клоосу, или *R*-линейность в нашем обозначении. В супраструктуре развита линейность, параллельная шарнирам складок (соответственно *b*-линейность или *B*-линейность). Сланцеватость I рода, nasledующая слоистость, в пределах Майтюрбинского антиклинория устанавливается в простых по строению крупных складках, сложенных резко контрастными по составу породами (например, бластоосаммитовые кварциты и порфириды; мраморы и сланцы и т. д.). Отсутствие многократных деформаций здесь подтверждается тем, что в разрезах нет повторяемости сколько-нибудь значительных пачек пород в прямой и обратной последовательности.

Сланцеватость II рода развита в пределах антиклинория лишь в полях гранитизированных пород инфраструктуры, но и здесь, благодаря изоклинальной складчатости, она занимает положение, близкое к положению сланцеватости I рода.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МАЙТЮРБИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Развитие сланцеватости I рода в супраструктуре антиклинория свидетельствует о синхронности процессов складчатости и регионального метаморфизма, хотя и трудно сказать, какой из этих процессов является причиной другого. Скорее всего, оба они — следствие какого-то третьего явления, причины которого не ясны.

Зеленосланцевая фация метаморфизма во всех докембрийских структурных зонах Южного Улутау, кроме наиболее погруженных частей Улутауского антиклинория, позволяет предположить, что региональный метаморфизм и складчатость в них были одновременны с таковыми супраструктуры Майтюрбинского антиклинория. Различия же в стиле складчатости Майтюрбинского и Улутауского антиклинориев, с одной стороны, и Карсакпайского синклинория, с другой, свидетельствуют, скорее, о структурной зональности, нежели разновременности складчатости. Таким образом, докембрийский складчатый комплекс сформировался, скорее всего, одновременно. Не надо понимать, что метаморфизм самых древних и самых молодых метаморфизованных серий докембрия происходил в один и тот же момент. Но, проявившись в наиболее древних сериях, он охватывал более молодые по мере их накопления и опускания в зону соответствующих температур — 300—500° и давлений — геостатического и давления воды 3000—8000 бар, что примерно соответствует глубинам 10—27 км (Тернер, Ферхуген, 1961). Одновременность выражается в непрерывности процесса метаморфизма. По оценкам Ф. Тернера и Дж. Ферхугена, ориентированное давление (стресс), обуславливающее складчатость, не превышает 2000—3000 атм., а в условиях повышенной температуры и того меньше.

Время проявления регионального зеленосланцевого метаморфизма в Южном Улутау точно не известно. Можно с уверенностью говорить о

том, что он предшествовал гранитизации пород Майтюрбинского антиклинория.

Процессы гранитизации, приведшие в конечном счете к образованию гранитогнейсов, по мнению И. З. Филлипович, во времени не оторваны от процесса регионального метаморфизма и следуют за ним. Надо отметить, что гранитогнейсы образовались, видимо, не только за счет региональнометаморфизованных комплексов, но и по среднепротерозойским гранитам жаункарского комплекса, которые таким образом были ремобилизованы. В процессе образования гранитогнейсов супраструктура в осевой зоне антиклинория подверглась усложнению. Существовавшие линейные складки дополнительно сжались и превратились в изоклинальные со сланцеватостью II рода, запрокинутые на запад.

Можно относительно определить время формирования антиклинального поднятия и ту скорость, с какой проходили процессы регионального метаморфизма, складчатости и гранитизации. В гл. 2 показано, что многочисленные несогласия в майтюрбинской серии являются не структурными несогласиями (т. е. связанными со складчатостью), а обычными трансгрессивными налеганиями. Основная особенность этих трансгрессивных налеганий состоит в том, что каждая несогласно залегающая свита, по мере приближения к оси Майтюрбинского антиклинория, ложится на более древние свиты. Эти соотношения свидетельствуют о том, что на месте Майтюрбинского антиклинория развивалась конседиментационная структура, с постоянно воздымающейся осевой зоной¹. Это воздымание поднятия, видимо, связано было с развивавшимися на глубине процессами гранитизации, которые, однако, находились или «гипсометрически» ниже, или глубже фронта регионального метаморфизма. Гранитизация супракрустального комплекса привела к адвекции (Белоусов, 1966).

В этом отношении очень показательны изменения состава и мощностей кумолинской свиты, установленные О. В. Япаскуртом. На интервал по долготе, занимаемый инфраструктурой антиклинория, приходятся сокращение мощности разрезов свиты, и их большая терригенность. К югу и северу мощности возрастают и увеличивается карбонатность разреза. Следовательно, в кумолинское время продолжалась на глубине гранитизация, сопровождавшаяся воздыманием зоны инфраструктуры.

Изложенное позволяет реконструировать следующую картину развития Майтюрбинского антиклинория и обрамляющих структур в протерозое.

На наибольшей глубине располагается фронт гранитизации, который в ядре поднятия выгнут вверх. По мере развития поднятия гранитизированные породы приближаются к поверхности. В зоне гранитизации формируется инфраструктура, ведущую роль в которой играют массивы гранитогнейсов и изоклиналиная складчатость (рис. 14).

Выше располагается зона регионального метаморфизма, фронт которого расположен на меньших глубинах и тоже приподнят в ядре. В этой зоне формируется складчатая супраструктура. Выше идут неметаморфизованные и недислоцированные осадки. В осевой зоне выходят снизу метаморфические породы, а на заключительной стадии — гранитизированные образования и гранитогнейсы инфраструктуры. К ана-

¹ Впервые вывод о конседиментационности поднятия на месте антиклинория был сделан Т. Г. Павловой (1964), правда на иной стратиграфической основе: предполагалось наличие существенных фациальных изменений слагающих его толщ.

логичной схеме развития гранитогнейсовых куполов в варисцийском Восточно-Уральском антиклинории пришел С. В. Чесноков (1967).

Разумеется, «осевая зона поднятия» в этих случаях понятие условное, не совпадающее по размерам, но не по положению, с современной осевой зоной антиклинория. Она могла на разных этапах иметь различные размеры в зависимости от интенсивности воздымания.

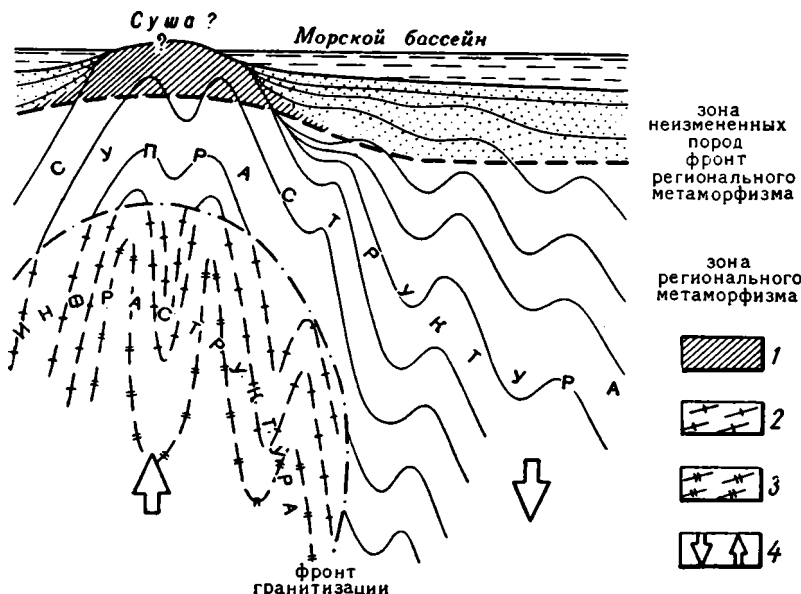


Рис. 14. Принципиальная схема развития Майтубинского антиклинория. 1 — метаморфические породы, выведенные на дневную поверхность на геосинклинальном поднятии; 2 — гранитизированные породы (гнейсы); 3 — гранитогнейсы; 4 — преобладающая тенденция движений

Инфраструктура Майтубинского синклинория была вскрыта процессами эрозии лишь после консолидации протерозойского складчатого комплекса в позднем протерозое. Галька гранитогнейсов впервые появляется в неметаморфизованных конгломератах венда каледонского складчатого комплекса.

Региональный метаморфизм одновременно охватывает породы в пределах серии по мере вовлечения их в зону метаморфизма и развивается во времени непрерывно.

Таким образом, окончательно структура протерозойского Майтубинского антиклинория оформилась после образования инфраструктуры, завершившегося в позднем протерозое. Морфологические отличия протерозойской складчатости от складчатости каледонского и варисцийского этапов, т. е. «консервация» протерозойской складчатости, позволяют заключить, что на этих этапах протерозойская структура не подверглась существенной складчатой переработке. В это время имели место лишь блоковые движения по разрывам.

Становление инфраструктуры в пределах Майтубинского антиклинория оказало существенное влияние на соседние протерозойские структуры, особенно Карсакпайский синклинорий. На интервале развития гранитогнейсов в антиклинории Карсакпайский синклинорий «ото-

двинут» на восток в сравнении со всеми остальными участками. Здесь цепи линейных опрокинутых на восток складок и ограничивающих синклинорий разрывов, также погружающихся на восток, изгибаются дугообразно, как бы обтекая гранитогнейсовое ядро антиклинория. Любопытно, что по мере удаления от этого изгиба уменьшается интенсивность опрокидывания складок в комплексе, слагающем Карсакпайский синклинорий.

Нами было показано, что в структуре Майтубинского антиклинория значительную роль играют соскладчатые сдвиги северо-восточного и северо-западного направлений. Аналогичные сдвиги отмечены и в Карсакпайском синклинории. Ю. А. Зайцев, рассматривая природу долготных разрывов, ограничивающих с запада синклинорий (Кызымчекского, Карсакпайского), связал их в тектонопары с левыми и правыми сдвигами Майтубинского антиклинория. Левые северо-западные сдвиги развиты в северной части антиклинория, ограничивая инфраструктуру, и на этих же широтах в Карсакпайском синклинории, а правые северо-восточные — в их южных частях. Ю. А. Зайцев на основании этого пришел к выводу, что долготные разрывы этого парагенезиса, падающие на восток ($70-80^\circ$) и морфологически определяющиеся как взбросы, являются кинематически поддвигами. При этом парагенезис разрывов их связывается с развитием территории на байкальско-каледонском этапе. По нашему мнению, этот парагенезис, являющийся позднейшим во времени, сформировался на заключительных этапах становления протерозойского структурного комплекса. Первично соскладчатые сдвиги были обновлены с теми же знаками в период формирования самых высоких уровней инфраструктуры антиклинория и парагенетически связаны с долготными разрывами. При всплывании гранитогнейсового ядра антиклинория оформились крупные сдвиги, ограничивающие его с севера — левые, и с юга — правые. Долготные же разрывы, у которых западные крылья подняты, кинематически являются выдвигами или подбросами. Такая концепция объясняет морфологическую и кинематическую однотипность долготных разрывов, причину их парагенетической ассоциации со сдвигами и время возникновения этой ассоциации — поздний протерозой.

При этом в Кызымчекском (сложенном в основном боздакской серией) и Карсакпайском (сложенном карсакпайской серией) тектонических блоках возникает сдвиговая пара сил, обусловленная более значительным воздыманием западного края блока в сравнении с восточным блоком. Видимо, эта сдвиговая деформация блоков, сложенных уже деформированными или только деформирующимися породами, обуславливает восточное опрокидывание складок, наблюдаемое в этих блоках.

Можно предполагать на основании уже высказанных соображений, что на каледонскую и варисийскую складчатости Карсакпайский синклинорий, а также и Улутауский антиклинорий реагировали лишь блоковыми движениями по разрывам.

Рассмотрим вопрос о соотношениях деформаций и метаморфизма. С момента выделения учения о метаморфических породах в начале этого столетия ван Хайз и У. Грубенман придавали давлению (геостатическому и стрессу) равную с температурой роль в формировании региональных метаморфических комплексов. Они разработали гипотезу о глубинных зонах земной коры, различающихся по интенсивности метаморфизма.

В дальнейшем развитие учения о региональном метаморфизме и метаморфических породах проводилось в основном петрологами, которые склонны были занижать, а некоторые вообще не учитывали зна-

чения одностороннего тектонического давления (В. Гольдшмидт, П. Эскола, П. Ниггли, Д. С. Коржинский, Н. Боуон, Ф. Тернер и др.). Д. Флинн (1967, стр. 49) отмечает: «Деформацией как фактором метаморфизма, как правило, пренебрегали, а в структурной петрологии метаморфизму как процессу уделялось мало внимания».

В последние годы направленное тектоническое давление как фактор деформаций и метаморфизма было рассмотрено рядом авторов, в том числе И. А. Елисеевым (1959, 1967₁), и обсуждено в 1964 г. на Ливерпульском симпозиуме по проблемам метаморфизма. У. Питчер (1967) подчеркнул, что в областях повышенного теплового потока периодически возникающие деформации дают начало метаморфическим реакциям. Он считает, что при этом возникает разница величин давлений в разных направлениях порядка нескольких килобар. К аналогичным выводам пришел и Д. Флинн (1967), указывая, что именно деформация контролирует структуру и текстуру метаморфических пород, влияя на кинетику метаморфических реакций. Р. Рутланд (1967), анализируя оценки величин горизонтального направленного давления Ф. Берга, Р. Колемана и Д. Ли, определяет, что оно в общем случае не должно превышать четыре третьих прочности материала на сдвиг, которая варьирует по значению в разных фациях и зонах.

Лабораторные исследования ряда метаморфических реакций показали, что либо они должны протекать на значительно больших глубинах, чем это предполагалось ранее, либо к давлению нагрузки прибавляется существенное тектоническое давление. Это «избыточное» давление, по мнению Д. Флинна и Р. Рутланда, скорее, должно связываться с тектоническим давлением, хотя последний отметил наравне с ним и роль химизма.

Д. Флинн отверг представление о широком распространении в природе деформаций в метаморфических комплексах за счет трансляционного скольжения и двойникования. Он указал как наиболее вероятный механизм деформации взаимное перемещение зерен при скольжении и изменение их форм в результате диффузии атомов в условиях направленного давления, т. е. перекристаллизации по принципу Рикке.

До сих пор остается не выясненным до конца вопрос об изменении объема первичных пород в процессе метаморфизма.

Таким образом, в настоящее время широко признан факт синхронности метаморфизма и складчатости, причем, по мнению большинства специалистов, метаморфизм вызывается направленным тектоническим давлением в областях повышенного теплового потока.

В последнее десятилетие и тектонисты обратили внимание на специфичность складчатости, синхронной метаморфизму. В. В. Белоусов (1960, 1962₁, 1966, 1970) выделяет метаморфическую или глубинную складчатость в самостоятельный кинематический тип, связывая ее, однако, лишь с явлением всплывания (адвекции) продуктов гранитизации и метаморфизма за счет уменьшения плотности пород при насыщении их газами и парами.

В. Е. Хаин (1964₁) разделяет складчатость, связанную с всплыванием гранитогнейсовых куполов, и метаморфогенную складчатость. Он отмечает неясность роли изменения объема пород при метаморфизме. Но и В. В. Белоусов, и В. Е. Хаин подчеркивают недостаточность наших знаний о метаморфогенной глубинной складчатости и необходимость дальнейших детальных исследований этого явления.

Наши наблюдения показывают, что метаморфизм и складчатость в Южном Улутау тесно связаны между собой и являются синхронными. Директивные текстуры, выраженные метаморфическими минералами,

безусловно формировались в процессе метаморфизма. С другой стороны, именно они «обрисовывают» складчатые структуры во всех их частях и на крыльях, и на замыканиях. Разительное сходство наблюдается в соотношениях линейности и складчатости структур. В-линейность повторяет ундуляции шарниров складок, что немыслимо без одновременности их возникновения. Этот вопрос будет подробнее рассмотрен в гл. 8. Мы не располагаем прямыми данными для рассматриваемого района по изменению объема и плотностей первичных пород при региональном метаморфизме и складчатости. Однако, с нашей точки зрения, процессы метаморфизма, проходящие в условиях высоких температур, геостатического (вертикальная нагрузка) и особенно направленного давления (стресс), должны вести к энергетически более выгодному в этих условиях меньшему объему и, следовательно, большей плотности. «Поскольку устойчивыми при данной температуре и давлении будут фазы или ассоциации фаз, обладающие наименьшей свободной энергией, то высокое давление неизбежно благоприятствует ассоциациям с наименьшим объемом, а высокая температура — ассоциациям с наибольшей энтропией» (Тернер, Ферхуген, 1961, стр. 402).

Лишь на этапе ультраметаморфизма — гранитизации, имеющей метасоматический характер, объем породы должен возрасти, а плотность уменьшется. Последнее явление широко распространено в природе и приводит к всплыванию — адвекции, по В. В. Белоусову, — гранитогнейсовых куполов, валов и т. д.

Сравнение объемных весов и плотностей региональнометаморфизованных пород Южного Улутау с их возможными литологическими прародами из палеозоя говорит в пользу сделанного заключения о возрастании плотности и уменьшении объема пород при метаморфизме. Так, плотность палеозойских песчаников составляет $2,62 \text{ г/см}^3$ ¹, а протерозойских сланцев и кварцитов близкого состава $2,62—2,68 \text{ г/см}^3$. Очковые гнейсы и гранитогнейсы имеют соответственно плотности $2,50—2,60 \text{ г/см}^3$. Приведенные значения плотностей являются достаточно контрастными, так как взяты крайние члены рядов. Надо иметь в виду, что другие разности метаморфических пород, особенно отвечающие основному составу, отличаются по плотностям от своих прародов менее резко («Справочник физических констант горных пород», 1969). С увеличением давления до 15 килобар плотность пород кислого состава возрастает на 3,5%, а ультраосновного и основного состава — на 2%, т. е. изменения плотностей идут в первом, втором знаках справа от запятой.

Установленных различий в плотностях метаморфических и гранитизированных пород, согласно расчетам и опытам Х. Рамберга (1970), достаточно для нарушения устойчивости аномально расположенных слоев и протекания процесса всплывания более легкого материала.

Вышеизложенное подтверждает предложенную нами схему развития протерозойского складчатого комплекса и Майтубинского антиклинория в частности. В заключение еще раз подчеркнем, что процессы гранитизации в антиклинории не привели к формированию типичных аллохтонных гранитогнейсовых куполов, оторвавшихся при всплывании от своих корней. Здесь процессы гранитизации не успели зайти так далеко. В результате возникли автохтонные гранитогнейсы, которые адвектировали вместе с гранитизированным субстратом, обусловив всплывание всей инфраструктуры, что привело к формированию геоантиклинального поднятия.

¹ Значение определений плотностей пород взяты по Ю. А. Строкину и Р. П. Рабкиной и усреднены автором.

ВЫВОДЫ

1. Майтюбинский антиклинорий является длительно развивавшейся структурой, которая сформировалась на месте конседиментационного геоантиклинального поднятия, возникшего по крайней мере в последующее время.

2. В структуре антиклинория выделяются две области с разными стилями складчатости. Одна — супраструктура, объединяющая западное и восточное крылья, сложена регионально метаморфизованными породами и характеризуется развитием складок с округлыми замыканиями, промежуточных в плане между линейными и брахиморфными. В ней распространены сланцеватость I рода (наследующая слоистость) *В*-линейность (параллельная шарнирам складок) и соскладчатые сдвиги.

Другая структурная область — инфраструктура, занимающая осевое положение в антиклинории, сложена автохтонными гранитогнейсами и гранитизированными образованиями и характеризуется распространением линейных складок, запрокинутых на запад. Здесь наблюдается сланцеватость II рода (развивающаяся по кливажу осевой поверхности), *Р*-линейность (перпендикулярная шарнирам складок) и соскладчатые взбросо-надвиги.

3. Складчатая структура антиклинория полихронна и сформировалась в два этапа. На первом, совместно с процессами регионального метаморфизма, оформилась простая по своей морфологии складчатость супраструктуры. На втором этапе, в связи с развитием процессов гранитизации (около 1700 млн. лет), произошло усложнение ранее возникшей складчатости. В осевой зоне антиклинория формировалась линейная, запрокинутая на запад складчатость с гранитогнейсовыми массивами в ядрах антиклиналей (инфраструктура). По мере развития вся инфраструктура испытывала подъем (адвектировала, по В. В. Белоусову), обусловив геоантиклинальный характер развития поднятия с последующее время.

4. Складчатость инфра- и супраструктуры антиклинория, несмотря на морфологические различия, является альпинотипной, полной или складчатостью продольного расплющивания (по В. В. Белоусову и М. В. Гзовскому).

5. Развитие инфраструктуры Майтюбинского антиклинория оказало влияние на строение и характер складчатости соседнего протерозойского Карсакпайского синклинория. На интервале инфраструктуры синклинорий отодвинут на восток, образуя сигмоидный изгиб. На этом участке в синклинории развита более напряженная линейная складчатость и сильнее проявлена восточная вергентность.

6. На последующей тектонической истории (каледонской и варисцийской) здесь имеет место консервация (по морфологии) протерозойской складчатости, искаженной лишь более молодыми блоковыми движениями по разрывам.

КИНЕМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛУБИННОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В последнее десятилетие было обращено внимание на специфичность условий формирования складчатых форм, возникающих совместно с метаморфизмом и гранитизацией. В. В. Белоусов (1960; 1962_{1, 2}; 1964; 1966; 1970₁; 1971) предложил этот тип складчатости называть глубинным. Анализируя условия формирования складчатости в метаморфических комплексах, он пришел к выводу о том, что этот тип складчатости формируется в результате тектонического перетекания материала в условиях горизонтального сжатия и растяжения. Горизонтальное положение минимального и максимального главных нормальных напряжений В. В. Белоусов объясняет глубинным характером складчатости (отсюда и название типа складчатости), связанным с высокими значениями геостатического давления. В. Е. Хаин (1964₁) выделяет этот же тип складчатости под названием метаморфогенной, подчеркивая его связь с процессами метаморфизма. При этом он указывает, что, по данным Э. Бедерке, на низких ступенях метаморфизма эта складчатость должна идти при уменьшении общего объема пород и лишь с гранат-ставролитовой фации — с увеличением объема.

В. В. Белоусов объединяет складчатость, возникающую на стадии регионального метаморфизма, и складчатость, связанную с гранитизацией, в один генетический и кинематический тип — глубинную складчатость. В. Е. Хаин разделяет их, выделяя метаморфогенную и магмато-генную складчатость.

В предыдущем разделе было показано, что в пределах Майтубинского антиклинория выделяются разновременные структурные области, обладающие своим стилем складчатого строения и связанные в формировании с процессами регионального метаморфизма (супраструктура) и гранитизации (инфраструктура). Складчатые формы инфраструктуры развивались по складкам супраструктуры. Различия в морфологии складок заставляют полагать, что каждая из этих складчатостей возникает в своей специфической кинематической обстановке. В последние годы условиям формирования складчатых форм в связи с гранитизацией и развитием гранитогнейсовых куполов был посвящен ряд работ. На примере Гренландии и Гималаев этот процесс рассмотрен А. Бер-

тельсеном (Bertelsen, 1960; Бертельсен, 1968), Пиринеев—Л. Ситтером и Г. Цвартом (Sitter, Zwart, 1960), на Южном Урале—С. В. Чесноковым (1967), а в Карелии—В. В. Эзом¹ (1967, 1968) и Л. Н. Куклеем (1971) и др. В этих работах намечены основные закономерности складчатости, связанной с гранитогнейсообразованием, выражающиеся в многократном деформировании дислоцированных пакетов пород, приводящем к интерференции складчатостей (Turner, Weiss, 1963; Паталаха, 1970).

Однако условия формирования складчатых форм, возникших в связи с региональным метаморфизмом, аналогичных тем, что описаны нами в супраструктуре Майтубинского антиклинория, рассмотрены не были. В силу этого мы основное внимание сосредоточили на выяснении кинематической обстановки становления складчатости супраструктуры антиклинория, а не инфраструктуры. Тем более, что по условиям обнаженности эта задача не может быть решена выбранным методом в пределах инфраструктуры. Самые общие соображения о кинематике складчатости инфраструктуры антиклинория мы дадим в конце этой части.

Для сравнения нами рассматриваются в этой части кинематические условия становления складчатости и в сопряженном с востока протерозойском Карсакпайском синклинории.

¹ В. В. Эз рассматривает многократные, наложенные деформации, связанные не только с формированием гранитогнейсовых куполов, но и вообще с метаморфогенной складчатостью.

МЕТОДИКА СТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Нами была поставлена задача выяснения кинематической обстановки и механизма образования протерозойской метаморфогенной складчатости Майтюбинского антиклинория. Решение этой задачи сводится к определению характера, направления и последовательности действий сил, обусловивших возникновение и формирование складчатости.

Первые суждения в геологии о характере и направлении действия тектонических сил высказывались лишь на основании изменения формы различных геологических объектов. Так, Д. Филлипс в 1843 г. впервые отметил деформацию окаменелостей, а Г. Сорби в 1855 г. установил по оолитам и криноидеям величину растяжения в направлении падения — восстания кливажа, равную 400%. Тридцатью годами позже А. Ветгстейн выяснил по остаткам рыб в сланцах Гларпер, что деформация составляла 250%. В 1847 г. П. Мериан, а в 1867 г. А. Дебре изучали деформацию белемнитов, причем по расчетам последнего растяжение достигало 600%. Изучение степени растяжения пород при деформации по белемнитам, проведенные А. Геймом в 1878—1921 гг., широко известно, а приведенные им зарисовки растащенных белемнитов вошли в учебные руководства по структурной геологии и геотектонике. Многими (Е. Хитчок, А. Хагер, А. Рамзей и др.) предпринимались попытки установить степень деформации по деформированным галькам конгломератов. При этом принималась первоначальная форма галек сферической. Излишне обсуждать неправомерность такого допущения, сводившую к нулю все оценки степени деформации. Тем не менее деформированные гальки остаются прекрасным объектом, позволяющим восстановить направления действия тектонических напряжений. Широкому использованию их для целей реконструкций палеонапряжений мешало до последнего времени мнение, что галька может в одних случаях располагаться по растяжению, а в других — нормально к нему. В последнем случае предполагалось качение галек в направлении тектонического транспорта. Этот дуализм в трактовке ориентировки галек получил широкое распространение и отражение практически во всех руководствах по структурному анализу. Отсутствие критериев — и не удивительное — для установления того или иного механизма ориентировки гальки привело к тому, что геологи перестали пользоваться деформированной галькой для восстановления условий деформации. На разборе этой проблемы мы еще остановимся ниже.

Классическим примером установления кинематической обстановки

складчатости и величины деформаций при ней является работа Э. Клооса (1958₁) по изучению деформации оолитов в нижнепалеозойских породах Мэриленда. По четкости постановки задачи, выбору методики и изложению результатов эта работа является образцом такого рода исследований.

Однако разобранное направление реконструкций тектонических сил ограничено сравнительно малой распространенностью в природе объектов, пригодных для этой цели.

Для восстановления условий складкообразования, главным образом в метаморфических породах в соответствии с принципом Рикке, согласно которому наибольший рост минералов идет в направлении наименьшего давления (растяжения) за счет растворения на поверхностях сжатия, стала использоваться минеральная линейность. Предполагалось, что она ориентирована вдоль растяжения. Это положение позволило в 1858 г. К. Науманну в Рудных Горах, а затем и некоторым другим геологам, в том числе А. Гейму, изучавшим метаморфические складчатые комплексы Западной Европы, прийти к выводу, что складчатость образовывается и в условиях растяжения вдоль шарниров складок.

Однако этот метод был оставлен после работ Б. Зандера в 20-х годах нашего столетия, показавшего, что ориентировка минералов может изменяться в поле напряжений. Б. Зандер (Sander, 1926, 1930 и др.) и В. Шмидт ввели в геологическую практику микроструктурный анализ. Этот метод получил широкое распространение в основном за рубежом и развивался в многочисленных работах Е. Кнопф, Е. Ингерсона, Х. Ферберна, Ф. Тернера, Л. Вайсса, Д. Григгса и др. В нашей стране его пропагандировал А. В. Пэк (1939). Метод и проблемы этого вида структурного анализа недавно с исчерпывающей полнотой изложили за границей Ф. Тернер и Л. Вайсс (Turner, Weiss, 1963), а у нас в стране Л. И. Лукин, В. Ф. Чернышев, И. П. Кушнарв (1965) и Н. А. Елисеев (1967₁).

Библиография по применению микроструктурного анализа обширна и превышает тысячу наименований, особенно зарубежных работ. Однако многие геологи, и С. Н. Бубнов (1960) в их числе, отмечали ограниченные возможности этого метода и трудности, возникающие при интерпретации диаграмм. На наш взгляд, в основных посылах метода не доучитывается роль синскладчатой перекристаллизации, по крайней мере в метаморфических породах, и нет надежного способа разделения разновозрастных деформаций, которые сведены воедино на диаграмме.

Отсутствие единых методов интерпретации структурных диаграмм и их связи с действовавшими напряжениями позволили А. Н. Казакову (1967, стр. 3) констатировать, что «к началу 50-х годов основная цель микроструктурного анализа — установление связи узора оптической ориентировки минералов тектонита с направлением действовавших сил — не была достигнута». Еще раньше к этому выводу пришли Д. Григгс и Ф. Тернер, которые для решения вопроса начали проведение экспериментов с целью получения тектонитов при заданных направлениях, величинах и времени действия сил. Работа эта ведется и в настоящее время, а задача решена лишь в отношении карбонатных тектонитов (Тернер, Григгс, Хэд, 1958; Казаков, 1967).

В 1893 г. Г. Беккер, анализируя физическую сущность процессов деформации, ввел понятие «эллипсоида деформации». Для определения положения «эллипсоида» в тектонических структурах, а следовательно, и установления направления действовавших сил, он предложил исполь-

зовать тектоническую трещиноватость. По Г. Беккеру, трещины сколов возникают в плоскости круговых сечений эллипсоида, характеризующихся максимальным значением касательных напряжений, а растягивающая и сжимающая силы располагаются в биссекторных плоскостях углов между сколами нормально к линии их пересечения.

В 30-е годы нашего столетия и позже этот метод подвергся критике за расхождения между положениями трещин разного типа, наблюдавшимися в природе и при экспериментах, и положениями трещин, постулированными Г. Беккером. По этому вопросу выступил ряд как зарубежных, так и советских геологов (Г. Линк, Д. Григгс, Х. Ферберн, Ли Сы-Гуан, А. А. Белицкий, Г. И. Гуревич, Ю. А. Косыгин, И. В. Лучицкий, Ю. А. Розанов, М. В. Гзовский и др.). Критика теории «эллипсоида деформации» рассмотрена М. В. Гзовским (1963).

Накопленный материал полевых наблюдений по трещиноватости и данные экспериментального изучения различных материалов и горных пород позволили М. В. Гзовскому пересмотреть теорию «эллипсоида деформации». Он дал теоретическое обоснование возникновения тектонических разрывов и разработал методику использования их для целей определения полей палеотектонических напряжений, обуславливавших формирование разрывных и складчатых структур (Гзовский, 1954, 1960, 1963, 1964). Эти работы нашли подтверждение как при полевых исследованиях, так и при моделировании складчатости и разрывных нарушений.

М. В. Гзовский создал комплексную физическую теорию тектонических разрывов. Он показал, что представления об эллипсоиде деформации теоретически строго обосновываются при геометрическом рассмотрении любой однородной деформации и могут быть использованы при описании как полной деформации, так пластической и упругой ее частей.

При использовании эллипсоида для геометрической характеристики однородной деформации нужно учитывать следующие особенности ее проявления в горных породах:

1. Упругая деформация при условии действия напряжений всегда сосуществует наряду с пластической и остается неизменной при постоянстве напряжений.

2. Упругие удлинения в горных породах всегда меньше 1%, а упругие сдвиги меньше 1°, так как условно-мгновенные прочности горных пород на отрыв составляют порядка 0,0001 модуля упругости, а на скалывание — порядка 0,001 модуля сдвига.

3. В квазизотропных горных породах оси упругих деформаций совпадают по направлению с осями напряжений, но могут не совпадать с осями конечных пластичных деформаций.

По тектоническим разрывам, каковыми являются и трещины, может быть установлено пространственное положение осей напряжения, и вместе с тем может быть выяснено направление осей эллипсоида упругой части общей деформации. Эллипсоид обладает небольшой вытянутостью, а направление поверхностей действия максимальных касательных напряжений с точностью до 1° совпадает с направлением круговых сечений эллипсоида упругой части деформации.

В свою очередь при использовании эллипсоида для геометрической характеристики однородной пластической деформации, указывает М. В. Гзовский, надо учитывать, что:

- 1) на протяжении действия напряжения пластическая деформация непрерывно нарастает;

2) на протяжении всего времени одновременно с пластической имеет место и упругая часть общей деформации;

3) пластическая деформация может достигать значительной величины;

4) направления осей пластической деформации могут не совпадать с направлениями осей упругой.

Эллипсоид пластической деформации, часто устанавливаемый в горных породах, может иметь значительную вытянутость и при этом направление его осей может совпадать или не совпадать с направлением осей напряжений. Круговые сечения этого эллипсоида не совпадают с направлениями площадок действия максимальных касательных напряжений.

Расположение трещин скалывания и отрыва должно рассматриваться по отношению к осям напряжений или осям эллипсоида упругой деформации (Гзовский, 1960, 1963).

При изучении тектонической трещиноватости и крупных разрывов М. В. Гзовский рекомендует использовать комплекс современных представлений о прочности материалов. Для однородного изотропного и деформирующегося пластически в рассматриваемом объеме материала эти представления состоят в следующем.

Первое положение. В каждом материале возможны два типа разрушения — отрыв и скалывание, и имеются соответствующие им две прочности P_σ и P_τ . Сколы возникают тогда, когда на какой-либо площадке, наклоненной под углом α к оси алгебраически минимальных нормальных напряжений (минимальных из растягивающих или же максимальных из сжимающих), касательные напряжения τ_α оказываются равными P_τ . Отрывы появляются, когда наибольшее растягивающее напряжение (σ_1) равно P_σ . Отсюда трещины отрыва надо связывать с максимальными растягивающими нормальными напряжениями, а трещины скалывания — с касательными напряжениями. У горных пород прочности на отрыв в 5—8 и даже 15 раз меньше прочностей скалывания (Гзовский, 1963; Справочник физических констант, 1969).

Второе положение. Величины нормальных растягивающих и касательных напряжений, приводящих к разрушению, т. е. прочности P_σ и P_τ , не являются постоянными и зависят от температуры, давления, времени действия напряжений, химической обстановки разрушения тела и величины тела. Прочности увеличиваются с сокращением длительности действия разрушающих напряжений, с ростом всестороннего давления и с понижением температуры.

Третье положение. Значения прочностей в каждой группе пород могут изменяться в широких пределах в зависимости от их литологических и петрографических особенностей, обусловленных геологической историей формирования пород.

Четвертое положение. Указанные закономерности возникновения элементарных поверхностей механического разрушения надо рассматривать как следствие того, что процесс разрушения развивается во времени длительно и неравномерно, совместно с пластическими и упругими деформациями и с противоположными разрушению процессами залечивания разрывов. Поверхность разрыва формируется путем объединения многочисленных более мелких нарушений, каждое из которых уменьшает площадь сечения породы, воспринимающей нагрузку. При постоянстве внешних сил напряжения в разрушенных частях сечения породы увеличиваются при появлении следующего нарушения, лежащего в его плоскости. Увеличение же истинных напряжений увеличивает скорость пластической деформации. Таким образом, увеличение ско-

рости пластической деформации, предшествующее разрушению, надо объяснять процессом разрушения, имеющим лавинообразный характер.

В процессе возникновения тектонического разрыва определенной величины, рассекающего повышенно напряженный участок земной коры, по данным наблюдений над землетрясениями, можно выделить три основные стадии:

1. Подготовка будущего основного разрыва начинается с возникновения на его месте многочисленных мелких разрывов, которые, разрастаясь, объединяются в относительно более крупные разрывы. Появление каждого мелкого разрыва сопровождается слабым землетрясением (форшоки). Разрывы сколового типа протяженностью около 50 м могут вызвать на поверхности землетрясения силой 1—2 баллов. На 100 км² ежегодно появляется менее 10 таких разрывов. По сейсмическим данным количество разрывов определенной протяженности в 2,5 раза меньше количества разрывов с вдвое меньшей протяженностью.

2. Появление мелких разрывов ведет к возрастанию напряжений на неразрушенных участках до пределов прочности материала. При этом разрушаются оставшиеся «перемычки», а сам процесс развивается лавинообразно. Эта стадия является основной в разрывообразовании и кратковременной. Образование основного сложно построенного разрыва протяженностью от нескольких десятков до 500 км сопровождается землетрясением в 9 и более баллов. В тектонически активных зонах такие разрывы возникают раз в несколько десятков лет или столетий на площади от одной до десятков тысяч квадратных километров. Чем крупнее разрыв, тем длительнее происходит его подготовка.

3. Происходит постепенное замедление разрастания крупного разрыва в краевой области повышенно напряженного участка. С этой стадией связаны последующие сейсмические толчки (афтершоки), сила и количество которых быстро уменьшается во времени. У самых крупных разрывов эта стадия продолжается не более 2—3 лет. Самые крупные разрывы сколового типа характеризуются условно-мгновенным увеличением амплитуды на 10—15 м. Разрывы с амплитудами в сотни и тысячи метров являются результатом длительного процесса, состоящего из многочисленных импульсов.

Пятое положение. Механизмы разрушения пород при возникновении крупных, сложно построенных разрывов на разных стадиях их развития могут быть различными. Развитие разрывов зависит не только от свойств, формы и размеров разрушаемых тел, но и сами они, развиваясь, изменяют форму и свойства этих тел. Поэтому процесс разрушения на отдельных стадиях становления разрыва может различаться не только в количественном, но и в качественном отношении.

Мелкие отрывы и сколы на стадии подготовки крупного разрыва могут по-разному ориентироваться относительно него, часто приспосабливаясь к существующим в породах поверхности с ослабленной прочностью — слоистости, сланцеватости, древними трещинами, кливажу.

Крупные разрывы, проявляющиеся на второй стадии сколами, могут на стадии подготовки предвещаться: а) мелкими сколами той же ориентировки и направления смещения; б) мелкими сколами, поверхности которых и направление смещения ориентированы косо по отношению к основному разрыву, причем мелкие сколы располагаются кулисообразно; в) мелкими отрывами, располагающимися кулисообразно и наискось к будущему крупному разрыву. Разрывы, являющиеся отрывами на основной стадии, могут подготавливаться: а) мелкими параллельными отрывами; б) мелкими сколами, расположенными наискось к будущему разрыву. На третьей стадии образуются мелкие разрывы, вы-

званные смещениями в крыльях основного разрыва. Они интенсивно развиваются на крыльях крупных сколов и представлены трещинами скалывания и отрыва.

Указанные механизмы возникновения крупных разрывов, соответствующие первому импульсу и состоящие из трех стадий, могут проявляться при постоянстве направлений и наличии деформирующих сил. Однако тектонические движения, обуславливающие эти силы, как известно, имеют сложный изменчивый характер. В процессе длительного развития разрыва могут проявляться различные механизмы, что широко описано в геологической литературе.

Шестое положение. Появление тектонического разрыва изменяет первичное напряженное состояние горных пород, его вызвавшее. Это происходит при каждом последующем импульсе роста разрыва и проявляется различно.

Первая форма изменения поля напряжений состоит в ослаблении напряжений в одних участках и их усилении в других. При этом меняются и соотношения между величинами главных нормальных напряжений. Максимальные касательные напряжения, как правило, возникают у окончаний появившихся разрывов и в промежутках между ними.

Вторая форма влияния разрыва на напряженное состояние заключается в изменении ориентировки осей напряжений, которое может проявиться вблизи разрыва.

Таковы основные положения комплексного представления о физических условиях возникновения тектонических разрывов, сформулированные М. В. Гзовским (1960, 1963) и основанные на ряде гипотез прочности и выводов из известных экспериментов.

Опираясь на изложенные физические основы формирования разрывов, нами была поставлена задача выяснения причин возникновения разрывов в Майтубинском антиклинории и условий сочетания формирования разрывов и складчатости антиклинория.

Выше отмечалось, что причиной возникновения разрывов и пластичных деформаций (складчатости) является действие напряжений, возникающих в земной коре. Широко установленная геологически тесная связь между разрывами и складчатыми структурами и приуроченность разрывов к отдельным элементам складчатых структур позволяет сделать вывод о неравномерности распределения напряжений в земной коре и в разных частях складчатых структур.

«Тектоническое поле напряжений — это совокупность напряжений, возникающих и действующих в земной коре в связи с развитием определенного тектонического элемента ее структуры» (Гзовский, 1954). О положении напряжений, вызвавших развитие структуры того или иного участка, можно судить по тем пластическим деформациям и разрывам, которые были с ними связаны и наблюдаются в настоящее время.

При изучении поля напряжений сначала устанавливаются характеристики напряжений во многих отдельных точках структур, а затем уже выявляют закономерности изменения напряжений от точки к точке в пространстве и во времени.

Анализ пластической деформации (макроскопический — по ориентировке деформированных галек, окаменелостей и т. д., и микроструктурный) позволяет наметить ориентировку трех взаимоперпендикулярных осей деформации: оси наибольшего удлинения A (ϵ_1), оси наибольшего укорочения C (ϵ_3) и средней оси B (ϵ_2), которые нередко совпадают по направлению соответственно с осями максимальных (σ_1),

минимальных (σ_3) и средних (σ_2) главных нормальных напряжений¹. Таким образом в отдельных случаях может быть установлена ориентировка в пространстве осей главных нормальных напряжений.

Абсолютную величину напряжений, вызвавших пластическую деформацию, восстановить очень трудно, так как с величиной относительной пластической деформации связана не только величина напряжений, но и скорость деформации. В отдельных случаях сопоставление величины относительной пластической деформации в разных участках поля напряжений, вызванного одной причиной, позволяет провести сравнительную оценку величин максимальных касательных и нормальных напряжений. Получение абсолютных величин напряжений по величине относительной пластической деформации надо считать делом будущего, когда будут лучше изучены механические свойства различных горных пород и механизмы деформаций при различных режимах температур, давлений, химических обстановок и т. д.

Из изложенного видно, что наиболее разработанным и теоретически обоснованным методом реконструкций палеотектонических напряжений является анализ тектонической трещиноватости и разрывов. Этот метод был проверен экспериментально М. В. Гзовским и его учениками и опробован при полевых исследованиях в пределах Байжансайского антиклинория Каратау и в некоторых других районах.

В гл. 4 было показано, что малые структурные формы, такие, как мелкие складки, разные типы линейности и кливаж, в пределах Майтубинского антиклинория либо развиты слабо, либо отсутствуют. В силу этого основным методом восстановления палеотектонических полей напряжений был выбран метод анализа тектонической трещиноватости, которая развита практически в пределах всего антиклинория. Привлекался анализ и малых структурных форм там, где это возможно.

Анализ тектонических трещин, как уже было показано, позволяет выявить ориентировку палеотектонических напряжений.

Отрывы перпендикулярны направлению наибольшего (растягивающегося) нормального напряжения (σ_1). Сколы развиваются по двум сопряженным направлениям во времени несколько позже, так как прочность на скалывание выше прочности на отрыв. Отнесение трещин скалывания к сопряженным системам М. В. Гзовский (1963) предлагает проводить по следующим признакам: 1) по их слиянию; 2) взаимному пересечению; 3) противоположности направлений (знаков) смещения; 4) постоянству угла между ними при общем изменении их ориентировки; 5) аналогичной распространенности и связи со структурой района; 6) аналогичному и однообразному минеральному заполнению. Однако опыт показал, что некоторые из этих признаков не всегда могут быть использованы. Так, может не сохраняться постоянство угла между сопряженными трещинами в разных частях структуры из-за различий в составе пород, слагающих эти части, или из-за различной степени относительной пластической деформации, которая может в значительных пределах изменять первоначальное значение угла. Как указывает М. В. Гзовский, при значениях пластической деформации 40% и выше первоначально острый угол между трещинами при соответствующем их положении может трансформироваться в тупой. Но установлению сопряженности трещин способствует их закономерная ориентировка по отношению к отрывам, с ними генетически связанными.

¹ Здесь и далее по тексту, а также в иллюстрациях, максимальное главное нормальное напряжение, отвечающее наибольшему растягивающему напряжению, обозначается через σ_1 , минимальное главное нормальное напряжение (сжатие) — σ_3 и среднее — σ_2 .

Показано, что направление пересечения двух сопряженных поверхностей сколов совпадает с направлением оси средних нормальных главных напряжений (σ_2). Две другие оси делят пополам углы между сопряженными сколами и перпендикулярны оси σ_2 .

Теоретически показано, что ось минимального нормального главного напряжения (σ_3) находится в биссекторной плоскости острого угла между сопряженными трещинами и перпендикулярна оси σ_2 , а ось максимального нормального главного напряжения (σ_1) соответственно — тупого угла. Экспериментами было подтверждено теоретически рассчитанное положение минимального и максимального главных нормальных напряжений в момент возникновения сопряженных систем скалывания. Однако, как указывалось выше, в результате продолжавшейся деформации эти углы могли изменяться вплоть до того, что острый мог стать тупым, и наоборот.

Таким образом, величина углов между сопряженными трещинами не является условием достаточным для определения положений осей σ_1 и σ_3 . Во всех случаях установление осей σ_1 и σ_3 должно вестись с учетом характера подвижек по плоскостям сопряженных сколов. Ось минимальных главных нормальных напряжений (σ_3) совпадает с направлением биссектрисы (в плане) того угла между сопряженными поверхностями скалывания, в котором лежит участок, смещавшийся к линии пересечения трещин. Ось максимальных главных нормальных напряжений, являющаяся перпендикулярной первым двум, будет биссектрисой соседнего угла, характеризующегося обратным направлением подвижек.

М. В. Гзовским был предложен графический метод определения пространственного положения осей напряжений по сопряженным сколам. На стереографической равноугольной проекции сферы (сетка Вульфа) экваториальную линию располагают вертикально и градуируют сетку под азимуты падения от нижнего конца этой линии против часовой стрелки. Углы падения наносятся на верхний радиус экваториальной линии от верхнего конца — 0° падения — вплоть до центра 90° (рис. 15, 1).

Для нахождения положения осей напряжений на сетку накладывают кальку и отмечают на ней положение «Север». Для нанесения на диаграмму трещины необходимо кальку повернуть до совмещения отметки «Север» с азимутом падения трещины, а угол падения отсчитывать при этом по верхнему (градуированному) радиусу вертикальной линии и поставить на этой линии точку. Через отмеченную точку провести по сетке линию большого круга, которая является проекцией на горизонтальную плоскость линии пересечения плоскости, проходящей через центр сферы и имеющей координаты заданной трещины, и верхней полусферы (изображаемой сеткой) (см. рис. 15, 2). Точно так же наносится вторая сопряженная трещина (см. рис. 15, 3). Линия пересечения обеих трещин дает пространственное положение средней оси главного нормального напряжения (σ_2) (см. рис. 15, 4). Для нахождения положения двух других осей σ_1 и σ_3 приводим ось σ_2 в вертикальное положение, совместив ее с верхним градуированным радиусом сетки, и проводим линию большого круга, перпендикулярную оси σ_2 (см. рис. 15, 5). Делается это так: от точки горизонтальной проекции до точки пересечения оси σ_2 с верхней полусферой вниз по экваториальной линии сетки отсчитывается 90° , и через полученную точку проводится линия большого круга. Далее находится биссектриса одного из углов, образованных пересечением плоскости и обеих плоскостей трещин. Вторая биссектриса находится в той же вспомогательной плоскости и составля-

ет 90° с первой (см. рис. 15, 6). Таким образом, найдены горизонтальные проекции точек пересечения двух других осей напряжений с верхней полусферой. Определение наименования каждой из найденных осей ведется в соответствии с полевыми наблюдениями над характером подвижек в крыльях сопряженных трещин (см. рис. 15, 7). Для нахождения пространственных координат (азимута падения и угла падения)

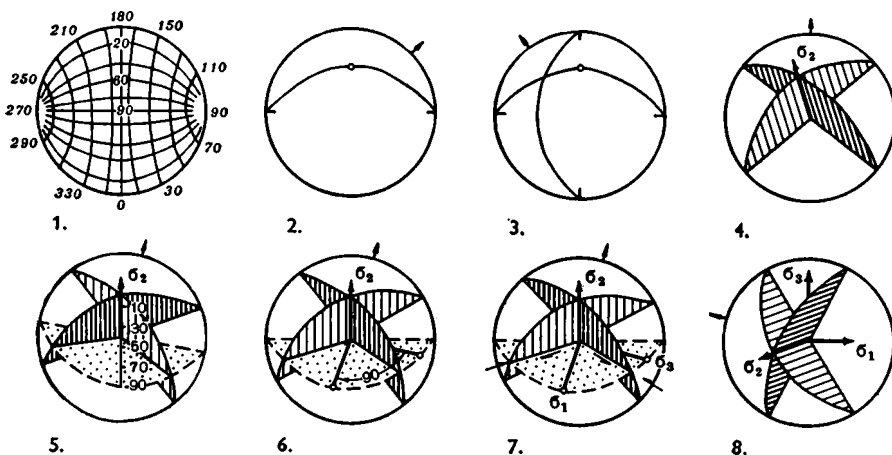


Рис. 15. Графический метод определения пространственного положения осей главных нормальных напряжений по сопряженным трещинам (по М. В. Гзовскому).

1 — стереографическая сетка; 2 — система трещин с падением 45° по азимуту 135° ; 3 — система трещин с падением 60° по азимуту 220° ; 4 — две плоскости сопряженных трещин и линии их пересечения — нахождение оси σ_2 ; 5 — нахождение плоскости, перпендикулярной оси σ_2 ; 6 — нахождение биссектрис углов между двумя плоскостями трещин скалывания; 7 — определение наименования осей напряжений, совпадающих с биссектрисами между плоскостями трещин (определяется по направлениям смещения и величинам углов); 8 — определение угла и направления наклона оси напряжений σ_3 (полученный результат — 10° по азимуту 260°)

каждой из найденных осей напряжений надо горизонтальные проекции точек пересечения каждой оси с верхней полусферой поместить на верхний градуированный радиус экваториальной линии и снять угол падения и азимут падения — против него расположится отметка «Север» диаграммы (см. рис. 15, 8).

Верхний предел точности определения направления осей напряжений, как указывает М. В. Гзовский, $\pm 2,5^\circ$. Он определяется такой же точностью измерения элементов залегания трещин и установления центров максимумов на диаграммах трещиноватости. Встречающиеся сложности в интерпретации диаграмм трещиноватости иногда позволяют определить направление осей с точностью до $\pm 10^\circ$ и даже $\pm 25^\circ$. Несмотря на низкую точность в последних случаях, как замечает М. В. Гзовский, она все же бывает достаточной для решения ряда принципиальных вопросов.

Протерозойский возраст Майтубинского антиклинория и сложная последующая тектоническая история района — каледонская и варисийская — создает ряд трудностей в применении описанной методики определения полей напряжений, отвечающих протерозойскому этапу. Прежде всего, вставал вопрос об отделении трещиноватости протерозой-

ского этапа от более молодой, палеозойской. С этой целью на точке наблюдения измерялись все трещины всех систем, относящиеся по градации, предложенной М. В. Гзовским (1963) к: 1) мелкоамплитудным смещениям (смещения от 10 м до 10 см); 2) трещинам (смещение менее 10 см). Непосредственно поверхности разрывов с большими значениями смещений, как правило, не наблюдаются, по ним развиты карманы коры выветривания, но довольно четко картируются и видны на аэрофотоснимках. Обычно на точке измерялось около 200 трещин, что уже позволяет достаточно эффективно использовать методы статистической обработки. В зависимости от обнаженности, литологии пород и положения точки наблюдения в структуре это количество трещин измерялось на площади от 1 до 10—15 м². Изученные трещины прямо в поле наносились на равноплощадную сетку Шмидта и составлялась круговая точечная диаграмма по широко известной методике (Пэк, 1939; Михайлов, 1956; Хиллс, 1967; Елисеев, 1967₁ и др.). Построение диаграммы велось на нижней полусфере, как это принято в западноевропейской тектонической школе (Бубнов, 1960; Turner, Weiss, 1963 и др.). Трещины разделялись по морфологии и генезису на сколы и отрывы, отмечались открытые трещины. Особое внимание обращалось на выполнение трещин складчатыми альпийскими жилами (Хлестов, 1969; Паталаха, 1970).

На диаграмму наносились: слоистость, сланцеватость, кливаж, все установленные типы линейности, тектонические брекчии, зеркала скольжения и штриховка на них и т. д. Тут же в поле устанавливались сопряженные системы сколов, предварительно определялись их соотношения с отрывами и всеми остальными элементами структуры, выяснялись возрастные соотношения всех систем трещиноватости и характер (направление) смещений по ним.

Все эти данные в форме точечной диаграммы, записей и зарисовок, вместе с подробным описанием характера пород, слагающих участок наблюдения, и их структурным положением составляли документацию каждой точки наблюдения. Здесь же предварительно устанавливались направление и характер осей напряжений.

Наблюдения проведены над разными по морфологии складками во всех структурных зонах антиклинория (рис. 16). Точки наблюдений по возможности полно характеризуют каждую изученную складку. Наблюдения проводились в разных частях структуры (на каждом крыле, в ядре, на замыканиях) в различных породах, ее слагающих. Особое внимание обращалось на участки несогласных взаимоотношений комплексов, на контакты вмещающих пород и интрузий, гранитогнейсов, на участки несогласного перекрытия последних. В этих случаях наблюдения над трещиноватостью велись в обоих комплексах, во вмещающих (перекрываемых) и интрузивных породах отдельно, причем брались точки в различных комплексах, максимально приближенные к контактам и на удалении от них. Такая методика позволила получить данные по поведению трещиноватости в несогласно залегающих комплексах, деформированных одновременно и на разных этапах развития Карсакпайского поднятия. Она позволила выяснить характер реакции на последующие тектонические движения интрузивных массивов и уже деформированных комплексов.

В камеральный период диаграммы трещиноватости отстраивались в изолиниях, как правило через 0,5 и 1 % количества трещин на 1 % площади, и выявлялись средние значения ориентировки каждой из описанных систем трещин по максимумам. По описанному выше графическому методу определялось поэтапно положение осей напряжений в каж-

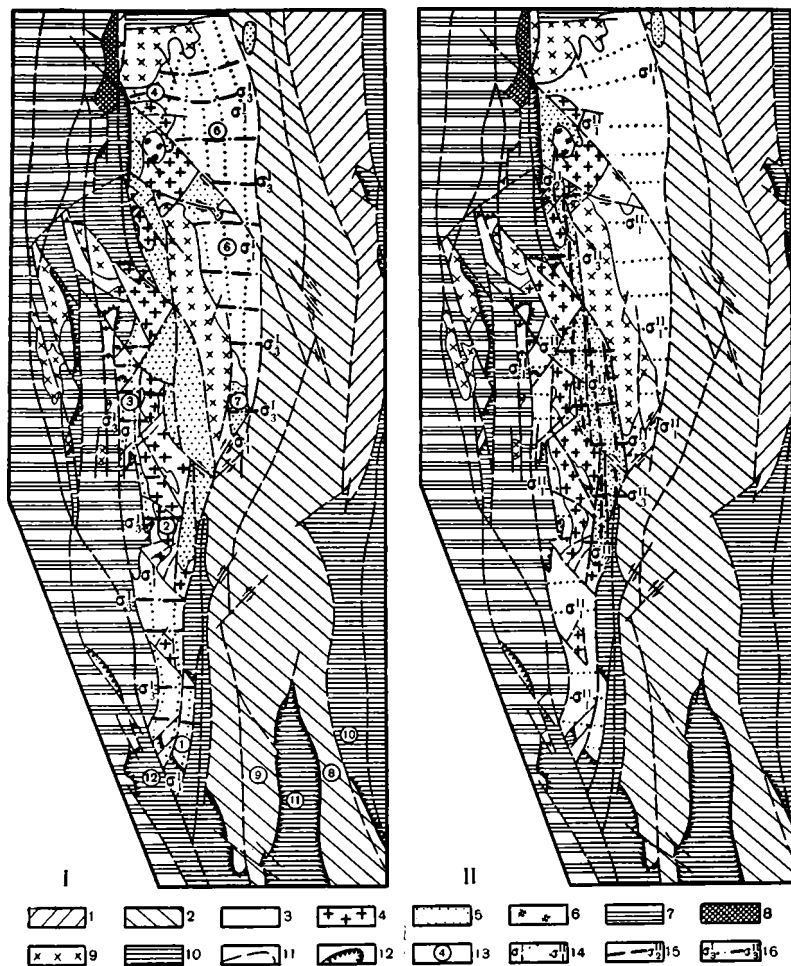


Рис. 16. I. Тектоническая схема Майтубинского антиклинория с проекциями траекторий осей главных нормальных напряжений поля напряжения I этапа — этапа метаморфогенной складчатости. II. Она же с проекциями траекторий осей главных нормальных напряжений поля напряжения II этапа — этапа роста гранитоидного ядра и сводового поднятия.

Протерозойский складчатый комплекс. 1 — Улутауский антиклинорий; 2 — Карсакпайский синклинорий. Майтубинский антиклинорий. 3 — регионально-метаморфизованный комплекс (супраструктура), 4 — среднепротерозойские граниты жаункарского комплекса; 5 — комплекс автохтонных гранитоидов и гранитизированные образования (инфраструктура), а также аллохтонный Яконмолинский гранитоидный массив в пределах Карсакпайского синклинория; 6 — позднепротерозойский Карсакпайский сиенитовый массив; 7 — каледонский складчатый комплекс Байконурского синклинория; 8 — позднепротерозойские гранитоиды актасского комплекса; 9 — позднеордовикские гранитоиды крыкудукского комплекса; 10 — варисийский дислоцированный чехол; 11 — разрывные нарушения; 12 — границы структурных комплексов; 13 — участки детальных исследований трещиноватости (1 — Кособинский, 2 — Карасиринский, 3 — Колдыбайшокинский, 4 — Тумурзинский, 5 — Бесторауский, 6 — Дюсембайский, 7 — Насымбайский, 8 — Белеутинский, 9 — Аккиксайский, 10 — Верхне-Белеутинский, 11 — Шолакский, 12 — Жийдинский). Проекция осей главных нормальных напряжений; 14 — максимальных (σ_1^I — I этапа, σ_1^{II} — II этапа); 15 — средних (σ_2^{II} — II этапа); 16 — минимальных (σ_3^I — I этапа, σ_3^{II} — II этапа).

дой из точек наблюдения. Данные по ориентировке осей в отдельных точках объединялись для каждого участка и строились схемы палеонапряженного состояния для основного этапа деформации. Анализ полей палеонапряжений по всем участкам в пределах Майтубинского антиклинория позволил составить представление о кинематических условиях формирования складчатости супраструктуры антиклинория и о соотношении с ней разрывных нарушений.

Были изучены условия формирования сопряженного с востока с антиклинорием Карсакпайского синклинория в сечении по р. Белеуты. Исследованы также наложенные варисцийские синклинали Жийдинская и Шолакская и западный борт Джезказганской впадины в хорошо обнаженных обрывах р. Белеуты¹.

Эти дополнительные исследования позволили более полно понять историю и условия формирования Майтубинского антиклинория. Всего в пределах Карсакпайского поднятия изучено 12 участков (см. рис. 16), описанных ниже, в 185 точках наблюдений (табл. 4).

Таблица 4

Распределение точек наблюдения трещиноватости по участкам

№ участка	Название участка	Количество точек наблюдения трещиноватости	Количество диаграмм		
			трещиноватости	интерпретации	
				I этап деформации	II и III этапы деформации
Майтубинский антиклинорий					
1	Кособинский	21	21	21	—
2	Карасиринский	14	14	14	—
3	Колдыбайшокинский	9	9	9	—
4	Тумурзинский	31	31	31	—
5	Бесторауский	5	5	5	—
6	Дюсембайский	15	15	15	—
7	Насымбайский	11	11	11	—
Карсакпайский синклинорий					
8	Белеутинский	8	8	8	8
9	Аккииксайский	21	21	21	21
Варисцийские наложенные впадины ¹					
10	Верхне-Белеутинский	9	9	9	9
11	Шолакский	10	10	10	10
12	Жийдинский	15	15	15	15
	Интрузивные массивы	15	15	15	—
	Всего . . .	185	185	185	63

¹ Данные по трещиноватости варисцийских наложенных впадин в работе не разбираются, а используются лишь полученные выводы.

КИНЕМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛУБИННОЙ СКЛАДЧАТОСТИ МАЙТЮБИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

В предыдущих разделах работы нами были рассмотрены основные черты геологического строения и развития Майтюбинского антиклинория. Антиклинорий является сравнительно просто построенной структурой, возникшей на месте протерозойского геоантиклинального поднятия, конседиментационно развивавшегося по крайней мере с последующембайского времени. Складчатая структура антиклинория оформилась в два этапа.

На I этапе одновременно с процессами регионального метаморфизма сформировалась супраструктура, характеризующаяся в основном крупными, прямыми, промежуточными по морфологии между брахиморфными и линейными складками север-северо-западного простирания.

II этап связан с возникновением, развитием и становлением гранитогнейсового ядра и сопутствующей ему складчатости, составивших инфраструктуру антиклинория. Здесь развиты линейные, близкие к изоклинальным складки того же простирания, опрокинутые на запад-юго-запад. Для супраструктуры характерна *В*-линейность, а в инфраструктуре развита *В*-линейность.

Нами проведено восстановление полей палеотектонических напряжений на семи участках в супраструктуре Майтюбинского антиклинория, причем три из них находятся в пределах западного крыла антиклинория, а четыре других — в восточном крыле. Схема расположения участков исследований дана на рис. 16. В западном крыле исследованы Кособинская, Акырлинская антиклинали, Кучайская и Колдыбайшокинская синклинали, в восточном крыле — Каражольская и Дюсембайская антиклинали и Бесторауская синклиналь. Все эти складки различаются по своей морфологии и строению, что позволяет получить кинематическую характеристику всех типов складок, развитых в супраструктуре. Рассмотрены условия формирования Насымбайской антиклинали инфраструктуры и крупного протерозойского Бастюбинского левостороннего сбросо-сдвига, а также дана прототектоническая характеристика части Жаункарского, Северо-Сарысайского гранитных массивов и Карсакпайского сиенитового массива.

Рассмотрим последовательно все участки исследований, начиная с самого южного Кособинского участка в западном крыле антиклинория.

КОСОБИНСКИЙ УЧАСТОК

Кособинский участок расположен в нижнем и среднем течении р. Жийде — правого притока р. Белеуты. В его пределах развиты наи-

более древние породы кособинской свиты, слагающие видимое основание жийдинской серии среднего протерозоя. Это — порфириитоиды и зеленые сланцы, чередующиеся с blastsammitovymi серицит-кварцитовыми сланцами, кварцитами и отдельными линзовидными прослоями мраморов, часто окварцованных (см. рис. 10). Эта часть разреза образует ориентированную в север-северо-восточном направлении Кособинскую антиклиналь, длина которой составляет около 9 км, а шири-

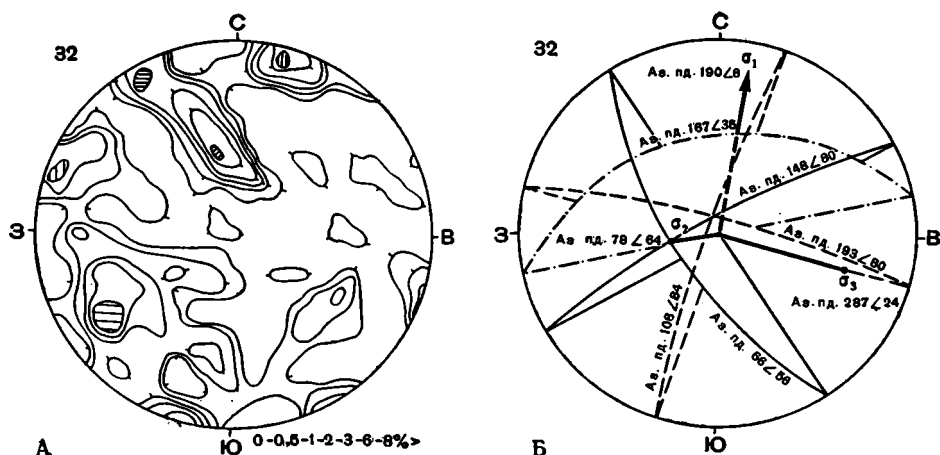


Рис. 17. Типовая диаграмма трещиноватости супраструктуры Майтубинского антиклинория и диаграмма, восстанавливающая положение осей главных нормальных напряжений I этапа деформации — этапа метаморфогенной складчатости (точка 32).

А — диаграмма трещиноватости построена на нижней полусфере. Косая штриховка — максимум, отвечающий сланцеватости I рода (слоистости) — аз. пд. ЮВ $167^\circ \angle 35^\circ$; горизонтальная штриховка — максимумы, отвечающие сколам: аз. пд. СВ $66^\circ \angle 56^\circ$ и аз. пд. ЮВ $143^\circ \angle 80^\circ$; вертикальная штриховка — максимумы, отвечающие отрывам: осепоперечный отрыв I этапа — аз. пд. ЮЗ $193^\circ \angle 80^\circ$, осеполюсный отрыв II этапа — аз. пд. ЮВ $108^\circ \angle 84^\circ$. Б — диаграмма, восстанавливающая положения осей главных нормальных напряжений: σ_1 — максимального, σ_2 — среднего, σ_3 — минимального. Сплошные контуры — поверхности сколов, штриховые — отрывов, штрих-пунктирные — сланцеватости I рода (слоистости)

рина — около 2 км. На севере и юге она погружается под вариссийскую Жийдинскую синклинали. Антиклиналь имеет простое строение, которое вырисовывают отдельные горизонты указанных выше пород. Углы падения на крыльях варьируют в широких пределах от 20 до 70°. Мелкая складчатость практически отсутствует и наблюдается лишь вдоль разрывов, а местами в осевой зоне складки в прослоях зеленых и blastsammitovых сланцев и мраморов. Размеры складок от первых метров до 100 м. В основном они распространены в областях периклиналей и отсутствуют на крыльях. Таким образом, эта складчатость имеет дисгармоничный характер. Для горизонтов мраморов характерно резкое увеличение мощности в областях периклиналей складки. Так, на южной периклинали полого залегающие мраморы (5–10') достигают видимой мощности в 40 м, уменьшаясь в 1,5 км к северу до 2,5–2 м. Другой особенностью Кособинской антиклинали являются расположенные на северной периклинали небольшие факолитоподобные тела мелкозернистых гранитов условно протерозойского возраста.

Вышележащая часть разреза кособинской свиты (пачка порфириитов и альбитовых сланцев), представленная порфириитами, зелеными

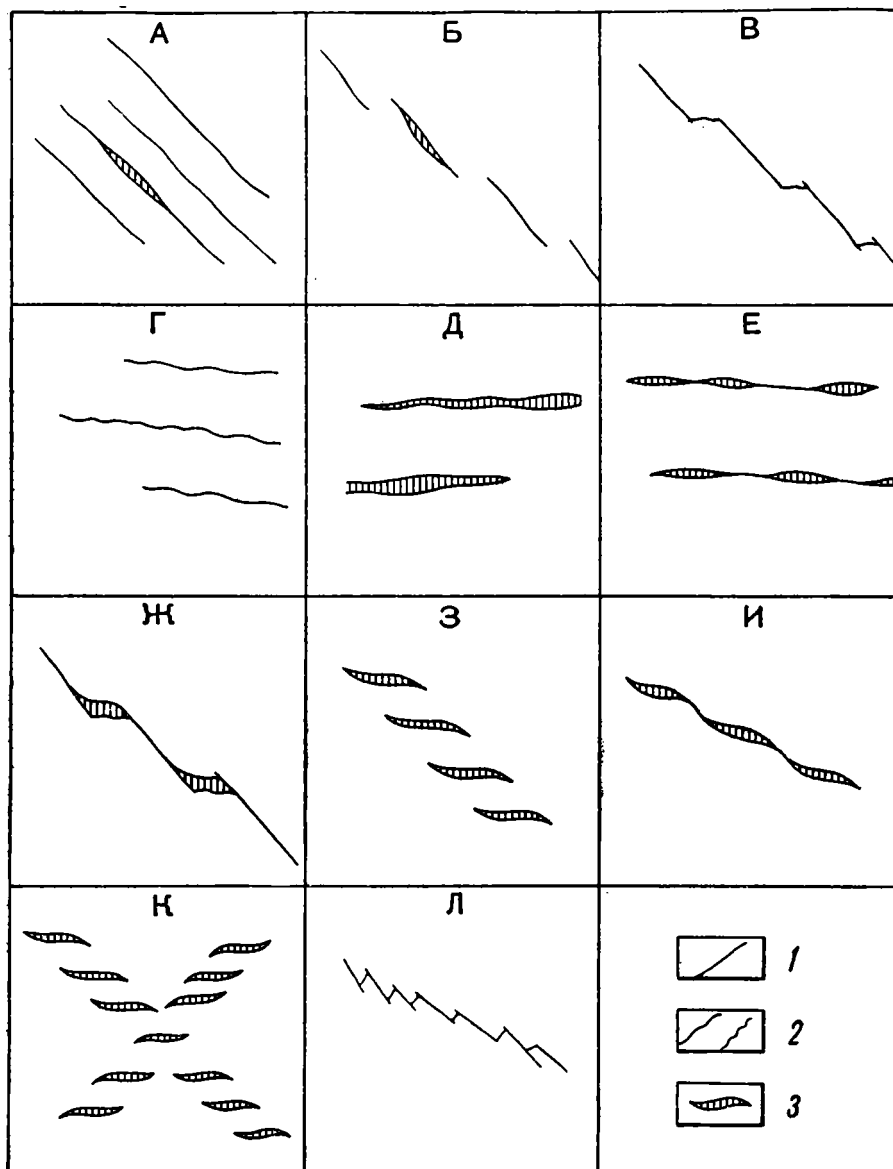


Рис. 18. Морфологические и генетические типы тектонических трещин и их сочетания (план).

1 — сколы; 2 — отрывы; 3 — трещины с минеральным выполнением (жила альпийского типа). А — сколы; Б — кулисообразно расположенные сколы; В — кулисообразно расположенные сколы в сочетании с отрывами; Г — отрывы; Д — отрывы, полностью выполненные альпийскими жилами; Е — отрывы, частично выполненные альпийскими жилами; Ж — кулисообразно расположенные сколы в сочетании с отрывами, выполненными альпийскими жилами; З — кулисообразно расположенные отрывы, выполненные альпийскими жилами (левый ряд); И — кулисообразно расположенные отрывы, выполненные альпийскими жилами (левый ряд) в сочетании со сколами (?); К — сочетание левого и правого рядов кулисообразно расположенных отрывов с альпийскими жилами; Л — сочетание двух систем сколов при преобладании одной из них

и кварцитовыми сланцами, слагает смежную с севера кулисообразно расположенную по отношению к антиклинали Кучайскую синклинали. Последняя по ориентировке, размерам и строению аналогична Кособинской антиклинали.

Обе складки интродуцированы послойными телами и штоками протерозойских рассланцованных амфиболизированных габбро-диабазов. Строение обеих складок осложнено разрывами. Наибольшие амплитуды и значение в современной структуре имеют субдолготные осепроходные (по отношению к складкам) разрывы, являющиеся по морфологии сбросами и взбросами. К ним относится и Биенбетский сброс, отделяющий обе рассматриваемые складки от смежных с запада складчатых форм супраструктуры. Менее существенную роль играют северо-западные осеперечные и диагональные и северо-восточные диагональные разрывы. Они имеют незначительную протяженность (1,5—2 км) и малые амплитуды. Для косых разрывов устанавливаются преобладающие сдвиговые составляющие.

Трещиноватость Кособинской антиклинали и Кучайской синклинали была изучена в 21 точке наблюдения. Точки располагаются в разных частях складок в различных по литологии породах. Преимущественно трещиноватость изучалась в порфироидах, бластопсаммитовых сланцах, кварцитах и в мраморах.

Рассмотрим в качестве типичной для данного участка, а кстати сказать, и всего антиклинория диаграмму трещиноватости № 32 в бластопсаммитовых сланцах и диаграмму ее интерпретации, дающую усредненное положение поверхностей основных систем трещин и восстанавливающую пространственное положение осей главных нормальных напряжений в этой точке (рис. 17). Выделяются 5 систем трещин с плотностью максимумов от 3 до 8%. Один максимум с аз. пд. $167^\circ \angle 35^\circ$ (плотность 8%) отвечает положению сланцеватости I рода, развивающейся по слоистости. Два других максимума с аз. пд. $56^\circ \angle 66^\circ$ (плотность 6%) и с аз. пд. $148^\circ \angle 80^\circ$ (3%) отвечают системам диагональных по отношению к оси складки сопряженных сколов, по которым северный сектор пород выдвигается в северном направлении. Характер подвижек по сколам установлен по смещению слоев, вертикальных жилков кварца и штриховкам скольжения на поверхности трещин. Остальные два максимума с аз. пд. $193^\circ \angle 80^\circ$ (8%) и с аз. пд. $108^\circ \angle 84^\circ$ (3%) отражают положение двух систем отрывов, соответственно осеперечного и осепроходного.

Морфологическое выражение трещин и их систем довольно многообразно. Они проявляются в виде отдельных и сложных сочетаний трещин одного или разного генезиса (рис. 18).

Последовательность образования этих систем трещин такова (система трещин, развитая по сланцеватости, не рассматривается): осеперечный отрыв, обе системы сколов и, наконец, осепроходный отрыв. Надо отметить, что все указанные системы трещин имеют минеральное жильное выполнение. В данном случае это кварцевые жилки альпийского типа с бластическими структурами. Разумеется, не каждая отдельная трещина имеет жильное выполнение, но в каждой системе имеется одна или несколько трещин, выполненных кварцем. При этом трещины отрыва практически все несут жильное выполнение, а для сколов оно менее типично. Жилки, выполняющие осеперечные отрывы (самые ранние трещины), секутся и смещаются обеими системами сколов, которые в свою очередь пересекаются осепроходными отрывами и выполняющими их жилами (рис. 19).

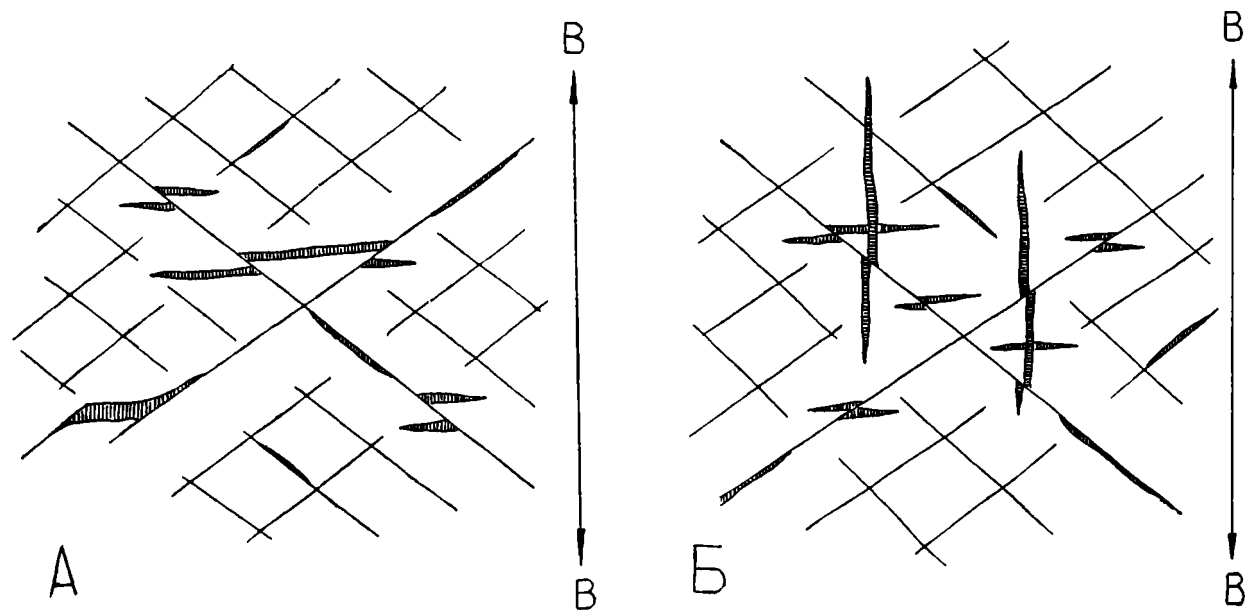


Рис. 19. Принципиальная схема соотношений протерозойских сколов и отрывов в складках Майтубинского антиклинария.

А — на I этапе деформации: осепоперечное (широтное) сжатие, осепродольное (долготное) растяжение;
 Б — на II этапе деформации: осепоперечное (широтное) растяжение. В — В — ось складки

Наблюдаемая картина расположения и взаимоотношений систем трещин позволяет дать следующую интерпретацию проявившихся полей напряжений. В условиях анизотропного напряженного состояния в данной точке под воздействием растягивающих напряжений возникли трещины системы осепоперечного отрыва. Затем в том же поле напряжений формируются сопряженные системы сколов. Эти соотношения хорошо согласуются с теоретическими данными: прочность на отрыв всех материалов на порядок ниже прочности на скол. Восстановленное по сколам положение осей главных нормальных напряжений на этом этапе следующее: σ_1 — аз. пд. $190^\circ \angle 8^\circ$; σ_2 — аз. пд. $78^\circ \angle 64^\circ$, σ_3 — аз. пд. $287^\circ \angle 24^\circ$. Этот этап и установленное положение осей главных нормальных напряжений является основным складкообразующим (Милеев, 1969, 1971₃).

Осепродольный отрыв возник на другом этапе, характеризующемся уже не осепродольным (субдолготным) растяжением, а субширотным. На этом этапе не возникло новых систем сколов, а частично использовались сколы, заложившиеся на предыдущем этапе. Положение и роль этого поля напряжений в формировании структуры Майтубинского антиклинария мы рассмотрим специально в конце этой главы.

Рассмотрение остальных диаграмм в пределах разбираемого участка (рис. 20 см. вкладку и приложение I) показывает, что, несмотря на их различный рисунок, в каждой точке выявляются пять или четыре (без осепродольного отрыва) максимума (систем) трещин, аналогичных рассмотренным. Все системы трещин в каждой точке симметричны по отношению к простиранию пород и оси складки. Как правило, более четко выражена система трещин по сланцеватости I рода. Сколы и отрывы разных систем выражены не одинаково — максимумы их имеют разные плотности. Как правило, более четко выражена система сколов, занимающая «касательное» положение по отношению к оконтуривающей складку структурной линии. Как правило, более четко выражена система осепоперечных отрывов, чем осепродольных, последние могут даже отсутствовать. Наблюдающиеся отклонения осепоперечного отрыва от нормального положения и оси растяжения (σ_1) могут быть связаны либо с менее четкой ориентировкой системы, вытекающей из меньшей точности замеров мелких трещин отрывов, либо с пластическими деформациями, произошедшими за промежуток времени между заложением этих отрывов и сколов — что более вероятно. С последним фактором, видимо, связаны и различия в значениях углов между системами сколов в разных частях складок.

Сравнение диаграмм, полученных в одинаковой структурной позиции, но в разных по литологии породах, показывает, что они могут иметь существенно отличную ориентировку одноименных систем трещин. Последнее связано с явлением «преломления» (рефракции, по Е. И. Паталахе) поверхностей трещин на границах сред с разными механическими свойствами. При этом «преломление» трещин происходит как по азимуту, так и по углу падения.

Рассмотрение общего основного палеотектонического поля напряжений, обусловивших формирование Кособинской антиклинали и Кучайской синклинали, позволяет сделать следующие заключения.

1. Максимальное (σ_1) и минимальное (σ_3) главные нормальные напряжения занимают положение, близкое к горизонтальному. Наибольший наклон к горизонтальной плоскости σ_1 достигает 30° (точка 53), а σ_3 — 36° (точки 34, 41, 43), составляя в среднем $6\text{--}10^\circ$ для σ_1 и $15\text{--}18^\circ$ для σ_3 .

2. Среднее главное нормальное напряжение (σ_2) занимает субвертикальное положение. Наименьший угол наклона к горизонтальной плоскости составляет 42° (точка 42), во всех остальных случаях он превышает 45° , составляя в среднем $66-70^\circ$.

3. Азимуты проекций σ_1 и σ_3 на горизонтальную плоскость (т. е. азимуты их падений) колеблются в следующих пределах: σ_1 от 326 до 50° и от 151 до 242° , а σ_3 от 56 до 148° и от 287 до 323° . Таким образом, горизонтальная проекция σ_1 занимает субдолготное положение, параллельное осям (шарнирам) складок, а проекция σ_3 — субширотное осепоперечное положение.

4. В разрезе σ_3 дает проекции антиклиналеподобные в антиклиналях и синклиналеподобные в синклиналях, обладающие меньшей кривизной, нежели сами складки. При этом σ_2 образует веерообразно расходящиеся пучки, сходящиеся над синклиналями и под антиклиналями; σ_1 следует приблизительно ориентировке шарнира складки, что хорошо видно в Кособинской антиклинали и нарушается в Кучайской синклинали, где в точке 61 σ_1 имеет наклон в южных румбах.

Последнюю закономерность в расположении σ_3 в складке впервые отметил в Каратау М. В. Гзовский (1963). Она была проверена и при моделировании. Но у М. В. Гзовского основное поле напряжений этапа складкообразования характеризовалось существенно иным расположением σ_1 и σ_2 в складке: σ_2 шло вдоль шарниров, а σ_1 — образовывало веерообразные субвертикальные пучки.

Резюмируя основные закономерности складчатого поля напряжений Кособинской антиклинали и Кучайской синклинали, отметим, что обе складки возникли в условиях субгоризонтального осепоперечного сжатия и осепродольного (вдоль шарниров) растяжения, среднее главное нормальное напряжение занимает положение субвертикальное. Возникшие в этом поле напряжений складчатые разрывы, отвечающие сколам, являются сдвигами, причем северо-западные разрывы будут левыми сдвигами, а северо-восточные — правыми.

КАРАСИРИНСКИЙ УЧАСТОК

Карасиринский участок располагается в окрестностях горы Карасире в 36 км к северу от Кособинского. Он также, как и предыдущий, расположен в пределах западного крыла супраструктуры антиклинория. В его строении принимают участие кособинская и жаункарская свиты, а также среднепротерозойские граниты Жаункарского массива одноименного комплекса. Он охватывает южную часть крупной Акырлинской антиклинали, протягивающейся на 18 км в север-северо-западном направлении. С востока по крупным долготным Койтаускому и Татпенскому взбросо-надвигам антиклиналь граничит с инфраструктурой. Ядро антиклинали сложено гранитами Жаункарского массива, а в строении южной периклинали участвует верхняя часть кособинской свиты, прорываемая гранитами. В центральной и восточной частях массива граниты разгнейсованы вдоль разрывов и превращены в бластокатакластические гнейсограниты. Зоны гнейсогранитов шириной от 1 до 3 км ориентированы в долготном и северо-западном направлениях. В западном крыле и по южной периклинали граниты, сланцы и кварциты кособинской свиты несогласно перекрываются базальными кварцитами порфиroidной жаункарской свиты.

Углы падения в западном крыле и сохранившей южной части восточного крыла составляют от 30 до 60° , иногда увеличиваясь до 80° . Ос-

ложнящая складчатость по базальным кварцитам в крыльях антиклинали практически отсутствует. Она отмечена в более высоких порфиroidных горизонтах жаункарской свиты в средней части западного крыла по р. Акырлы. Здесь развиты небольшие — с размахом крыльев 300—600 м — складки с углами падения 20—30° в ядрах и до 70—80° на крыльях. Эта мелкая складчатость имеет дисгармоничный характер по отношению к основной антиклинали.

Иное строение имеет южная периклиналь Акырлинской синклинали. Здесь наблюдается серия долготных, северо-восточных мелких складок (размах крыльев 150—300 м) в базальных кварцитах и вышележащих порфиroidах. Углы падения меняются от 20 до 80°. Для этих складок характерны несколько большие значения мощностей кварцитов, нежели в крыле Акырлинской антиклинали, и мелкая внутрислоевая складчатость (особенно в графитовых разностях). В них отмечена ориентировка удлиненных обломочных зерен кварца вдоль шарниров складок. В-линейность, выраженная зернами кварца, полого (10—15°) погружается в южных румбах. С запада Акырлинская антиклиналь перекрывается каледонским комплексом Байконурского синклинория.

Строение восточного крыла Акырлинской антиклинали осложнено рядом северо-западных разрывов, а западного крыла — северо-восточных. На периклинали отмечаются разрывы обеих ориентировок. Это в большинстве своем непротяженные малоамплитудные разрывы.

Трешиноватость рассматриваемого участка была изучена в пределах всех элементов складки в гранитах, кварцитах кособинской свиты, кварцитах и порфиroidах жаункарской свиты (рис. 21, см. вставку) в 21 точке (8 точек в гранитах). Рассмотрение характера трешиноватости в точках, расположенных в стратифицированных, смятых в складки образованиях, показывает, что здесь, как и в предыдущем случае, развиты пять систем трещин: трещины, образующиеся по сланцеватости I рода; две системы сколов и две системы — осепролонжных и осеперечных — отрывов. Более четко выражены сколы, чем отрывы, что отмечено на диаграммах в более высокой плотности их максимумов (4—13%). Отрывы не проявлены в точках 7, 11 и 18, а в точках 13, 14, 16, 20, 21 и 26 наблюдаются только осеперечные отрывы (плотности 3—13%). И отрывы, и сколы характеризуются субвертикальными положениями.

Рассмотрение положения главных нормальных напряжений в отдельных точках показывает, что σ_1 имеют субдолготную ориентировку со средним углом наклона в 5°, σ_3 ориентированы субширотно со средним углом наклона в 13°, соответственно σ_2 занимают субвертикальное положение. Несколько иную ориентировку имеют σ_1 и σ_2 на южной периклинали, осложненной мелкими складками северо-восточного простирания. В соответствии с ориентировкой этих складок горизонтальная проекция σ_1 имеет простирание северо-восточное (54°), а σ_3 — северо-западное (324—332°).

Акырлинская антиклиналь сформировалась в общем соскладчатом поле напряжений, характеризующемся субгоризонтальным осеперечным положением сжатия (σ_3) при субвертикальном положении среднего главного нормального напряжения (σ_2). Траектории σ_3 образуют антиклинальный изгиб над антиклиналью, характеризующийся меньшей кривизной, чем сама складка. Траектории σ_1 располагаются субпараллельно шарниру антиклинали, а траектории σ_2 образуют веер, сходящийся под антиклиналью (Милеев, 1967, 1968, 1971₃).

Колдыбайшокинский участок располагается в окрестностях горы Колдыбайшоко в 35 км к северу от предыдущего участка. Как и первые два участка, он находится в пределах западного крыла супраструктуры. Участок охватывает Колдыбайшокинскую синклинали и западное крыло Сатанской антиклинали. На западе по Уштобинскому разрыву синклинали граничит с каледонским Байконурским синклинорием, а на востоке Сатанская антиклиналь по Татпенскому взбросо-надвику контактирует с инфраструктурой антиклинория.

Ядро Сатанской антиклинали сложено порфироидами по лавам и туфам липаритового состава дюсембайской свиты и прорывающими их жаункарскими гранитами Сатанского массив. В крыльях антиклинали обнажаются порфироиды по туфам жаункарской свиты с базальным горизонтом кварцитов. На южной периклинали кварциты образуют серию мелких дисгармоничных складок с размахом крыльев до 300—400 м. Гальки, встречающиеся в кварцитах, образуют линейность, полого (10—24°) погружающуюся на юг.

Порфиroidы жаункарской свиты участвуют в строении восточного крыла и северной центриклинали Колдыбайшокинской синклинали, характеризуюсь вдоль шарнира малыми углами падения (5—20°) на юг. На северной центриклинали залегает и продуктивная колдыбайшокинская свита, к которой приурочено железорудное месторождение Колдыбайшоко. Свита представлена в основном обломочными породами, степень зернистости которых убывает вверх по разрезу. В средней части разреза наблюдаются два горизонта железистых кварцитов и сланцев. Мощность этих горизонтов подсчитать довольно сложно из-за развития интенсивной дисгармоничной мелкой складчатости многих порядков. Л. И. Филатова оценивает их в 25—30 м. Для мелких дисгармоничных складок в железистых кварцитах в основном характерны малые (10—20°) углы погружения шарниров, но наряду с ними имеются многочисленные складки с крутыми шарнирами (70—90°). Ядро синклинали сложено порфироидами по лито- и кристаллокастическим туфам липаритового состава татпенской свиты с маломощной терригенной пачкой в основании. На юге Колдыбайшокинская синклинали уходит под каледонский складчатый комплекс.

Строение обеих складок осложнено серией долготных и северо-северо-западных разрывов, причем с долготными разрывами связаны два клинообразных грабена, выполненных образованиями каледонского складчатого комплекса.

Точки наблюдения над трещиноватостью расположены в центральной и северной частях участка (рис. 22, см. вкладку). Ими охарактеризованы смежное крыло Сатанской антиклинали и Колдыбайшокинской синклинали и северная центриклиналь последней, причем точки находятся в породах дюсембайской, жаункарской и колдыбайшокинской свит.

Во всех точках фиксируются пять ранее отмеченных систем трещин, лишь в точках 74 и 76 не отмечены осепродольные отрывы, а в точке 77 — осепоперечные. Точка 73 не несет отрывов вообще. Закономерности проявления различных систем трещин аналогичны ранее описанным. Как правило, наилучшим образом выражены трещины по слоистости и сланцеватости I рода — 5—13%. Сколы обеих систем выражены приблизительно одинаково (5—12%), причем несколько сильнее выражены северо-западные левосдвиговые сколы. Из отрывов в тех случаях, когда проявлены обе системы, лучше выражены осепродоль-

ные. Здесь отмечена также последовательность образования трещин, что и описанная в предыдущих случаях. Левосдвиговые сколы характеризуются азимутами падения в интервалах $0-60^\circ$ и $178-180^\circ$, а углами $70-90^\circ$, правосдвиговые сколы имеют азимуты падения $85-156^\circ$ и $320-337^\circ$, а углы $68-90^\circ$. Осепоперечные отрывы погружаются по азимутам $342-4^\circ$ и $156-174^\circ$ с углами $75-90^\circ$ и лишь в точке 71 с углом 36° , а осепродольные отрывы — соответственно по азимутам $68-124^\circ$ с углами $36-80^\circ$.

Восстановленное положение осей главных нормальных напряжений основного этапа подобно описанному ранее: σ_1 ориентируется субдолготно (аз. пд. $312-8^\circ$ и $162-197^\circ$) с небольшими углами $1-12^\circ$, причем в точках 71, 73, 75 и 76 они погружаются на север под углами $2-12^\circ$; σ_2 занимает субвертикальное положение ($52-83^\circ$), исключение составляет точка 74, где угол всего лишь 40° , образуя вееры, сходящиеся над синклиналями и под антиклиналями; σ_3 — наклонена преимущественно в западных румбах ($220-290^\circ$) с углами от 5 до 35° , лишь в точках 70 и 74 отмечается восточное погружение (62 и 90°) с углами 5 и 48° . Ориентировка σ_1 совпадает с направлением простирания складок, а σ_3 располагается перпендикулярно к ним. Анализ суммарной диаграммы ориентировок главных нормальных напряжений показывает, что все три оси обладают удовлетворительной упорядоченностью (2%), причем σ_1 и σ_3 дают по одному максимуму. Диаграмма отчетливо демонстрирует совмещение пространственного положения σ_1 и осей складок.

Таким образом, можно констатировать, что Сатанская антиклиналь и Колдыбайшокинская синклиналь формировались в том же поле напряжений, что и Кособинская, Акырлинская антиклиналь и Кучайская синклиналь. Характерна мелкая складчатость в горизонтах железистых кварцитов колдыбайшокинской свиты и базальных blastsаммитовых кварцитов жаункарской свиты. Она находится в зонах концентраций растяжений и, следовательно, в зонах пониженных давлений в складках. Не вызывает сомнения, что эти мелкие дисгармоничные складки являются складками пластичного течения, возникшими в результате вторичного тектонического перераспределения материала, сопровождающегося перетеканием материала из зон повышенного давления (сжатия) в зоны пониженного давления (растяжения).

ТУМУРЗИНСКИЙ УЧАСТОК

Тумурзинский участок расположен в бассейне р. Тумурза-Сарысай на крайнем севере рассматриваемой территории, в 35 км от Колдыбайшокинского. Он охватывает северное замыкание крупной простой по морфологии антиклинальной складки, ограниченной с юга северо-западным Бастюбинским левосторонним сбросо-сдвигом (см. рис. 1, 2). Севернее антиклиналь прорвана раннепалеозойским гранитоидным Кантюбинским массивом, ограничивающим Майтюбинский антиклинорий с севера. В юго-западном крыле Бастюбинского сбросо-сдвига наблюдается антиклиналь, сложенная перекристаллизованными в связи с гранитизацией амфиболовыми и биотитовыми сланцами и гнейсами по порфириоидам верхней части разреза кособинской свиты. В северной периклинали ее находится Карсакпайский сиенитовый массив. С юга, востока и северо-востока антиклиналь прорвана среднепротерозойскими жаункарскими гранитами Северо-Сарысайского массива.

Северо-восточное крыло сдвига имеет более сложное строение. Здесь северная часть Северо-Сарысайского массива располагается в 10 км северо-западнее его выходов в юго-западном крыле. Этот выход гранитов

приурочен к ядру антиклинали, осложненном порфироидами дюсембайской свиты и прорванному гранитами. Судя по характеру соотношения порфиroidов и гранитов, контакт полого погружается на север с углами 15—30°. Порфиroidы дюсембайской свиты и жаункарские граниты трансгрессивно перекрываются базальными графитовыми обломочными кварцитами и порфироидами жаункарской свиты. Последняя также трансгрессивно перекрывается графитовыми обломочными кварцитами и разнообразными сланцами тумурзинской свиты, в которых отмечена линейность, обусловленная ориентировкой кристаллов амфибола. Линейность имеет субмеридиональную ориентировку и погружается на север под углами 20—40°. По своему типу это В-линейность. Базальная графитоносная часть разреза свиты (кордовская пачка) в основном развита в восточном крыле антиклинали, а при движении на запад графитовые разности замещаются, по мнению Л. И. Филатовой, амфиболовыми и биотитовыми сланцами. В верхних частях свиты Л. И. Филатовой установлены порфиритоиды. На крайнем севере участка, в окрестностях сопки Каражол, локально распространена колдыбайшокинская свита.

В тектоническом отношении описываемая антиклиналь представляет собой простую складку с широким плавным замыканием, прекрасно отраженным в рельефе кварцитовыми грядами. Углы падения как на замыкании, так и на крыльях составляют 20—40°. Эта крупная антиклиналь, достигающая 12 км в ширину, практически лишена мелкой осложняющей складчатости. Лишь в бассейне р. Жанайдыр наблюдаются сопряженные синклиналь и антиклиналь второго порядка шириной 0,5—0,8 км и протяженностью около 2 км. Складки эти близки к изоклинальным и запрокинуты на юго-запад, но они распространены локально. В обрывах р. Жанайдыр в графитовых кварцитах тумурзинской свиты наблюдается дисгармоничная внутрипластовая складчатость. Можно предполагать, что горизонты кварцитов на рассматриваемой территории имеют аналогичное строение, т. е. представляют собой прослон, несущие серии внутрипластовых складок, что ведет к увеличению их видимой мощности.

Наблюдения над трещиноватостью в основном охватывают зону Бастюбинского сбросо-сдвига и антиклиналь в его северо-восточном крыле и в меньшей степени антиклиналь, располагающуюся в юго-западном крыле (рис. 23, см. вкладку). Трещины изучались в порфироидах, сланцах и гранитах (приложение I). Точки наблюдения находятся в породах различных свит, участвующих в строении участка (кроме колдыбайшокинской) и по возможности располагаются в разных элементах структур. Надо отметить, что наблюдающиеся здесь системы трещин являются такими же, как и на всех предыдущих участках. Возрастные соотношения между ними аналогичны: самыми ранними являются осепоперечные отрывы, затем следуют диагональные сколы и позднее формируются осепродольные отрывы. Отрывы не проявлены лишь в точке 95. В точках 93, 177, 183, 195, 197 не отмечены осепродольные отрывы, а в точках 82, 84, 87, 191 и 199 — осепоперечные. Закономерности проявления различных систем трещин остаются такими же: наиболее ярко проявляются трещины по сланцеватости I рода — слоистости (особенно в кварцитах — до 23%), в подавляющем большинстве случаев лучше выражены левосдвиговые сколы (до 17,5%), но в 13 случаях четче выражены правосдвиговые сколы (до 12,5%); осепоперечные отрывы выражены лучше осепродольных. Закономерности пространственной ориентировки той или иной системы трещин отсутствуют, что связано со спецификой морфологии складки, имеющей дугообразную периклиналь большого радиуса кривизны.

Однако восстановленное положение осей главных нормальных напряжений в точках характеризует поле напряжений основного складкообразующего этапа вполне определенно. Проекции максимальных главных нормальных напряжений (σ_1) в плане ориентированы долготно параллельно оси складки в восточном крыле и веерообразно расходятся на периклинали по падениям слоев в стороны смежных с северо-востока и северо-запада синклиналей. Наблюдающаяся здесь линейность, выраженная в ориентировке поликристаллических кварцевых и серицитовых агрегатов в кварцитах и мелких кристаллов амфиболов в сланцах, вытянута в тех же направлениях. Траектории осей σ_1 в разрезе погружаются по падению на периклинали северной антиклинали, но южнее, за Бастюбинским сбросо-сдвигом, по неясным причинам меняют свое погружение на южное. Оси средних нормальных главных напряжений (σ_2) занимают субвертикальное и близкое к нормальному по отношению к сланцеватости — слоистости положение. Что касается траекторий минимальных главных нормальных напряжений (σ_3), то они занимают широтное положение на крыле складки и дают дугообразный изгиб на периклинали, как бы повторяя ее очертания, но имея больший радиус кривизны. В разрезе они почти следуют слоистости.

Представленная суммарная диаграмма ориентировок осей главных нормальных напряжений по Тумурзинскому участку показывает, что оси не имеют строгой пространственной упорядоченности, что связано с положением участка на периклинали складки.

Проанализируем положение рассмотренных ранее в прослое кварцитов тумурзинской свиты внутрипластовых дисгармоничных складок в найденном поле напряжений. Ось σ_1 лежит в осевой плоскости складки (отклонение около 3°) и составляет с нормалью к шарниру угол в 20° . Таким образом, указанные внутрипластовые складки хорошо сочетаются с региональным полем напряжений и, в силу этого, можно с уверенностью говорить о том, что они обусловлены данным полем напряжений. Рассматриваемые складки являются результатом пластического перемещения вещества внутри слоя, вызванного перетеканием материала из зон повышенного давления — ядер синклиналей, в зоны пониженного давления — ядра антиклиналей. Возможно, аналогичную природу имеют и крупные складки 2 порядка, описанные ранее. Об этом можно судить на основании сходства их морфологии и пространственной ориентировки.

Подводя итог рассмотрения материалов Тумурзинского участка, надо отметить, что, благодаря простоте и размерам складки, удалось выявить более детально закономерности в распределении поля напряжений на периклиналином замыкании. Здесь траектории осей σ_1 , параллельные оси складки на ее основном протяжении, образуют веер, расходящийся, как и падение пород, по периклинали. В соответствии с этим траектории σ_3 , занимающие обычно в складке осепоперечное положение, дают дугообразный изгиб, направленный выпуклостью в направлении погружения шарнира.

С развитием рассмотренной складчатой структуры тесно связан Бастюбинский левосторонний сбросо-сдвиг, ограничивающий ее с юга. В гл. 4 мы показали, что этот разлом является самым крупным северо-западным разрывом в структуре Майтубинского антиклинория, да и вообще в структуре протерозойского складчатого комплекса. Он ограничивает с севера инфраструктуру антиклинория и смещает в северо-восточном крыле на ее простирающие складчатые формы супраструктуры. Окончательное становление разлома произошло на стадии развития инфраструктуры антиклинория, когда он образовал тек-

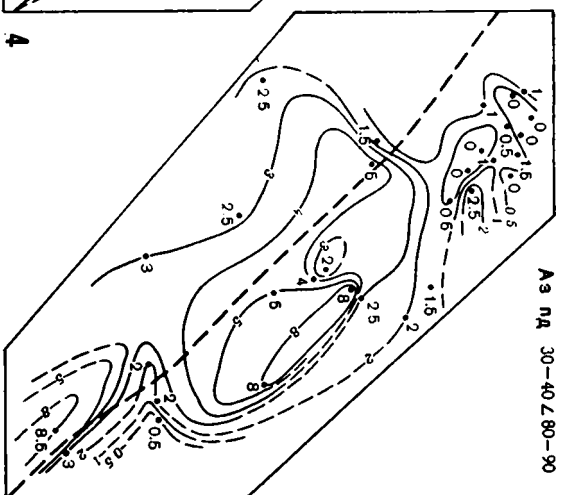
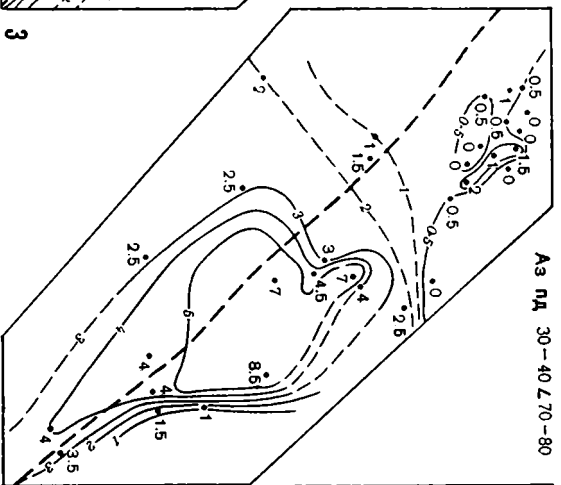
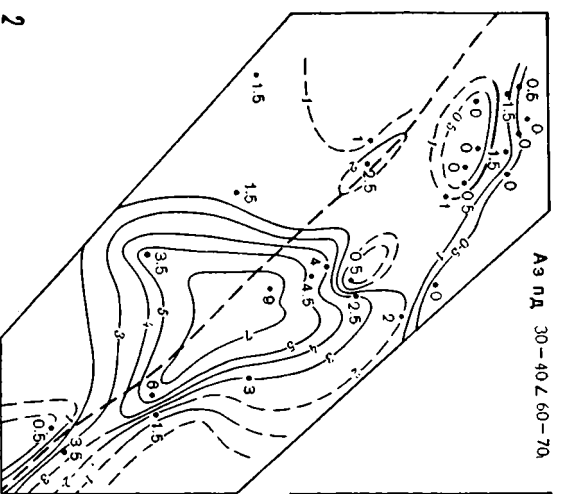
тонический парагенезис с долготными Кызымчекским и Карсакпайским разрывами и правосторонними северо-восточными сдвигами, с юга ограничивающими инфраструктуру. Этот парагенезис разрывов возник, как уже указывалось, в связи с ростом и развитием инфраструктуры Майтубинского антиклинория, раздвинувшей супраструктуру и вдавившей ее в зону Карсакпайского синклинория. Последний на этом участке образовал изгиб, как бы обтекающий зону антиклинория, в которой обнажена инфраструктура. Этот изгиб образовался за счет значительно более мелких, но многочисленных, северо-западных левых сдвигов в его северной части и северо-восточных правых — в южной.

Однако этот крупный разрыв протяженностью около 20 км не был изучен, так как к нему приурочены карманы коры выветривания, что лишало возможности непосредственно наблюдать поверхность сместителя. По существу не было никаких данных о наклоне сместителя, кроме ориентировки гнейсовидности — аз. пд. $45-50^\circ \angle 50-60^\circ$ — в развитой вдоль него зоне бластокластических гнейсогранитов Северо-Сарысайского массива. Не известна точно и амплитуда разрыва.

Мы попытались установить характер пространственной ориентировки Бастубинского сбросо-сдвига исходя из положения М. В. Гзовского (1960, 1963 и др.), что поверхность сместителя представляет собой совокупность элементарных трещин, последовательно объединяющихся в разрастающемся разрыве. При этом допускается, что сам разрыв, оформившийся в послескладчатую эпоху (для складчатости супраструктуры), мог объединить серию более мелких соскладчатых разрывов той же ориентировки. В соответствии с этим в зоне разрыва должны преобладать трещины, по ориентировке совпадающие с ним или с праразрывами на интервалах их существования. Для этой цели данные о развитии трещиноватости по Тумурзинскому участку были использованы для построения схем в изолиниях одинакового содержания трещин (в %) определенной ориентировки в интервалах азимута падения СВ $30-60^\circ$ и углов падения $60-90^\circ$. Интервал группирования трещин по азимуту падения и углу падения был выбран 10° . Рассматриваемый интервал ориентировки трещин практически исчерпывает все возможные варианты, так как в зоне разрыва систем трещин по этим азимутам падения с меньшими значениями углов или по азимутам падения $210-240^\circ$ не отмечено. Таким образом, были составлены схемы развития трещин определенной ориентировки (рис. 24) для центральной и крайней северо-западной частей разрыва.

Рассмотрение этих схем показывает, что трещины названных ориентировок в той или иной степени участвовали в формировании поверхности сместителя, но на отдельных участках преобладают трещины разной ориентировки. Безусловно, имеются некоторые искажения в положении изолиний, возникшие в результате неравномерного распределения точек в зоне разрыва. Но и полученная картина позволяет говорить, что на положение разрыва не влияла трещиноватость северной (каражольской) группы точек (83—98), так как изолинии занимают резко секущее положение к нему. Положение разрыва контролировалось трещиноватостью точек, расположенных к нему в непосредственной близости — 2—2,5 км.

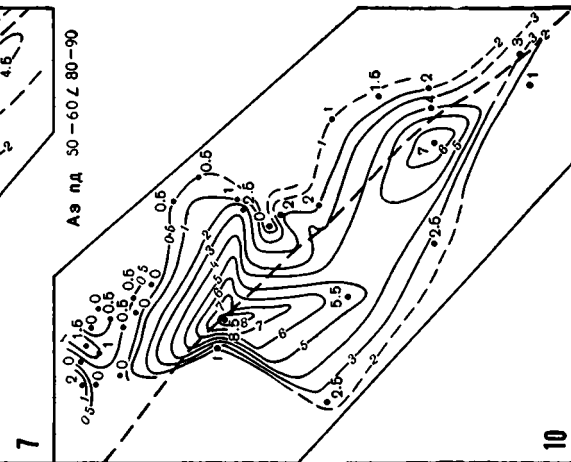
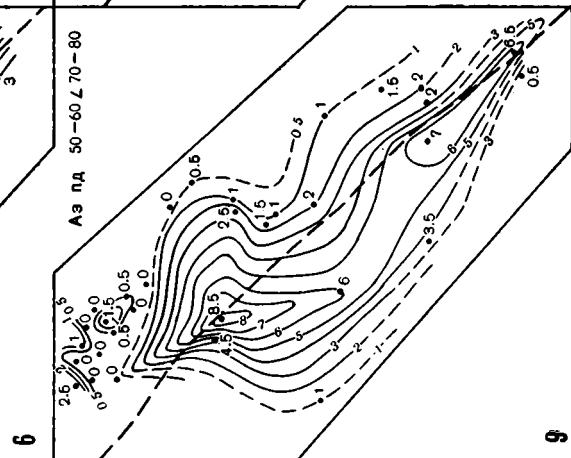
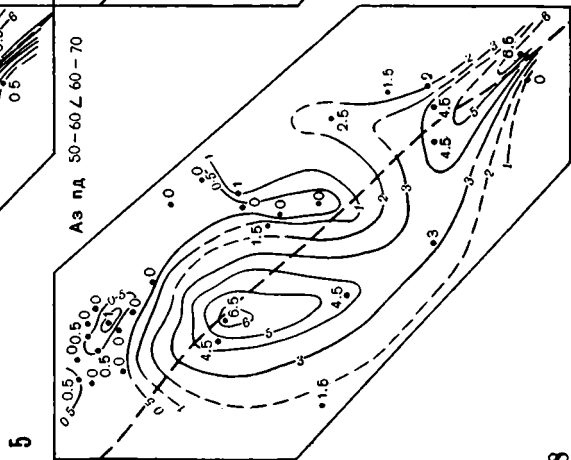
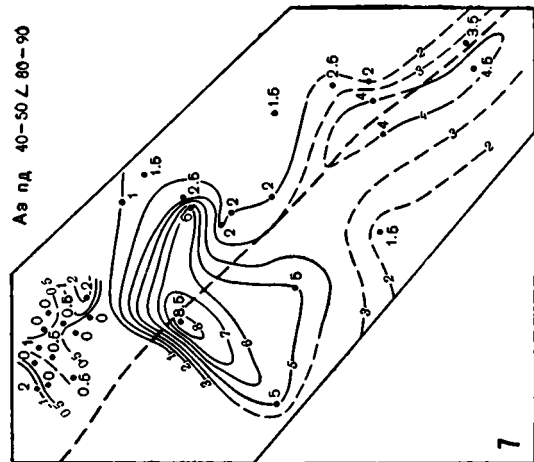
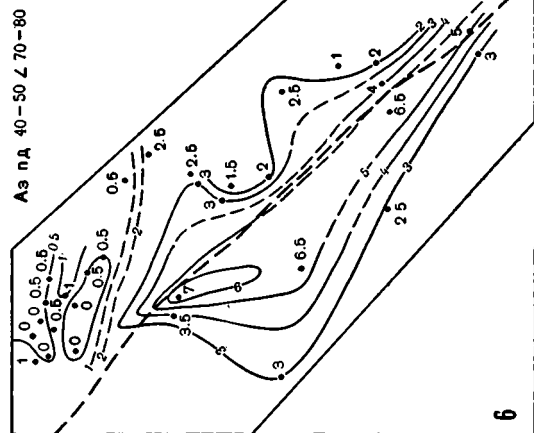
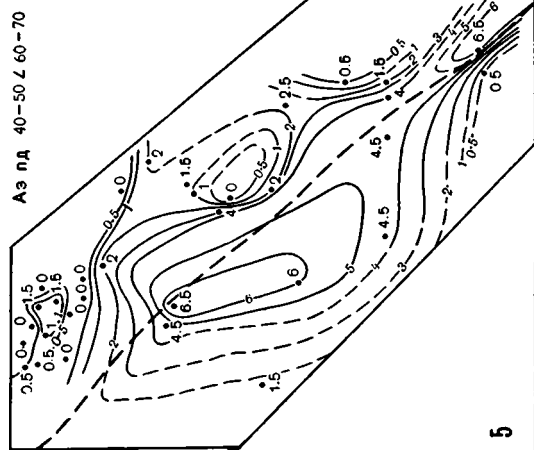
Для анализа ориентировки разрыва разобьем изученную зону Бастубинского разрыва на три интервала: тумурзинский — от точки 199 на северо-запад; центральный — между точками 199 и 183 и кордовский — между точками 183 и 176. Для тумурзинского интервала наиболее характерна трещиноватость с аз. пд. $50-60^\circ \angle 70-80^\circ$ (рис. 24—9). На центральном интервале преимущественно развиты трещины с аз. пд.



2

3

4



30—40° $\angle$ 60—70° и аз. пд. 40—50° $\angle$ 60—80° (см. рис. 24—2, 5, 6); а на кордовском — аз. пд. 40—50° $\angle$ 60—70° и аз. пд. 50—60° $\angle$ 60—80° (см. рис. 24—5, 8, 9). Видно, что сместитель Бастюбинского сдвига — не плоскость, а винтообразная поверхность, в которой интегрировались не очень значительно расходящиеся по ориентировке трещины. Усредненное положение сместителя в пространстве может быть принято с аз. пд. 47° $\angle$ 70°.

Для того чтобы определить горизонтальную и вертикальную составляющие разрыва, необходимо знать пространственные положения разрыва и плоскости $\sigma_1\sigma_3$, так как ось максимального главного тангенциального напряжения, обусловившего разрыв, будет лежать на линии пересечения обеих плоскостей. Зная пространственное положение оси главного тангенциального напряжения и приняв его за 1, легко рассчитать значения горизонтальной и вертикальной составляющих разрыва. Если угол между максимальным главным тангенциальным напряжением и горизонтальной линией в плоскости разрыва обозначить через ω , то горизонтальная составляющая будет равна $\cos\omega$, а вертикальная — $\sin\omega$.

Усредненное положение разрыва нами найдено. Для нахождения положения усредненной плоскости $\sigma_1\sigma_3$ рассмотрим пространственное положение осей σ_1 и σ_3 в точках, прилежащих к разрыву (101, 176, 177, 183, 197—200). На рис. 24, 1а нанесены положения осей этих точек и проведены усредненные плоскости $\sigma_1\sigma_3$ и $\sigma_1\sigma_2$. Эти плоскости практически перпендикулярны. Положение максимального главного тангенциального напряжения принимаем как линию пересечения плоскости разрыва и плоскости $\sigma_1\sigma_3$, при этом $\omega=12^\circ$. Получаем горизонтальную составляющую Бастюбинского разрыва, равную $\cos 12^\circ=0,98$, и вертикальную составляющую — $\sin 12^\circ=0,20$. Отсюда видно, что Бастюбинский разрыв имеет резко преобладающую (приблизительно в 5 раз) горизонтальную составляющую. Надо помнить о том, что указанный метод расчета составляющих амплитуды разрыва дает лишь скалярные, а не векторные характеристики. Последние устанавливаются по геологическим данным. Если оценивать вертикальную амплитуду Бастюбинского разрыва в 2 км (равную мощности жаункарской свиты), то горизонтальная должна быть равной около 10 км. Эту величину мы и получили по оценкам смещения восточного контакта Северо-Сарысайского гранитного массива в обоих крыльях разрыва.

В заключение надо отметить, что Бастюбинский разрыв является левосторонним сбросо-сдвигом с опущенным северо-восточным крылом. Он окончательно оформился в позднем протерозое в процессе развития инфраструктуры антиклинория. При этом перемещалось в юго-восточном направлении юго-западное крыло сдвига, формируя сигмоиду Карсакпайского синклинория и подвигая под него западные крылья Кызым-чекского и Карсакпайского разрывов.

БЕСТОРАУСКИЙ УЧАСТОК

Бесторауский участок расположен в 10 км к востоку от только что рассмотренного Тумурзинского. В структурном отношении он относится к восточному крылу супраструктуры антиклинория. Он находится в пределах Тумурзинской зоны брахискладок, которая характеризуется развитием небольших по размерам разрозненных брахиморфных антиклиналей и синклиналей. Таким образом он характеризует вторую морфологическую категорию складчатых форм супраструктуры — мелкие брахискладки.

Рассмотрим Бестораускую синклинали (рис. 25, см. вкладку). Крылья и центриклинали синклинали слагают порфиroidы и блас-топсаммитовые серицит-кварц-полевошпатовые сланцы верхней пачки кумолинской свиты, венчающей разрез майтубинской серии, а ядро — залегающие несогласно порфиритоиды с прослоями порфиroidов белку-дукской свиты боздакской серии.

Бесторауская синклинали имеет север-северо-западное простира-ние при протяженности 3,5—4 км и ширине около 2 км, т. е. отношение длины и ширины составляет 2 : 1. Углы падения на крыльях пологие — 20—35°, иногда увеличиваясь до 50—60°. На центриклиналях углы па-дения несколько меньше — 10—20°. Восточное крыло складки осложне-но прямыми волнообразными складками и флексурами с углами паде-ния 10—20°. По своей морфологической характеристике она является прямой симметричной складкой, занимающей промежуточное положе-ние между мульдами и брахисинклиналями.

Синклинали осложнена рядом мелких северо-восточных и северо-западных разрывов, имеющих четкую сдвиговую природу. Так, ее север-ная центриклинали по двум северо-восточным правым сдвигам сме-щена на 600 м, а южная центриклинали сдвинута к юго-западу на 500 м. Однако эти сдвиги и широтные сбросы не нарушают общего простого строения синклинали.

Трещиноватость, развитая на этом участке, была изучена в 5 точках в пределах западного (3 точки) и восточного (2 точки) крыльев в пор-фиroidах и порфиритоидах белкудукской свиты. Отсутствие скальных обнажений не позволили более полно охарактеризовать эту складку. Однако и этот ограниченный материал показывает, что на рассматри-ваемом участке, как и на всех предыдущих, развиты 4—5 систем тре-щин. На диаграммах фиксируется система трещин, развитая по сланце-ватости I рода, 2 системы сколов и 2 системы отрывов. Осеперечные отрывы наблюдаются во всех точках, а осепродольные только в трех (180, 181, 182), т. е. только в западном крыле синклинали. Закономер-ности выраженные различных систем аналогичны вышеустановленным. Только в порфиритоидах слабее, чем в порфиroidах, выражены трещи-ны по сланцеватости. В точке 181 вообще отсутствует эта система трещин.

Рассмотрение закономерностей ориентировок осей главных нормаль-ных напряжений остается такой же, как и во всех описанных случаях. Траектории σ_1 имеют субдолготную ориентировку со средним углом на-клона в 6°, но в северной части синклинали (точки 180, 182) имеют на-клон на север под углами 4—6° вместо южного наклона. Траектории σ_3 ориентированы в широтном направлении, образуя слабый синклинале-образный изгиб с углами наклона от 0 до 26°. Траектории σ_2 распо-ложены субвертикально (около 70°) веерообразно, сходясь над синкли-налью. Отмеченные на карте разрывы в своей ориентировке хорошо согласуются с ориентировкой основных систем сколов в близлежащих точках. Таким образом, отмеченные в структуре сдвиги находятся в со-ответствии с полем напряжений, обусловившим складчатость, и явля-ются соскладчатыми.

Бесторауская синклинали, несмотря на морфологические отличия от остальных складчатых форм супраструктуры, сформировалась в ус-ловиях осеперечного сжатия и осепродольного растяжения, хотя пол-ного совпадения траектории σ_1 и оси складки в этом случае не наблю-дается (расхождения достигают 20—25°). Специфика морфологии Бес-торауской синклинали, как и остальных структур Тумурзинской зоны

брахискладок, связана, видимо, с меньшими значениями складкообразующих напряжений этой зоны. Принято считать, что брахискладчатость возникает в основном при поперечном изгибе слоев, т. е. что брахискладки являются глыбовыми. Возможность возникновения брахискладок при продольном сжатии подтвердил математическим моделированием Ж. С. Ержанов (Ержанов и др., 1975). В нашем случае они возникли в условиях продольного изгиба (Милеев, 1969, 1971₃).

ДЮСЕМБАЙСКИЙ УЧАСТОК

Дюсембайский участок расположен в 10 км к югу от Бесторауского. В структурном отношении он охватывает долготную Дюсембайскую антиклиналь, запрокинутую на запад. Дюсембайская антиклиналь расположена в пределах супраструктуры в восточном крыле Майтубинского антиклинория. Это крупная складка I порядка, имеющая протяженность около 25 км и размах крыльев до 10—12 км, по морфологии занимает промежуточное положение между брахиморфными и линейными складками. Ядро антиклинали сложено амфиболовыми и биотитовыми сланцами верхов кособинской свиты и порфироидами по кристаллотуфам дюсембайской свиты. В ядре антиклинали на контакте образованной кособинской и дюсембайской свит располагается небольшой массив гранитогнейсов, не играющий существенной роли в строении складки. С севера антиклиналь ограничена Кюгенжальским сбросо-сдвигом, за которым выходят гранитогнейсы и породы обеих названных свит. В строении восточного крыла Дюсембайской антиклинали ограниченное участие принимают порфиroidы жаункарской и сланцы, кварциты и порфиroidы жиландысайской и тумурзинской свит. Кварциты и сланцы последней распространены незначительно, так как они приурочены к мелким приразрывным складкам. Восточное крыло антиклинали ограничено с северо-востока Бастюбинским сбросо-сдвигом и Кызымчекским сбросом, по которому антиклиналь граничит с Карсакпайским синклинорием. Оно характеризуется простым моноклинальным строением с углами падения на восток, юго-восток 20—40°, иногда увеличивающимися до 50—65°. Строение крыла усложняется лишь на крайнем востоке у ограничивающих его разрывов. Здесь появляется большое количество малых разрывов и сопоставимые с ними мелкие (до 0,3—0,5 км в ширину) складки, характеризующиеся более крутыми углами падения (до 40—60°).

Западное крыло Дюсембайской антиклинали, сложенное порфиroidами дюсембайской и сланцами и графитовыми кварцитами колдыбай-шокинской свит, имеет простое моноклинальное строение на всем протяжении, но находится в запрокинутом положении. Оно характеризуется восточными, в основном крутыми (50—80°) углами падения. Южнее, ближе к периклинальному замыканию, наблюдаются нормальные западные и юго-западные падения с углами от 25 до 70°.

На западе крыло на всем протяжении прорвано крупным Майтубинским массивом раннепалеозойских гранитоидов, преобразующих породы западного крыла в амфиболитороговики и в гнейсороговики, причем зернистость роговиков уменьшается с севера на юг.

Южная периклиналь сложена порфиroidами дюсембайской и жаункарской свит, сланцами и порфиroidами жиландысайской свиты, которые играют существенную роль в ее строении. Она имеет простое строение в пределах толщ порфиroidов. Осложняется структура периклинали в поле пород жиландысайской свиты. Здесь развиты мелкие

складки различной морфологии с размахом крыльев до 1 км. Однако детали их строения выявить не удалось из-за слабой обнаженности и многочисленных апофиз раннепалеозойских гранитоидов. Углы падения здесь составляют 25—40°.

Для Дюсембайской антиклинали характерна *B*-линейность, которая выражена кристаллами амфибола и биотита, гальками, моно- и полиминеральными кристаллическими агрегатами.

Трещиноватость была изучена в пределах западного и восточного крыльев Дюсембайской антиклинали, а также на периклинали (рис. 26, см. вкладку). Изучались преимущественно кварциты и порфириды, в меньшей степени различные кристаллические сланцы (см. приложение I). Выявлены все те же 5 систем трещин: по слоистости—сланцеватости I рода, 2 системы сколов и 2 системы отрывов. Система трещин по слоистости—сланцеватости развита довольно отчетливо во всех точках, кроме 332. Сколы более ярко выражены (4,0—17,0%), нежели отрывы (1,5—14,5%), причем ни одна из систем сколов не имеет преимущественного развития. Осепоперечные отрывы имеют более высокие значения плотностей максимумов (3—14,5%), чем осепродольные (1,5—8%). Как и на предыдущих участках, отрывы наблюдаются не повсеместно. В точках 223, 335 и 336 отсутствуют осепоперечные отрывы, а в точках 329, 331, 337 и 338 — осепродольные.

Пространственная ориентировка всех систем трещин меняется в разных точках в широких пределах в связи с наличием осложняющих складок в южном крыле Кюгенжальского сбросо-сдвига. Так, левосторонние сколы имеют аз. пд. от 302 до 86°, от 214 до 270° $\angle$ 59—90°, а правосторонние сколы характеризуются аз. пд. 297—60° и 180—270° $\angle$ 58—90°. Осепоперечные отрывы погружаются по азимутам 340—46° и 124—183° с углами 70—90° (исключение точка 215 — азимут падения 305° $\angle$ 45°), а осепоперечные — по азимутам 22—90° и 230—324° с углами 52—82°.

Однако траектории восстановленных осей главных нормальных напряжений дают более определенную картину. Траектории максимальных главных нормальных напряжений располагаются субпараллельно оси складки, погружаясь на юг с углами 1—18° и лишь в точках 215, 221 и 223 имеют аномальные простирания и углы, что связано, как уже указывалось, с их специфическим положением. Траектории σ_1 имеют ориентировку, близкую к простиранию слоев. Согласно им располагается отмеченная *B*-линейность. Лишь на периклинали траектории σ_1 располагаются не по простиранию слоев, а параллельно оси складки (см. рис. 26). Траектории σ_2 занимают положение, близкое к вертикальному, составляя со слоистостью в нормально залегающем крыле угол, близкий к 90°, а в западном опрокинутом крыле — малый острый угол. Траектории σ_3 в плане имеют в основном прямолинейный характер, располагаясь вкрест простирания антиклинали и траекторий σ_1 . В средней части антиклинали намечается их слабый изгиб с кривизной, направленной в сторону ядра антиклинали. В разрезе траектории σ_3 дают антиклиналеобразный изгиб, с осложняющими второстепенными изгибами, которые смазывают общую картину.

НАСЫМБАЙСКИЙ УЧАСТОК

Насымбайский участок, последний из изученных в пределах антиклинория, располагается в 16 км к югу от Дюсембайского. Специфика его состоит в том, что он охватывает Насымбайскую антиклиналь, в ядре которой выходит Насымбайский массив грани-

тогнейсов. В строении антиклинали широкое участие принимают лейкократовые мелкозернистые и порфировластовые микроклин-альбитовые гнейсы и меланократовые очковые, существенно биотитовые, гнейсы, являющиеся продуктами гранитизации соответственно порфириидов и биотитовых, иногда конгломератовых, сланцев. Таким образом, этот участок располагается в пределах инфраструктуры антиклинория. Как отмечалось ранее, инфраструктура в основном занимает осевое положение в антиклинории и лишь в районе зимовки Насымбай образует небольшое поле, не связанное с основным. Как уже говорилось, на основании меньшей степени перекристаллизации в процессе гранитизации гранито-гнейсы всего Насымбайского участка — «наиболее автохтонные» из гранито-гнейсов антиклинория. Это означает, что гранито-гнейсовые массивы характеризуются наименьшей степенью завершенности процессов гранитизации и в силу этого они в наименьшей степени мобилизованы. Гранито-гнейсовые массивы инфраструктуры осевой зоны антиклинория, являясь также автохтонными, мобилизованы и изменили свое положение в структуре значительно сильнее.

В строении Насымбайской антиклинали помимо гранито-гнейсов, слагающих ядро антиклинали и ее южную периклинали, принимают участие сланцы и кварциты колдыбайшокинской свиты и порфирииды, сланцы и кварциты жиландысайской свиты как в гранитизированном, так и в негранитизированном виде.

В обрамлении ядра Насымбайской антиклинали распространены лейкократовые гнейсы по порфириодам, отвечающие нижней половине пачки порфириидов и полевошпатовых сланцев. Здесь отмечена круто-погружающаяся на восток гнейсовидность ($70-85^\circ$), иногда выполаживающаяся на северной периклинали до $25-50^\circ$.

На северной периклинали они перекрываются биотитовыми сланцами с рассеянной галькой и очковыми гнейсами по ним. Восточное крыло антиклинали сложено биотитовыми сланцами с двумя мощными горизонтами blastopсаммитовых кварцитов. К югу биотитовые сланцы переходят в существенно биотитовые гнейсы (иногда с галькой), примыкающие к полю гранито-гнейсов южной периклинали.

В этой зоне восточного крыла наблюдаются мелкие осложняющие складки с размахом крыльев до 100—200 м и В-линейность. Эти складки хорошо фиксируются по отмеченным ранее горизонтам кварцитов. В свою очередь сами кварцитовые горизонты имеют мелкую внутрипластовую дисгармоничную складчатость, интенсивность развития которой возрастает на замыканиях. В крыльях мелких складок внутрипластовые складки становятся менее напряженными или даже пропадают вообще. Шарниры внутрипластовых складок погружаются на север с углами от 30 до 80° . Далее на восток за субдолготными разрывами обнажаются порфирииды нижней и верхней пачек порфириидов и горизонт разграничивающих их графитовых и железистых кварцитов. В северо-восточной части складка прорвана небольшим массивом раннепалеозойских гранитоидов с мелкими апофизами.

Западное крыло антиклинали отделено субдолготным разрывом от ядра и сложено амфиболовыми и биотитовыми сланцами с горизонтом графитовых кварцитов, относимых к колдыбайшокинской свите, протягивающейся вдоль разрыва узкой субдолготной полосой. На этом интервале породы колдыбайшокинской свиты большей частью находятся в перевернутом залегании и круто (до $70-88^\circ$) погружаются на восток. На северной периклинали, в строении которой участвуют и породы колдыбайшокинской свиты, они залегают нормально, погружаясь на северо-запад, север и северо-восток с углами $60-70^\circ$. С севера и запада

Насымбайская антиклиналь ограничена Майтюбинским массивом каледонских гранитоидов.

Наиболее существенную роль в строении Насымбайской антиклинали играют субдолготные разрывы, которые отделяют зоны структур, в разной степени подвергнувшиеся гранитизации. Роль диагональных разрывов, в основном северо-западных, сводится к незначительным смещениям указанных зон. Разрывы эти часто несут черты сдвигов.

Насымбайская антиклиналь, как показывает рассмотрение ее строения, структура переходного типа, несущая черты строения супраструктуры и инфраструктуры.

Чертами супраструктуры является участие в строении негранитизированных пород и изометричность очертаний складки. Признаки инфраструктуры проявляются в развитии, хотя и локальном, процессов гранитизации вплоть до образования гранитогнейсов, в появлении гнейсовидности и в опрокинутости складки на запад.

Промежуточность в строении антиклинали указывает и на промежуточность ее положения в предложенной схеме развития. В ядре крупной антиклинали супраструктуры начали развиваться процессы гранитизации, в результате чего произошло значительное перерождение пород, однако эти процессы не привели к достаточно интенсивному воздыманию гранитогнейсов и перераспределению вещества.

Линейность (длинные оси галек) в биотитовых сланцах и в их гранитизированных аналогах (в очковых гнейсах) ориентируется вдоль простираний и имеет малые (до 10°) углы падения. По типу это — *В*-линейность, т. е. линейность параллельная шарнирам складок. Ранее отмечалось, что для основного поля инфраструктуры характерна линейность, нормальная к шарнирам складок.

Специфика строения антиклинали наложила свои черты на трещиноватость. Трещины, развитые в гранитогнейсах (рис. 27, см. вкладку) и гранитизированных образованиях, не обладают четкой морфологической выраженностью. В первую очередь это относится к характеру поверхности трещин. И сколы и отрывы имеют неровные поверхности, но эти неровности обусловлены и соизмеримы с неравномерностью зерен минералов, слагающих породу. Здесь значительно реже встречается кварцевое выполнение трещин. Морфологические и генетические типы трещин устанавливались главным образом по протяженности трещин (установлено, что сколы имеют значительную протяженность) и их пространственному взаиморасположению, а также по характеру смещений вдоль трещин. В силу этого достоверность полученных здесь результатов меньше, чем на остальных участках. Точками наблюдения охарактеризована центральная часть Насымбайской антиклинали. Здесь отмечены системы трещин по гнейсовидности, две системы сколов и две системы отрывов. Система трещин по гнейсовидности меняет ориентировку в соответствии с изменением ориентировки гнейсовидности и имеет крутые углы наклона $70-90^\circ$, за исключением точек 202 и 209, где углы составляют лишь 62 и 60° . Система выражена довольно отчетливо (плотность максимумов $3,5-8\%$) и лишь в точках 205 и 208 проявлена слабо ($1-1,5\%$), а в точке 207 вообще не отмечена.

Сколы повсеместно выражены отчетливо ($3,5-11,5\%$). Левосдвиговые сколы падают по азимутам $30-56^\circ$ и $194-245^\circ$ $\angle 68-90^\circ$. Правосдвиговые сколы характеризуются аз. пд. $330-348^\circ$ и $124-143^\circ$ $\angle 74-90^\circ$, лишь в точке 206 они имеют аз. пд. 296° $\angle 58^\circ$. Выраженность обеих систем сколов в одной точке несколько различна, но ни одна система в целом не имеет преимуществ.

Осепоперечные сколы не выражены в точках 202, 205 и 209. В остальных случаях они характеризуются аз. пд. $355-26^\circ$ и $150-202^\circ$ $\angle 64-90^\circ$. Осепродольные сколы не отмечены в точках 205, 206, 208 и 211. Они имеют аз. пд. $264-307^\circ$ $\angle 75-90^\circ$, и только в точке 137 — аз. пд. 72° $\angle 90^\circ$. Во всех точках, кроме 137, осепоперечные отрывы имеют более четкое выражение плотности максимумов 4—10%, чем осепродольные — 3—7%. Как правило, отрывы выражены слабее, чем сколы.

Таким образом, Насымбайская антиклиналь характеризуется теми же системами трещин, что и остальные участки, расположенные в пределах супраструктуры. Здесь мы получаем дополнительные доказательства в пользу того, что процессы гранитизации преобразовали структуру незначительно. Сохранились не только складчатые формы и мелкие структуры типа линейности, но и трещиноватость.

Это обстоятельство дает право использовать выявленную трещиноватость для восстановления поля напряжения этапа складчатости супраструктуры.

Рассмотрение траекторий максимальных главных нормальных напряжений (σ_1) показывает, что они ориентированы субдолготно параллельно оси антиклинали (см. рис. 27). В подавляющем большинстве случаев оси σ_1 погружаются в соответствии с погружением шарнира складки и имеют незначительный наклон (до 20°). Как и на Тумурзинском участке, мы видим веерообразное расхождение траекторий σ_1 на периклиналях. Оси σ_2 занимают положение, близкое к вертикальному ($68-90^\circ$), и лишь в точках 202, 205, 206 имеют меньший наклон ($60, 48$ и 54°). Азимуты их погружений изменяются в широких пределах. Траектории σ_3 ориентированы субширотно, нормально к траекториям σ_1 и оси складки. Они наклонены на восток и запад под углами $1-30^\circ$ (лишь в точке 205 угол на восток составляет 42°), что обуславливает легкую волнистость σ_3 в разрезе.

На рис. 27 видно, что все три оси главных нормальных напряжений в пределах рассматриваемого участка имеют хорошую упорядоченность, образуя по два сближенных максимума.

Таким образом, Насымбайская антиклиналь образовалась в условиях, характерных для всех остальных изученных участков супраструктуры антиклинория.

СООТНОШЕНИЕ ПРОТОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИВОВ С ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТЬЮ ВМЕЩАЮЩИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

В заключение рассмотрим, как проявляются и взаимно влияют прототектоническая трещиноватость интрузивов и тектоническая трещиноватость вмещающих пород. Эти вопросы удобно рассмотреть на примере доскладчатых гранитов жаункарского комплекса и постскладчатого Карсакпайского сениитового массива.

Среднепротерозойские граниты жаункарского комплекса, как это уже показано, прорывают породы жийдинской серии и трансгрессивно перекрываются майтюбинской серией. Соотношение трещиноватости интрузий и вмещающих пород рассмотрим на примере Жаункарского и Северо-Сарысайского массивов.

Жаункарский массив. Наблюдения проведены в южной части массива в районе горы Карасире. На этом участке граниты прорывают кварциты и сланцы кособинской свиты и трансгрессивно перекрывают-

ся базальными кварцитами жаункарской свиты. Точки наблюдения выбирались с таким расчетом, чтобы они по возможности были сближены пространственно. При этом проводились наблюдения над трещиноватостью в гранитах и в прорываемых или перекрывающих метаморфических образованиях. Соотношение трещиноватости в гранитах и прорываемых породах изучены в точках 16а и 16, во всех остальных случаях **рассмотрена трещиноватость гранитов и перекрывающих отложений.** Характер тектонической трещиноватости рассмотрен при разборе образования складчатости Карасиринского участка (см. рис. 21 и приложение I). В приложении II (пары: 5—6, 7—8, 11—12, 19—20 и 24—25) мы приводим данные по трещиноватости вмещающих пород, сравнения их с данными по трещиноватости гранитов.

Трещиноватость гранитов изучалась по ранее изложенной методике. Измерялись трещины на площади около 1 м² и строилась диаграмма на равноплощадной сетке (нижняя полусфера). Прототектонические системы трещин в гранитах устанавливались по заполнению их дайками аплитов и мелкозернистых гранитов, которые И. З. Филиппович относит к дайковой серии жаункарского гранитного комплекса. Эти дайки мощностью от первых сантиметров до 0,5 м достигают протяженности до десятков метров; средняя протяженность — первые метры. Породы даек лишены директивных текстур.

Граниты жаункарского комплекса также лишены первичных направленных текстур течения. Исключение составляют участки вторичной переработки, синхронные формированию гранитогнейсов инфраструктуры, где развиты гнейсограниты с вторичными директивами текстурами. Благодаря этому, мы не имели возможности четко выделяемые протектонические системы трещин в гранитах отнести конкретно к категории *L*, *S* или *Q*.

Г. Клоос (Пэк, 1939), установив типы прототектонических трещин *L*, *S*, *Q*, определял их по отношению к первичной магматической линейности. Линейность, соответствующая направлению движения магмы, находится в плоскости трещин *L*, которые располагаются параллельно контакту. Трещины *S* перпендикулярны *L* и параллельны линейности. Трещины *Q* перпендикулярны трещинам *L* и *S* и линейности. При этом трещины *L* и *S* являются плоскостями наилучшей делимости и имеют гладкие поверхности. Трещины *Q* обозначают поверхности худшей делимости и имеют неровные, зазубренные поверхности. Г. Клоос рассматривает трещины *S*, как перпендикулярные боковому давлению (они вертикальны), а трещины *L* — перпендикулярные нагрузке (почти горизонтальны). Так как трещины *Q* перпендикулярны линейности и минимальной нагрузке, по Г. Клоосу, то они обладают чертами отрыва. Они чаще всего несут минеральное жильное выполнение.

Отсутствие первичной магматической линейности и плоскопараллельных текстур в гранитах не позволяет однозначно отнести ту или иную систему прототектонических трещин к одному из названных типов. Отнесение их к системам *L*, *S* и *Q* проведено на основании второстепенных признаков (морфологии, выраженности, протяженности и др.) и в известной степени условно, поэтому при них поставлен «?».

Прототектонические системы трещин имеют углы между собой от 68 до 124°, в среднем составляя 90° (см. приложение II). Необходимо отметить, что они проявлены слабее, чем тектонические системы в той же точке. На анализе этого явления мы остановимся ниже. В заключение отметим, что не все прототектонические системы получили выражение в каждой точке. Так, в точках 8 и 12 наблюдаются лишь трещины систем *S* и *Q*, а трещины *L* отсутствуют, а в точке 16а не наблюдаются тре-

щины системы *Q*. Неравномерная выраженность разных систем связана, видимо, с тем, что трещины *L* в первом случае и системы *Q* во втором занимают субгоризонтальное положение и слабо выражены в условиях горизонтальной обнаженности.

Остальные системы трещин в гранитах, занимающие косое положение к основному, хорошо коррелируется с тектоническими трещинами пород, хотя здесь и наблюдается явление «преломления» трещин при переходе из одной породы в другую (см. приложение II). Надо отметить, что Г. Клоос, а вслед за ним и другие (Елисеев, 1953, 1967; Аджигирей, 1966 и др.) относил такие системы также к прототектоническим, но второстепенным. Это, видимо, связано было с тем, что он не изучал трещиноватости вмещающих пород. Интересно отметить, что эти тектонические системы трещин в гранитах выражены значительно лучше, чем прототектонические (более высокие значения плотностей максимумов). Морфологическое выражение их менее четкое, чем во вмещающих, так как на характер поверхностей трещин влияет зернистость породы, а граниты являются более крупнозернистыми. Трещины сколовых направлений тем не менее имеют более гладкие поверхности, а отрывы, как правило, открытые с зазубренными краями. Отрывы и, отчасти, сколы выполнены кварцем. Другой особенностью тектонических трещин в гранитах является часто их более четкая выраженность, чем во вмещающих породах как прорываемых, так и перекрывающих. Это явление связано, видимо, со спецификой реакции интрузивов на последующие тектонические движения. Интрузивы не сминаются в складки, как предполагают некоторые авторы (Аджигирей, 1966), а раскалываются на блоки по системам тектонических, а, отчасти, и прототектонических трещин. Блоки дифференцированно перемещаются, позволяя интрузиву принять форму, соответствующую (т. е. энергетически более выгодную) данному полю напряжений в складчатом комплексе. На участие в этом процессе и протектонических трещин, особенно если они не залечены дайками и жилами, указывает сравнение диаграмм трещиноватости гранитов и перекрывающих их жаункарских кварцитов (приложение II, № 5, 6, 7, 8, 11, 12, 19, 20, 24, 25). В диаграммах трещиноватости кварцитов прототектонические максимумы имеют выражение в виде максимумов малых плотностей.

Северо-Сарысайский массив. Наблюдения над трещиноватостью в гранитах Северо-Сарысайского массива проведены лишь в его северном поле, отчлененном и смещенном от основного поля массива Бастюбинским сбросо-сдвигом. Здесь, в окрестностях горы Аралтобе, лишь в двух точках (82а и 99) изучена трещиноватость гранитов (см. рис. 23), причем, как и в предыдущем случае, трещиноватость была изучена и в ближайших выходах перекрывающих граниты жаункарских кварцитов. Здесь также выделены прототектонические системы трещин (*S* и *Q* в точках 82а и *L*, *S*, *Q* — в точке 99) и тектонические наложенные трещины. Выделение и анализ тектонических и прототектонических систем велся по уже изложенной схеме. Характеристики трещиноватости в этих точках даны в приложении II (№ 82, 82а, 99, 100). Необходимо отметить аномальный характер углов между прототектоническими системами трещин в точке 99. Приведенные данные свидетельствуют о том, что и к данному участку приложимы выводы, сделанные по Жаункарскому массиву.

Карсакпайский сиенитовый массив. Иную тектоническую позицию имеет позднепротерозойский Карсакпайский сиенитовый массив: он внедрился после полной стабилизации структуры Майтюбинского антиклинория и является таким образом постскладчатым.

Трещиноватость в его пределах изучена лишь в конических дайках, образующих в плане две внешние кольцевые зоны. В основном теле интрузива, слагающем центральную часть массива, трещиноватость не изучалась в силу слабой обнаженности. Точки наблюдений располагаются радиально в западном, северном и восточном направлениях, выходя во вмещающие породы (рис. 28, см. вкладку).

Пространственное положение обеих конических даек определяется по плоскопараллельным текстурам. Дайка гастингситовых сиенитов, слагающая внешнюю зону массива, более древняя. Дайка лейкократовых сиенитов (средняя зона) — самая молодая. Обе дайки имеют одинаковую пространственную ориентировку. В западной части массива они полого ($20\text{--}30^\circ$) погружаются к его центру. Постепенно углы наклона возрастают до $60\text{--}80^\circ$ при движении на север и составляют 70° в его восточной части. Контакты основного тела интрузии на глубине, по геофизическим данным, имеют противоположный наклон. На западе контакт круто ($60\text{--}70^\circ$) погружается на запад, а на востоке — полого (до 20°) на восток. Таким образом, получается ось симметрии массива немного (80°) наклонена на запад.

Рассмотрение трещиноватости в обеих конических дайках показывает, что здесь практически во всех точках фиксируются все три (L , S , Q) системы прототектонических трещин. Лишь в точке 189 система Q отражена расплывчато несколькими максимумами, а в точке 192 она вообще не отмечена. Отнесение систем к прототектоническим произведено на основании выполнения трещин небольшими дайками сиенит-порфиров и щелочных лампрофиров. Сиенит-порфиры преимущественно приурочены к трещинам Q и L , а щелочные лампрофиры — к системе S . Встречающиеся в пределах массива дайки нефелиновых сиенитов не отмечены в точках наблюдения, что не позволяет сделать выводов о том, с какой системой прототектонических трещин они связаны.

Магматическая линейность в конических дайках отсутствует, однако отнесение трещин к той или иной системе производилось на основании их ориентировки по отношению к фокусу даек, морфологии и характеру выполнения. Трещины L располагаются параллельно контактам даек и плоскопараллельным ориентировкам. Трещины S занимают радиальное положение в массиве, а трещины Q перпендикулярны контактам, директивным текстурам и системам L и S . Углы между трещинами всех систем составляют от 78 до 120° , равняясь в среднем 90° . Трещины систем L и S хорошо проявлены и дают на диаграммах максимумы высокой плотности до $7\text{--}11\%$. Система Q выражена слабее ($1\text{--}5,5\%$), что связано с горизонтальным характером обнаженности. Прототектонические системы трещин закономерно изменяют свою пространственную ориентировку вместе с изменением ориентировки участков конических даек.

Тектонические трещины, выявленные во вмещающих породах, в отдельных случаях получают выражение и в интрузиве в виде максимумов малой интенсивности (приложение II). Плотность этих максимумов существенно меньше плотности прототектонических максимумов (в жаункарских гранитах эти соотношения были обратными). Это говорит о том, что они возникали, видимо, уже на каледонском этапе развития, когда в протерозойском фундаменте происходили блоковые движения по уже существовавшим трещинам и разрывам.

Аналогичная картина наблюдается и в точке 197а, расположенной рядом с точкой 197. Здесь небольшое тело палеозойских габбро прорывает порфиroidы жаункарской свиты. В габбро наблюдаются такие

щины системы *Q*. Неравномерная выраженность разных систем связана, видимо, с тем, что трещины *L* в первом случае и системы *Q* во втором занимают субгоризонтальное положение и слабо выражены в условиях горизонтальной обнаженности.

Остальные системы трещин в гранитах, занимающие косое положение к основному, хорошо коррелируется с тектоническими трещинами пород, хотя здесь и наблюдается явление «преломления» трещин при переходе из одной породы в другую (см. приложение II). Надо отметить, что Г. Клоос, а вслед за ним и другие (Елисеев, 1953, 1967; Аджигирей, 1966 и др.) относил такие системы также к прототектоническим, но второстепенным. Это, видимо, связано было с тем, что он не изучал трещиноватости вмещающих пород. Интересно отметить, что эти тектонические системы трещин в гранитах выражены значительно лучше, чем прототектонические (более высокие значения плотностей максимумов). Морфологическое выражение их менее четкое, чем во вмещающих, так как на характер поверхностей трещин влияет зернистость породы, а граниты являются более крупнозернистыми. Трещины сколовых направлений тем не менее имеют более гладкие поверхности, а отрывы, как правило, открытые с зазубренными краями. Отрывы и, отчасти, сколы выполнены кварцем. Другой особенностью тектонических трещин в гранитах является часто их более четкая выраженность, чем во вмещающих породах как прорываемых, так и перекрывающих. Это явление связано, видимо, со спецификой реакции интрузивов на последующие тектонические движения. Интрузивы не сминаются в складки, как предполагают некоторые авторы (Аджигирей, 1966), а раскалываются на блоки по системам тектонических, а, отчасти, и прототектонических трещин. Блоки дифференцированно перемещаются, позволяя интрузиву принять форму, соответствующую (т. е. энергетически более выгодную) данному полю напряжений в складчатом комплексе. На участие в этом процессе и протектонических трещин, особенно если они не залечены дайками и жилами, указывает сравнение диаграмм трещиноватости гранитов и перекрывающих их жаункарских кварцитов (приложение II, № 5, 6, 7, 8, 11, 12, 19, 20, 24, 25). В диаграммах трещиноватости кварцитов прототектонические максимумы имеют выражение в виде максимумов малых плотностей.

Северо-Сарысайский массив. Наблюдения над трещиноватостью в гранитах Северо-Сарысайского массива проведены лишь в его северном поле, отчлененном и смещенном от основного поля массива Бастюбинским сбросо-сдвигом. Здесь, в окрестностях горы Аралтобе, лишь в двух точках (82а и 99) изучена трещиноватость гранитов (см. рис. 23), причем, как и в предыдущем случае, трещиноватость была изучена и в ближайших выходах перекрывающих граниты жаункарских кварцитов. Здесь также выделены прототектонические системы трещин (*S* и *Q* в точках 82а и *L*, *S*, *Q* — в точке 99) и тектонические наложенные трещины. Выделение и анализ тектонических и прототектонических систем велся по уже изложенной схеме. Характеристики трещиноватости в этих точках даны в приложении II (№ 82, 82а, 99, 100). Необходимо отметить аномальный характер углов между прототектоническими системами трещин в точке 99. Приведенные данные свидетельствуют о том, что и к данному участку приложимы выводы, сделанные по Жаункарскому массиву.

Карсакпайский сиенитовый массив. Иную тектоническую позицию имеет позднепротерозойский Карсакпайский сиенитовый массив: он внедрился после полной стабилизации структуры Майтюбинского антиклинория и является таким образом постскладчатым.

Трещиноватость в его пределах изучена лишь в конических дайках, образующих в плане две внешние кольцевые зоны. В основном теле интрузива, слагающем центральную часть массива, трещиноватость не изучалась в силу слабой обнаженности. Точки наблюдений располагаются радиально в западном, северном и восточном направлениях, выходя во вмещающие породы (рис. 28, см. вкладку).

Пространственное положение обеих конических даек определяется по плоскопараллельным текстурам. Дайка гаггинситовых сиенитов, слагающая внешнюю зону массива, более древняя. Дайка лейкократовых сиенитов (средняя зона) — самая молодая. Обе дайки имеют одинаковую пространственную ориентировку. В западной части массива они полого ($20\text{--}30^\circ$) погружаются к его центру. Постепенно углы наклона возрастают до $60\text{--}80^\circ$ при движении на север и составляют 70° в его восточной части. Контакты основного тела интрузии на глубине, по геофизическим данным, имеют противоположный наклон. На западе контакт круто ($60\text{--}70^\circ$) погружается на запад, а на востоке — полого (до 20°) на восток. Таким образом, получается ось симметрии массива немного (80°) наклонена на запад.

Рассмотрение трещиноватости в обеих конических дайках показывает, что здесь практически во всех точках фиксируются все три (L , S , Q) системы прототектонических трещин. Лишь в точке 189 система Q отражена расплывчато несколькими максимумами, а в точке 192 она вообще не отмечена. Отнесение систем к прототектоническим произведено на основании выполнения трещин небольшими дайками сиенит-порфиров и щелочных лампрофиров. Сиенит-порфиры преимущественно приурочены к трещинам Q и L , а щелочные лампрофиры — к системе S . Встречающиеся в пределах массива дайки нефелиновых сиенитов не отмечены в точках наблюдения, что не позволяет сделать выводов о том, с какой системой прототектонических трещин они связаны.

Магматическая линейность в конических дайках отсутствует, однако отнесение трещин к той или иной системе производилось на основании их ориентировки по отношению к фокусу даек, морфологии и характеру выполнения. Трещины L располагаются параллельно контактам даек и плоскопараллельным ориентировкам. Трещины S занимают радиальное положение в массиве, а трещины Q перпендикулярны контактам, директивным текстурам и системам L и S . Углы между трещинами всех систем составляют от 78 до 120° , равняясь в среднем 90° . Трещины систем L и S хорошо проявлены и дают на диаграммах максимумы высокой плотности до $7\text{--}11\%$. Система Q выражена слабее ($1\text{--}5,5\%$), что связано с горизонтальным характером обнаженности. Прототектонические системы трещин закономерно изменяют свою пространственную ориентировку вместе с изменением ориентировки участков конических даек.

Тектонические трещины, выявленные во вмещающих породах, в отдельных случаях получают выражение и в интрузиве в виде максимумов малой интенсивности (приложение II). Плотность этих максимумов существенно меньше плотности прототектонических максимумов (в жаункарских гранитах эти соотношения были обратными). Это говорит о том, что они возникали, видимо, уже на каледонском этапе развития, когда в протерозойском фундаменте происходили блоковые движения по уже существовавшим трещинам и разрывам.

Аналогичная картина наблюдается и в точке 197а, расположенной рядом с точкой 197. Здесь небольшое тело палеозойских габбро прорывает порфиroidы жаункарской свиты. В габбро наблюдаются такие

щины системы *Q*. Неравномерная выраженность разных систем связана, видимо, с тем, что трещины *L* в первом случае и системы *Q* во втором занимают субгоризонтальное положение и слабо выражены в условиях горизонтальной обнаженности.

Остальные системы трещин в гранитах, занимающие косое положение к основному, хорошо коррелируются с тектоническими трещинами пород, хотя здесь и наблюдается явление «преломления» трещин при переходе из одной породы в другую (см. приложение II). Надо отметить, что Г. Клоос, а вслед за ним и другие (Елисеев, 1953, 1967; Ажгирей, 1966 и др.) относил такие системы также к прототектоническим, но второстепенным. Это, видимо, связано было с тем, что он не изучал трещиноватости вмещающих пород. Интересно отметить, что эти тектонические системы трещин в гранитах выражены значительно лучше, чем прототектонические (более высокие значения плотностей максимумов). Морфологическое выражение их менее четкое, чем во вмещающих, так как на характер поверхностей трещин влияет зернистость породы, а граниты являются более крупнозернистыми. Трещины сколовых направлений тем не менее имеют более гладкие поверхности, а отрывы, как правило, открытые с зазубренными краями. Отрывы и, отчасти, сколы выполнены кварцем. Другой особенностью тектонических трещин в гранитах является часто их более четкая выраженность, чем во вмещающих породах как прорываемых, так и перекрывающих. Это явление связано, видимо, со спецификой реакции интрузивов на последующие тектонические движения. Интрузивы не сминаются в складки, как предполагают некоторые авторы (Ажгирей, 1966), а раскалываются на блоки по системам тектонических, а, отчасти, и прототектонических трещин. Блоки дифференцированно перемещаются, позволяя интрузиву принять форму, соответствующую (т. е. энергетически более выгодную) данному полю напряжений в складчатом комплексе. На участие в этом процессе и протектонических трещин, особенно если они не залечены дайками и жилами, указывает сравнение диаграмм трещиноватости гранитов и перекрывающих их жаункарских кварцитов (приложение II, № 5, 6, 7, 8, 11, 12, 19, 20, 24, 25). В диаграммах трещиноватости кварцитов прототектонические максимумы имеют выражение в виде максимумов малых плотностей.

Северо-Сарысайский массив. Наблюдения над трещиноватостью в гранитах Северо-Сарысайского массива проведены лишь в его северном поле, отчлененном и смещенном от основного поля массива Бастюбинским сбросо-сдвигом. Здесь, в окрестностях горы Аралтобе, лишь в двух точках (82а и 99) изучена трещиноватость гранитов (см. рис. 23), причем, как и в предыдущем случае, трещиноватость была изучена и в ближайших выходах перекрывающих граниты жаункарских кварцитов. Здесь также выделены прототектонические системы трещин (*S* и *Q* в точках 82а и *L*, *S*, *Q* — в точке 99) и тектонические наложенные трещины. Выделение и анализ тектонических и прототектонических систем велся по уже изложенной схеме. Характеристики трещиноватости в этих точках даны в приложении II (№ 82, 82а, 99, 100). Необходимо отметить аномальный характер углов между прототектоническими системами трещин в точке 99. Приведенные данные свидетельствуют о том, что и к данному участку приложимы выводы, сделанные по Жаункарскому массиву.

Карсакпайский сиенитовый массив. Иную тектоническую позицию имеет позднпротерозойский Карсакпайский сиенитовый массив: он внедрился после полной стабилизации структуры Майтубинского антиклинория и является таким образом постскладчатым.

Трещиноватость в его пределах изучена лишь в конических дайках, образующих в плане две внешние кольцевые зоны. В основном теле интрузива, слагающем центральную часть массива, трещиноватость не изучалась в силу слабой обнаженности. Точки наблюдений располагаются радиально в западном, северном и восточном направлениях, выходя во вмещающие породы (рис. 28, см. вкладку).

Пространственное положение обеих конических даек определяется по плоскопараллельным текстурам. Дайка гастингситовых сиенитов, слагающая внешнюю зону массива, более древняя. Дайка лейкократовых сиенитов (средняя зона) — самая молодая. Обе дайки имеют одинаковую пространственную ориентировку. В западной части массива они полого ($20\text{--}30^\circ$) погружаются к его центру. Постепенно углы наклона возрастают до $60\text{--}80^\circ$ при движении на север и составляют 70° в его восточной части. Контакты основного тела интрузии на глубине, по геофизическим данным, имеют противоположный наклон. На западе контакт круто ($60\text{--}70^\circ$) погружается на запад, а на востоке — полого (до 20°) на восток. Таким образом, получается ось симметрии массива немного (80°) наклонена на запад.

Рассмотрение трещиноватости в обеих конических дайках показывает, что здесь практически во всех точках фиксируются все три (L , S , Q) системы прототектонических трещин. Лишь в точке 189 система Q отражена расплывчато несколькими максимумами, а в точке 192 она вообще не отмечена. Отнесение систем к прототектоническим произведено на основании выполнения трещин небольшими дайками сиенит-порфиров и щелочных лампрофиров. Сиенит-порфиры преимущественно приурочены к трещинам Q и L , а щелочные лампрофиры — к системе S . Встречающиеся в пределах массива дайки нефелиновых сиенитов не отмечены в точках наблюдения, что не позволяет сделать выводов о том, с какой системой прототектонических трещин они связаны.

Магматическая линейность в конических дайках отсутствует, однако отнесение трещин к той или иной системе производилось на основании их ориентировки по отношению к фокусу даек, морфологии и характеру выполнения. Трещины L располагаются параллельно контактам даек и плоскопараллельным ориентировкам. Трещины S занимают радиальное положение в массиве, а трещины Q перпендикулярны контактам, директивным текстурам и системам L и S . Углы между трещинами всех систем составляют от 78 до 120° , равняясь в среднем 90° . Трещины систем L и S хорошо проявлены и дают на диаграммах максимумы высокой плотности до $7\text{--}11\%$. Система Q выражена слабее ($1\text{--}5,5\%$), что связано с горизонтальным характером обнаженности. Прототектонические системы трещин закономерно изменяют свою пространственную ориентировку вместе с изменением ориентировки участков конических даек.

Тектонические трещины, выявленные во вмещающих породах, в отдельных случаях получают выражение и в интрузиве в виде максимумов малой интенсивности (приложение II). Плотность этих максимумов существенно меньше плотности прототектонических максимумов (в жаункарских гранитах эти соотношения были обратными). Это говорит о том, что они возникали, видимо, уже на каледонском этапе развития, когда в протерозойском фундаменте происходили блоковые движения по уже существовавшим трещинам и разрывам.

Аналогичная картина наблюдается и в точке 197а, расположенной рядом с точкой 197. Здесь небольшое тело палеозойских габбро прорывает порфириды жаункарской свиты. В габбро наблюдаются такие

же системы трещин, как и в порфироидах (с учетом явления «преломления» трещин), но плотность их максимумов меньше.

Рассмотрение трещиноватости доскладчатых и послескладчатых интрузий показывает, что они помимо протектонических ортогональных систем трещин L , S , Q имеют и тектонические системы трещин, располагающиеся косо к первым. Положение тектонических трещин в доскладчатых интрузиях определяется тем же полем напряжений, что и складчатость вмещающих комплексов. При этом доскладчатые интрузивы вовлечены в процесс складкообразования, раскалываясь на блоки как по тектоническим, так и по протектоническим трещинам. Более интенсивное проявление тектонических трещин в интрузивах, нежели во вмещающих породах, свидетельствует о том, что образование блоков в интрузивах при складчатости идет более активно, чем во вмещающих, так как это единственная форма реакции интрузива на складчатость. Проявление тектонических трещин в послескладчатых интрузивах не типично. Как правило, выражается какая-нибудь одна тектоническая система трещин вмещающих пород, да и она проявлена слабее, чем во вмещающих. Это связано с блоковыми движениями в жестком складчатом комплексе на его последующей тектонической истории.

* *
*

Рассмотрение результатов изучения трещиноватости в складчатых формах и интрузивах супраструктуры Майтубинского антиклинория позволяет сделать следующие выводы.

Развитая в складках тектоническая трещиноватость характеризуется пятью системами трещин, закономерно ориентированными относительно элементов складки и оси в первую очередь. Выделяются: одна система трещин, развитых по сланцеватости I рода (слоистости); две системы сколов, расположенных диагонально, но симметрично относительно оси, и две системы отрывов (осепоперечные и осепродольные). Системы сколов и отрывов занимают субвертикальное положение. Последовательность образования этих систем следующая: осепоперечные отрывы, обе системы сколов, осепродольные отрывы. Все названные системы трещин по возрасту протерозойские, соскладчатые и синметаморфические, что доказывается:

- 1) их закономерной ориентировкой в складках;
- 2) интенсивным развитием тектонических систем трещиноватости в доскладчатых интрузивах, где они выражены сильнее протектонических систем, и более слабым проявлением тектонических систем трещиноватости в сравнении с протектоническими в послескладчатых интрузивах;
- 3) изменением количества систем и их ориентировки при переходе в другие структурные зоны протерозойского складчатого комплекса, характеризующиеся иным стилем складчатости. На этом мы остановимся в следующей главе;
- 4) наличием самостоятельных парагенезисов трещин в варисцийских структурах, и в частности более интенсивным по количеству систем развитием трещиноватости в варисцийской Жийдинской синклинали, чем в антиклинории, на котором она расположена. Это обстоятельство свидетельствует о консервации протерозойской трещиноватости. На данном вопросе мы еще остановимся в конце этой части;
- 5) наличием бластических структур в жильном кварце, выполняющем все отмеченные системы трещин. Данные структуры являются синметаморфическими.

Соскладчатый и синметаморфический характер трещиноватости позволяет восстановить по ней палеотектонические поля напряжений, обусловившие формирование метаморфогенной складчатости супраструктуры антиклинория.

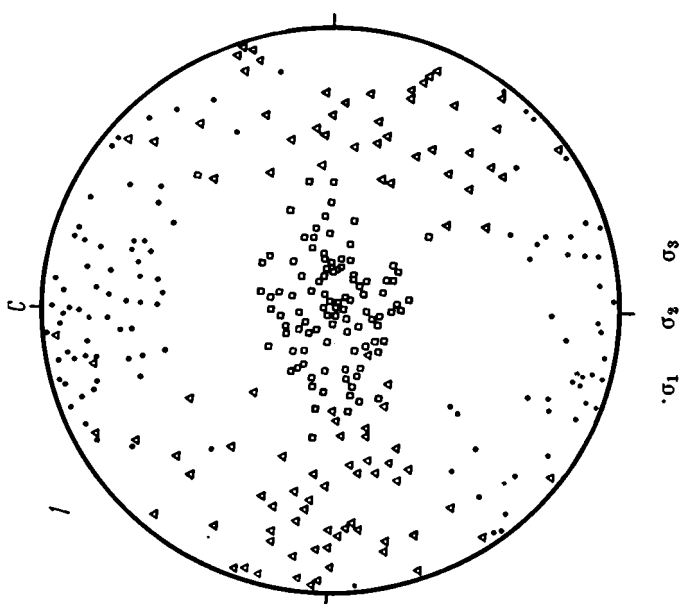
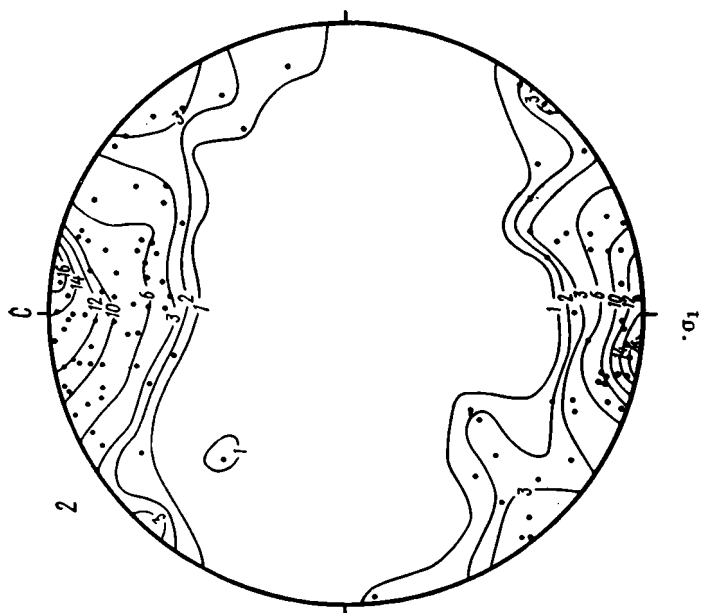
Рассмотрение сводных диаграмм положения осей главных нормальных напряжений в пределах антиклинория (рис. 29) показывает, что оси растяжения (σ_1) группируются в четкий максимум, характеризуясь аз. пд. $10^\circ < 0^\circ$. Не менее отчетливый максимум дают и оси средних нормальных напряжений (σ_2). Оси сжатия (σ_3) образуют незамкнутый пояс с максимумом в его пределах — аз. пд. $100^\circ < 70^\circ - 75^\circ$. Эти диаграммы подтверждают правомерность распространения выводов об ориентировке главных нормальных напряжений в пределах отдельных участков на весь антиклинорий.

Таким образом, складчатая структура Майтубинского антиклинория развивалась в два этапа.

I этап, отвечающий формированию складчатости супраструктуры антиклинория (см. рис. 16, I), характеризуется близким к горизонтальному положением максимальной и минимальной осей главных нормальных напряжений. Оси минимальных главных нормальных напряжений (сжатие) расположены перпендикулярно к шарнирам складок и ориентированы субшироотно. Оси максимальных главных нормальных напряжений (растяжение) направлены вдоль шарниров складок и ориентированы субдолготно. Оси средних главных нормальных напряжений занимают близкое к вертикальному положение и нормальны к шарнирам складок. Они образуют, как правило, вееры, сходящиеся под антиклиналями и над синклиналями. Траектории осей растяжения в складках, близких к линейным, располагаются параллельно шарниру и в ядре и на замыканиях, испытывая некоторую тенденцию даже к схождению на замыканиях. Траектории осей сжатия располагаются нормально к шарниру, образуя дуги на замыканиях, обращенные выпуклостью к ядрам антиклиналей. В складках с широкими округлыми замыканиями наблюдается обратная тенденция. Здесь траектория осей растяжения веерообразно расходятся по направлениям падений, а траектории осей сжатия образуют дуги, подобные тем, что вырисовывают слон, но с большим радиусом кривизны.

В этом поле напряжений образуются метаморфические структуры и текстуры пород. Оно же обуславливает сдвиговый характер соскладчатых разрывов, причем разрывы северо-западного направления являются левыми сдвигами, а северо-восточного — правыми. В соответствии с этим полем напряжений происходит вторичное тектоническое перераспределение пластичных в условиях складчатости пород. Они выжимаются из зон сжатия (крыльев складок и ядер синклиналей, так как здесь более высокое геостатическое давление) в зоны растяжения — своды антиклиналей (области наименьшего геостатического давления для данного слоя). Установленная разновидность складчатости относится к подобной складчатости ван Хайза или к складчатости продольного расплющивания М. В. Гзовского (1963), но образовавшейся в нескольких условиях, нежели предполагает классическая схема. Подобные складки ван Хайза и складки продольного расплющивания характеризуются вторичным перераспределением материала из крыльев, но в направлении нормальном к шарниру, в замки как синклиналей, так и антиклиналей.

Мы предлагаем разделить эти две различные кинематические разновидности складок продольного расплющивания. Складки, образовавшиеся по классическому механизму, можно назвать с к л а д к а м и п р о -



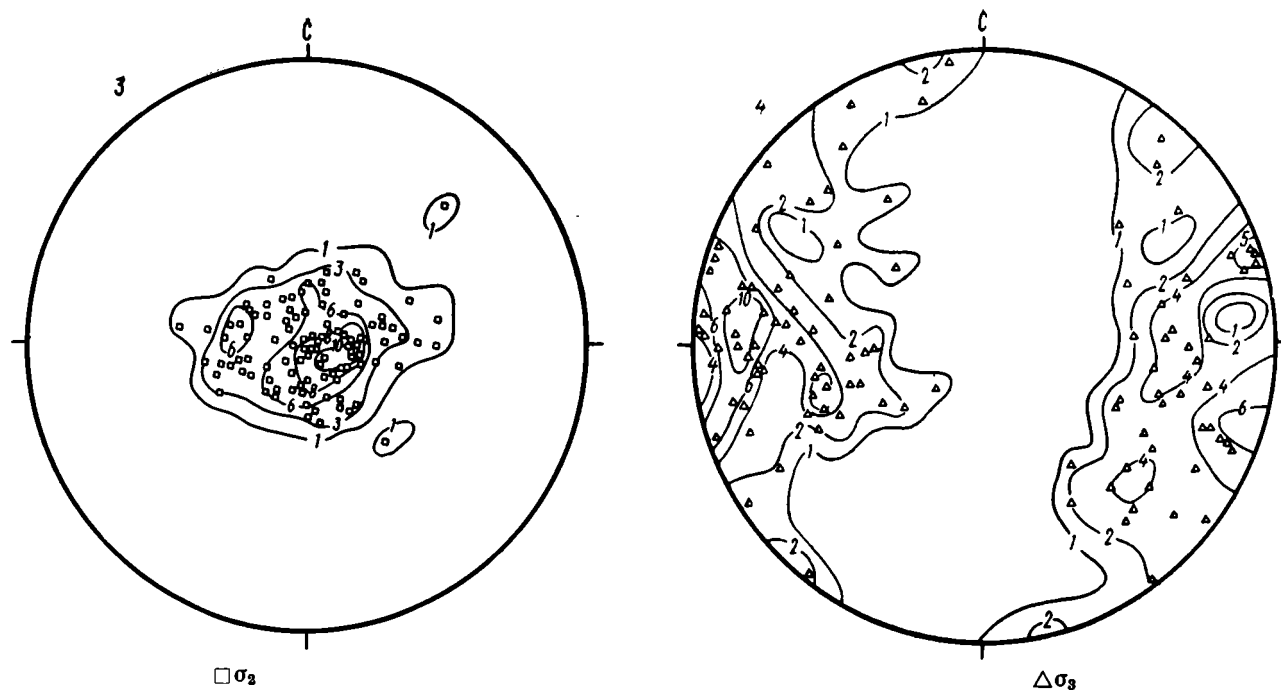


Рис. 29. Сводные диаграммы положений осей главных нормальных напряжений в супраструктуре Майтубинского антиклинария. Равноугольная сетка, верхняя полусфера.
 1 — положения осей главных нормальных напряжений — $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$; 2 — положения осей максимальных главных нормальных напряжений (растяжения) — σ_1 ; 3 — положения осей средних главных нормальных напряжений σ_2 ; 4 — положения осей минимальных главных нормальных напряжений (сжатия) — σ_3

дольного вертикального расплющивания, так как в них вторичное перераспределение вещества идет нормально к шарниру в субвертикальном направлении. Складки, образовавшиеся по установленной нами схеме, можно выделить как складки продольного горизонтального расплющивания — перераспределение идет параллельно шарниру в субгоризонтальном направлении¹.

II поле напряжений зафиксировано в осепродольных отрывах и в некоторых случаях в обратных знаках подвижек по сколам. Оно также является протерозойским. Это поле напряжений характеризуется субширотным растяжением. Наиболее вероятно, что оно связано с формированием сводового поднятия в связи с ростом гранитогнейсового ядра (инфраструктуры) антиклинория в позднем протерозое. В. В. Белоусов и М. В. Гзовский (1964; Гзовский, 1963) показали на моделях, что рост антиклинали (или антиклинального поднятия) приводит первоначально к образованию осепродольных отрывов, разделяющих деформирующееся тело на отдельные ленты, которые в дальнейшем могут быть расчленены осепоперечными отрывами.

Всплывающее (адвектирующее, по В. В. Белоусову) гранитогнейсовое ядро (инфраструктура) антиклинория (см. рис. 16, II) характеризуется растяжением в направлении падения — восстания осевых поверхностей складок, о чем свидетельствует развитая в нем *R*-линейность, и сжатием, ориентированным нормально к осевым поверхностям. Всплывание и сжатие вызвано уменьшением объемного веса и увеличением объема пород при гранитизации. Этот процесс ведет к изменению складок. Они превращаются в линейные изоклинальные складки с большими амплитудами, чем у первоначальных (явление линейаризации, по Е. И. Паталахе). С формированием инфраструктуры завершается становление Майтубинского антиклинория.

¹ По мнению В. С. Буртмана и А. В. Лукьянова термины «вертикальное» и «горизонтальное» расплющивание являются неточными, т. к. расплющивание в обоих случаях идет в горизонтальном направлении продольно к слою и поперек складок. Можно согласиться с тем, что термины несколько условны, но мы сохраняем их по двум причинам. Во-первых, по нашему мнению, продольно к слою, поперек складок идет сплющивание материала, а расплющивание происходит в направлении перемещения вещества, т. е. в вертикальном или горизонтальном направлении. Во-вторых, в таком виде понятия и термины являются дальнейшим развитием существующей кинематической классификации складчатости, что позволяет избежать введения новых терминов. Хотя точнее и более громоздко складки можно было бы назвать складками продольного расплющивания с вертикальным или горизонтальным течением материала.

КИНЕМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛУБИННОЙ СКЛАДЧАТОСТИ КАРСАКПАЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

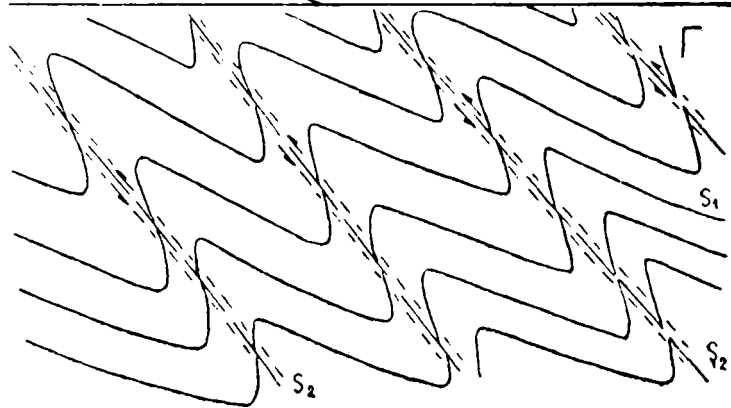
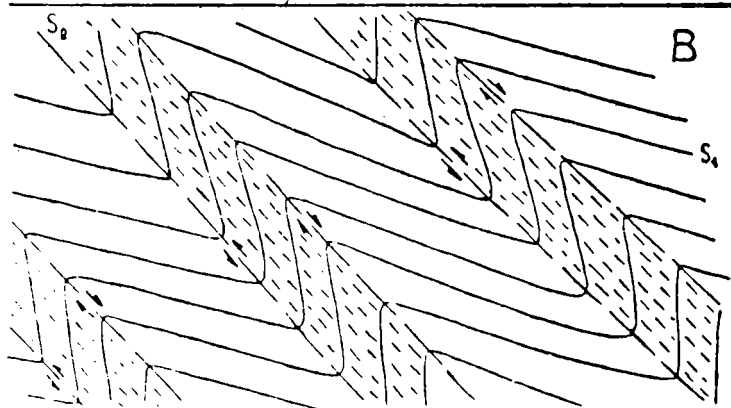
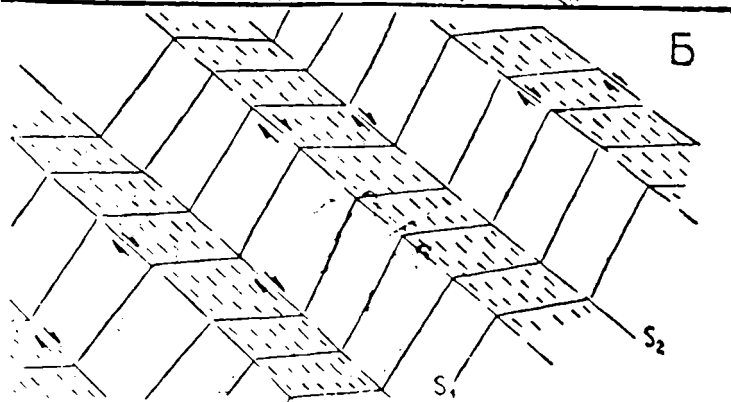
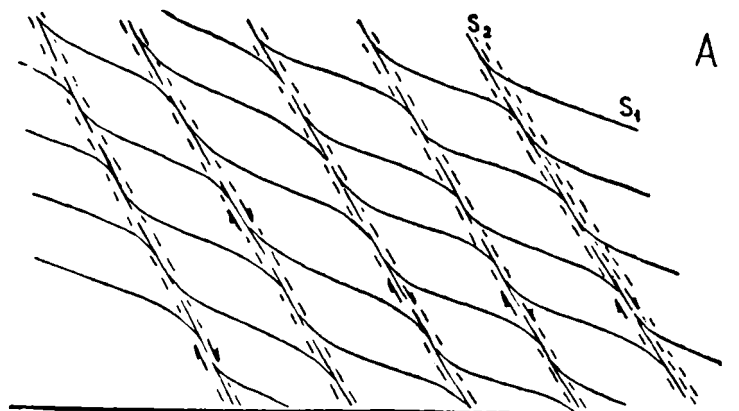
В предыдущих разделах мы разобрали кинематику складчатости Майтубинского антиклинория. Было показано, что Майтубинский антиклинорий по стилю складчатости отличается от сопряженного с ним с востока Карсакпайского синклинория. Для сравнения характера проявления трещиноватости и условий формирования складчатости в обеих структурах рассмотрим Карсакпайский синклинорий. Надо сразу же оговорить, что данные по Карсакпайскому синклинорию получены по одному пересечению его в южной части. Трещиноватость синклинория изучалась по профилю вдоль р. Белеуты (см. рис. 9, XIII). Профильный характер наблюдений в одном сечении структуры ограничивает, разумеется, распространение выводов на всю структуру, хотя опыт изучения Майтубинского антиклинория показывает, что в разумных пределах такая экстраполяция в сочетании с анализом общего складчатого строения возможна.

Карсакпайский синклинорий характеризуется типичной линейной складчатостью (см. рис. 1, 2) с соотношением ширины складок к длине от 1 : 7 до 1 : 15, иногда менее. Складки обычно опрокинуты с преобладанием восточной вергентности. Широко распространена сланцеватость II рода, т. е. сланцеватость, развитая по поверхностям кливажа, близким к осевым поверхностям складок. Ведущую роль в строении синклинория играют субдолготные разрывы, крупнейшими из которых являются Карсакпайский и Кызымчекский. Последний отделяет синклинорий от Майтубинского антиклинория. Существенное значение имеют северо-западные и северо-восточные сдвиги, обуславливающие сигмоидный изгиб синклинория на интервале инфраструктуры Майтубинского антиклинория.

В строении синклинория участвуют в основном карсакпайская, боздакская и белеутинская серии и ограниченно аралбайская и майтубинская серии.

Рассмотрение истории развития синклинория и характера складчатости позволяет утверждать, что складчатостью были охвачены все слагающие его образования одновременно. Складчатость синклинория, как уже указывалось, в процессе была непрерывно связана со складчатостью супраструктуры Майтубинского антиклинория, но прошла несколько позднее — в период развития инфраструктуры антиклинория.

По мнению Ю. А. Зайцева, складчатость в Карсакпайском синклинории первоначально сформировалась на этапе протерозойского тектогенеза и была усложнена (линеаризована) на байкальско-каледонском



этапе. Однако этап линеаризации связан с метаморфическим преобразованием пород синклинория, что выразилось в первую очередь в образовании метаморфическими минералами сланцеватости II рода. Это позволяет нам считать второй этап преобразования складчатости протерозойским, проходившим на значительной глубине, ибо по нашему мнению, на байкальско-каледонском этапе Карсакпайский синклинорий входил в геодантиклинальное поднятие — каледонский Улутауский антиклинорий (см. стр. 232).

В бассейне р. Белеуты в строении Карсакпайского синклинория принимают участие образования нижней и верхней частей карсакпайской серий, верхов майтюбинской и низов боздакской серий. Они слагают восточное и западное крылья структуры. Ядро синклинория выполнено белеутинской серией. На западе Карсакпайский синклинорий перекрывается варисциийской Жийдинской синклиналью, под которой по Кызым-ческому разрыву он контактирует с Майтюбинским антиклинорием. На востоке синклинорий перекрыт варисциийской Джезказганской впадиной. Восточное крыло синклинория в этом сечении пространственно отделено от ядра варисциийской Шолакской синклинали.

В соответствии с этим проведенное пересечение синклинория распадается на два территориально разобщенных участка — восточный и западный, названные соответственно Белеутинским и Аккииксайским (см. рис. 16).

Методика изучения трещиноватости в синклинории не отличалась от той, которая использовалась в Майтюбинском антиклинории. Однако повсеместное развитие сланцеватости II рода, не совпадающей со слоистостью, часто затрудняло выявление подвижек по трещинам I этапа деформации. Кроме смещений вдоль сланцеватости, часто имеющих дифференцированный характер, в пределах синклинория сравнительно широко развита (особенно в сланцах и филлитах) плейчатость¹. Всего отмечено четыре морфологические разновидности плейчатости (рис. 30), позволяющие установить характер движений по плоскостям сланцеватости. Сланцеватость II рода наносилась на диаграмму специальным значком, так как ее ориентировку легко выявить по единичному замеру. Отдельно показывались собственно трещины, имеющие такую же ориентировку и являющиеся по морфологии сколами.

На диаграмму наносились все трещины, которые наблюдались в данной точке. В общем случае отмечено семь систем трещин: две системы крутонаклонных сколов, занимающих диагональное положение к оси складки; осепоперечный и осепродольный отрывы, ориентированные субвертикально; одна система осепродольных сколов, круто наклоненная к ядру складки, другая осепродольная система сколов падает навстречу предыдущей (она часто замещается сланцеватостью II рода) и система субгоризонтальных отрывов, занимающая близкое к нормальному к осе-

¹ Под плейчатостью мы, вслед за Н. А. Елисеевым (1953), понимаем мелкие складочки (от первых миллиметров до первых сантиметров, иногда до 10 см), генетически связанные со сланцеватостью или кливажем и вызванные дифференцированными движениями по их плоскостям.

Рис. 30. Разновидности плейчатости в Карсакпайском синклинории, позволяющие определить характер дифференциальных перемещений кливажных пластин (микролитонов). S_1 — слоистость и сланцеватость I рода, развивающаяся по слоистости. S_2 — сланцеватость II рода, развивающаяся по кливажу. А, Б — флексуобразная плейчатость с концентрацией движений по одной поверхности (А) и по многим поверхностям в пределах узкого микролитона (Б). В, Г — микроскладчатая плейчатость с концентрацией движений по одной поверхности (В) и по многим поверхностям в пределах узкого микролитона (Г)

вой поверхности складки положение. По степени выраженности все системы сколов являются наиболее четкими. Лишь сколы, совпадающие со сланцеватостью, часто подавлены ею. Отрывы выражены слабее, особенно последний — субгоризонтальный (приложение III).

Последовательность систем такова: наиболее ранние осепоперечные отрывы, затем следуют диагонально ориентированные к оси сколы, а потом осепродольные отрывы, т. е. первые четыре системы связаны той же последовательностью, что и в Майтубинском антиклинории. В следующий этап деформации возникает пара осепродольных сколов (сланцеватость II рода) и субгоризонтальный отрыв. Образование субгоризонтальных отрывов завершает этот этап деформации.

БЕЛЕУТИНСКИЙ УЧАСТОК

Белеутинский участок располагается по правому берегу р. Белеуты между выходами среднепалеозойских пород Джезказганской впадины и Шолакской синклинали. В его строении участвуют породы бурмашинской и болбраунской свит, слагающих на этом интервале восточное крыло Карсакпайского синклинория. Бурмашинская свита представлена своей верхней частью — пачкой серицитовых сланцев и кварцитов. Преимущественным развитием в рассматриваемом сечении пользуются разнообразные серицитовые сланцы и филлиты с отдельными прослоями кварц-полевошпат-биотитовых сланцев и кварцитов. Мощность пачки около 275 м.

На сланцах бурмашинской свиты согласно ложится пачка базальтовых порфиритоидов болбраунской свиты, представленных в основном зелеными сланцами и порфиритоидами по лавам базальтового и андезитового составов. В верхней части разреза пачки преобладают порфиритоиды по кристаллокластическим туфам дацитового состава. Мощность пачки составляет 550 м.

Породы обеих свит смяты в мелкие (размах крыльев 50—200 м) изоклинальные и близкие к ним складки, опрокинутые на восток, осложненные складчатостью более высоких порядков и субдолготными разрывами, погружающимися на запад под углом 60—80°.

В тектонической истории этого участка можно выделить три этапа деформации с соответствующими тремя полями напряжений, причем два из них были сравнительно активными и сопровождалось образованием как сколов, так и отрывов, а промежуточный — относительно пассивный — выразился в формировании лишь отрывов. На рис. 31 (см. вставку) представлены поля напряжений I и III этапов, отмеченные на рассматриваемом участке. Как и на Майтубинском антиклинории, схемы полей напряжений построены лишь для этапов деформации, существенно отразившихся в складчатом строении.

I этап деформации характеризуется развитием сопряженной пары крутых сколов, хорошо выраженных максимумами на диаграммах (3—13,5%). Сильнее выражена северо-восточная правосдвиговая система сколов. Осепоперечные отрывы этого этапа не проявлены в точке 157, а в остальных точках фиксируются четко (2,5—7,5%). Поле напряжений I этапа, как и в Майтубинском антиклинории, отвечает формированию складчатости продольного горизонтального расплющивания.

Эпохе сводового поднятия (II этап), сопровождающейся широтным растяжением, отвечают крутые субдолготные отрывы, наблюдающиеся лишь в точках 155, 156, 161 и 162. Пассивность этого этапа сказывается и не в повсеместном проявлении отвечающих ему отрывов.

III этап деформации приводит к возникновению новых систем трещин и сланцеватости II рода, развивающейся по одной из систем сколов. Сколы ориентированы осепродольно по отношению к складкам и с крутыми углами погружаются к их ядрам. Сланцеватость II рода в основном развита по сколам, падающим на запад, причем сами трещины отмечены лишь в точке 156. В точке 158 не отмечена сопряженная со сланцеватостью система сколов и здесь оказалось возможным восстановить положение σ_1 лишь по линейности. В точке 171 сланцеватость развита по системе сколов, полого падающих на восток. Особое положение занимает точка 162, где сланцеватость имеет не долготную, а широтную ориентировку. Во всех точках, кроме точки 171, отмечены отрывы данного этапа, полого наклоненные к горизонту.

Поле напряжений III этапа деформации характеризуется пологим субширотным, направленным вкост простирания структур, положением сжатия (σ_3) и, как правило, пологим положением осей σ_2 , параллельных шарнирам складок. Оси растяжения (σ_1) занимают близкое к вертикальному положение лишь в отдельных случаях (точки 156, 162), составляя с горизонтальной плоскостью углы 41 и 54°. На этом этапе происходит линейаризация — усложнение морфологии ранее сформированных складок за счет нового перераспределения вещества, с одной стороны, а с другой, за счет дифференциальных перемещений по плоскости сланцеватости. Эти перемещения привели к тому, что первоначальная ширина складок была существенно сокращена, а амплитуды увеличены. Они приобрели типичный облик линейных складок. Поле напряжений рассматриваемого этапа отвечает традиционной схеме формирования складчатости продольного расплющивания.

АККИКСАЙСКИЙ УЧАСТОК

От Шолакской синклинали на запад до Жийдинской синклинали обнажается ядро и западное крыло Карсакпайского синклинория. Аккиксайский участок охватывает лишь зону ядра, обнаженную в береговых обрывах р. Белеуты (рис. 32, см. вкладку). Западное крыло, в строении которого участвуют слюдистые кварцитовые и полевошпатовые сланцы кумолинской свиты и в меньшей степени сланцы и мраморы надырбайской свиты, слабо обнажено и нами не изучалось. Ядро Карсакпайского синклинория в данном сечении имеет гетерогенное строение. В основном оно сложено породами белеутинской серии, а в отдельных горстах — породами биитской свиты карсакпайской серии и белкудукской свиты боздакской серии. Последняя обнажается и в его крайней западной части. Биитская свита здесь представлена обломочными слюдисто-кварцевыми сланцами с двумя прослоями железистых кварцитов, верхний из которых в 300 м западнее устья руч. Аккиксай слагает одно из рудных тел Белеутинского железорудного месторождения. Мощность свиты здесь составляет около 350 м. В строении нижней части белкудукской свиты принимают участие в основном конгломератовые сланцы с прослоем миндалекаменных порфиритоидов базальтового состава. Видимая мощность этой части разреза составляет около 300 м.

Выше по разрезу следует аккиксайская свита белеутинской серии. В основании разреза свиты лежит пачка туфоконгломератов и порфиристоидов, сложенная порфиритами по лавам и туфам базальтового и андезитового составов, порфиристоидами по лавам, туфолавам и туфам липарит-дацитового состава, туфоконгломератами и прослоями мраморов. Мощность пачки составляет 450 м. Верхнюю часть свиты — пачка порфиристоидов и микрокварцитов — представлена такими же, как и в ниж-

ней пачке, порфиритоидами, конгломератовыми, кварц-серицитовыми и хлоритовыми сланцами, мраморами, порфироидами с горизонтом микрокварцитов в верхней части разреза. Общая мощность пачки составляет 1300 м.

На аккииксайской свите лежит шолакская свита, имеющая двухчленное строение. Нижняя половина свиты сложена пачкой андезитовых порфиритоидов, в строении которой, кроме того, участвуют хлоритовые, кварц-серицитовые и карбонатные сланцы и тонкополосчатые кварциты общей мощностью около 500 м. Верхняя часть свиты представлена пачкой дацитовых порфиритоидов, в которой кроме них наблюдаются зеленые сланцы. Мощность пачки 850 м.

На верхи шолакской свиты с несогласием ложится алтуайтнуринская свита с валунными конгломератами в основании. Свита представлена метаморфизованными лавами и туфами базальтового и андезитового составов и пепловыми туфами дацитового состава. Видимая мощность не превышает 350 м.

Структура осевой части Карсакпайского синклинория, выполненного белеутинской серией, в рассматриваемом сечении проста. Это широкая синклинальная структура, осложненная в основном прямыми мелкими складками (с размахом крыльев 200—50 м и меньше). В восточной части складки запрокинуты на восток. Большую роль играют долготные разрывы, обуславливающие блоковый характер структуры. На рис. 32 приведен разрез, зарисованный по правому берегу р. Белеуты. На отрезках I—II и III—IV он имеет широтную ориентировку вкрест простирания структуры, а на отрезке II—III — юго-западную и проходит по простиранию толщ на центриклинальном замыкании, синклинали, что и обуславливает простоту строения на разрезе.

Трещиноватость Аккииксайского участка была изучена в скальных обнажениях по р. Белеуты. Точки наблюдений выбирались с таким расчетом, чтобы охарактеризовать наиболее типичные разности пород каждой свиты в различных элементах складок. На рассматриваемом интервале Карсакпайского синклинория трещиноватость проявлена так же, как на предыдущем участке, в зоне восточного крыла. Здесь развиты уже описанные семь систем трещин, проявившиеся в той же последовательности, что и в Белеутинском участке (см. приложение III). Перейдем к анализу выявленных полей напряжений.

I этап деформации участка, как и в предыдущем случае, развивался по схеме, установленной для Майтубинского антиклинория. Он (см. рис. 32, 2) отвечает формированию складчатости продольного горизонтального расплющивания и характеризуется субгоризонтальным параллельным простиранием положением осей растяжения (σ_1) и ориентированным вкрест простираний осей сжатия (σ_3). Последние, в отличие от антиклинория, часто оказываются значительно наклоненными. То же можно сказать и о положении средних осей главных нормальных напряжений (σ_2), наклон которых иногда составляет менее 45°. Эти отклонения от установленной схемы, видимо, связаны с двумя причинами. Первая — иной морфологический тип складок, имеющих крутые наклоны крыльев, часто изоклинальных и опрокинутых на восток. Второй причиной может являться III этап деформации, искаживший первоначальную картину. Для поля напряжений I этапа характерно слабое волнистое изгибание траекторий осей σ_3 , изгибы которых далеко не всегда отвечают изгибам слоев. При этом траектории осей σ_2 занимают нормальное к ним положение, часто сходясь над синклиналями. Траектории σ_1 располагаются вдоль структур. Это поле отвечает основному этапу

складчатости, проходившей, как и в Майтубинском антиклинории, в условиях достаточно больших глубин.

Поле напряжений II этапа зафиксировано в осепродольных крутых отрывах и характеризуется широтным субгоризонтальным растяжением. Оно, по нашему мнению, отвечает общему сводовому воздыманию района, связанному с ростом гранитогнейсового ядра Майтубинского антиклинория.

Поле напряжений III этапа (рис. 32, 3) имеет снова субгоризонтальное широтное сжатие, ориентированное поперек структур. Но на этот раз параллельно простираению структур ориентируются оси σ_2 , а траектории осей растяжения (σ_1) занимают субвертикальное положение. Это поле напряжений привело к возникновению систем осепродольных крутонаклоненных сколов, один из которых (погружающийся на запад) проявлен в виде сланцеватости II рода. Вторая система сколов в значительной степени подавлена. На этом этапе возникла система пологих отрывов, нормально ориентированных к осевым поверхностям складок.

На крайнем западе рассматриваемого участка в точках 111, 112 и 113 этот этап зафиксирован лишь в проявлении системы сланцеватости II рода и отрывов. Сопряженного с этой системой скола здесь не наблюдается. Скорее всего, обе системы сколов в этих точках настолько близки по ориентировкам, что на диаграммах сливаются вместе в единый максимум.

Здесь выявляется интересная особенность положения траекторий осей сжатия (σ_3) I и III этапов (см. рис. 32, сравнивая 2 и 3). Положение этих траекторий в обоих случаях практически одинаково. Трудно сказать, что это — случайное совпадение или закономерность проявления одинаково ориентированного напряжения (в данном случае сжатия), возникающего на разных этапах.

По нашему мнению, поле напряжений III этапа, отвечающее полю напряжений складок продольного вертикального расплющивания, проявилось в результате всплывания гранитогнейсового ядра Майтубинского антиклинория, когда оно поднялось на уровень рассматриваемого комплекса. Поднявшиеся гранитогнейсы оказали распирающее действие на окружающие породы синклинория.

* *
*

Подводя итог описанию кинематических условий формирования складчатости Карсакпайского синклинория и сравнивая их с условиями становления складчатости Майтубинского антиклинория, можно отметить следующее:

1. Складчатость Карсакпайского синклинория в отличие от Майтубинского антиклинория формировалась в три этапа, благодаря чему проявлено большее число систем трещин.

2. I этап по типу поля напряжений и складчатости совпадает с полями напряжений складчатости супраструктуры антиклинория. Он характеризуется продольным по отношению к слоям расположением напряжений сжатия (σ_3), параллельным шарнирам складок субгоризонтальным положением напряжения растяжения (σ_1) и субвертикальным положением σ_2 . Это поле напряжений отвечает формированию складчатости продольного горизонтального расплющивания. Сравнение длины складок I порядка синклинория и антиклинория показывает, что это сопоставимые величины. Различаются складки лишь размахом крыльев. Первоначальная ширина складок синклинория была уменьшена на III

этапе деформации. Первоначально сформировавшиеся складки синклинория по морфологии, видимо, были близки к типу складок супраструктуры антиклинория.

3. На II этапе складчатая структура синклинория подвергалась существенному растяжению. Как и в супраструктуре Майтубинского антиклинория, это растяжение связано с образованием сводового поднятия в осевой зоне антиклинория, в связи с ростом гранитогнейсового ядра. Этот этап имел сравнительно пассивный характер и сопровождался образованием лишь осепродольных отрывов. Усложнение складчатости, как и в супраструктуре антиклинория, здесь не происходило.

4. III этап деформации характеризуется широтным сжатием (σ_3) и субвертикальным растяжением (σ_1), а траектории осей σ_2 располагаются субгоризонтально параллельно шарнирам складок. Данное поле напряжений отвечает схеме формирования складчатости продольного вертикального расплющивания. На этом этапе возникает сланцеватость II рода, в основном погружающаяся на запад. Многочисленные дифференцированные малоамплитудные перемещения по поверхности сланцеватости приводят как бы к расплющиванию складок в широтном направлении с уменьшением их ширины и увеличением амплитуды (явление линейаризации, по Е. И. Паталахе). Они же обуславливают восточную вергентность складчатости.

Этот этап проходит в более поверхностных, чем на I этапе, условиях, что приводит к реализации растяжения в вертикальном направлении. Он начинается с момента поднятия гранитогнейсового ядра антиклинория на уровень складчатости Карсакпайского синклинория (глубинное положение которого уменьшилось на II этапе). Гранитогнейсовое ядро, вызывавшее до этого растягивающее действие на окружающие породы, начинает оказывать распирающее действие, порождая горизонтальное широтное сжатие.

Раздвигающее действие гранитогнейсов проявляется в образовании сигмоидообразного изгиба в структуре Карсакпайского синклинория. В пределах этой сигмонды, где такое боковое сжатие проявилось наиболее интенсивно, сланцеватость II рода более полого наклонена на запад, а восточная вергентность проявлена сильнее. Здесь наблюдаются опрокинутые складки.

5. Все этапы деформации проходили совместно с процессами регионального метаморфизма и следовали один за другим, будучи вызванными скачкообразными инверсиями силового поля.

Таким образом, мы видим, что структура Карсакпайского синклинория имеет полигенный и полихронный характер, завершив свое формирование одновременно со структурой Майтубинского антиклинория.

Интересно в связи с этим сравнить трещиноватость протерозойского складчатого комплекса с трещиноватостью варисцийских наложенных синклиналей.

Шолакская синклиналь и западное крыло Джекказганской впадины, наложенные на Карсакпайский синклинорий, в своем образовании связаны с блоковыми вертикальными движениями (механизм складчатости поперечного изгиба). В их строении принимают участие два комплекса: нижний карбонатный (нижний карбон) и верхний — красноцветный терригенный (средне-верхнекаменноугольный) (Голубовский, Милеев, 1971). Здесь отмечены четыре системы трещин, не считая системы, развивающейся по слоистости, причем две из них являются более ранними отрывами, а две — сколами. При дифференцированном движении блоков в условиях общего растяжения возникли сначала осепродольные отрывы, так как в поперечном направлении растяжение бы-

ло максимальным, а потом — осепоперечные (I этап). Лишь при последующем слабом надвигании поднятых блоков на опущенные (II этап) в нижнем пластичном карбонатном комплексе возникло поле напряжений складчатости продольного горизонтального расплющивания, приведшее к заложению крутых диагональных сколов и мелкой дисгармоничной складчатости.

Жийдинскую синклинали, наложенную на Майтютинский антиклинорий, слагает в основном карбонатный комплекс нижнего карбона. Здесь развиты альпинотипная складчатость и надвиги, сопровождающиеся кливажем, сланцеватостью II рода и *K*-линейностью. Специфика строения синклинали связана с тем, что она заложена на крупном долгоживущем разломе, который определял ее развитие. В этой зоне отмечено шесть систем трещин: две пары сколов и генетически связанных с ними отрывов. На I этапе складчатость развивалась в поле напряжений складчатости продольного горизонтального расплющивания, а на II этапе усложнилась (линеаризовалась) в поле складчатости продольного вертикального расплющивания.

Сравнивая строение и трещиноватость варисцийского и подстилающего его протерозойского комплексов, надо подчеркнуть их повсеместное различие. В наиболее дислоцированной зоне протерозойского комплекса — Карсакпайский синклинорий — развито семь систем трещин, а в простых по строению наложенных на него варисцийских структурах — лишь четыре. В Майтютинском антиклинории отмечено четыре — пять систем трещин, а в более интенсивно смятой Жийдинской синклинали, располагающейся над ним — шесть. Это служит аргументом в пользу высказанного нами тезиса о блоковой реакции дислоцированного фундамента («жесткой глыбы») на последующие интенсивные тектонические движения и о консервации докембрийской трещиноватости вместе с консервацией докембрийской складчатой структуры. Раз в варисцийскую эпоху, характеризующуюся по крайней мере в какой-то зоне интенсивными тектоническими движениями, приведшими к формированию альпинотипной складчатости геосинклинального типа, не произошло заложения новых систем трещин в протерозойском комплексе Майтютинского антиклинория, то можно предположить, что этого не произошло и в эпоху каледонской складчатости. Еще раз подчеркнем, что речь идет не об отдельных трещинах, а о значительных по своему выражению системах трещин. Разумеется, на последующих тектонических этапах могли возникать новые трещины, но они, с одной стороны, возникали за счет обновления и развития докембрийских, а с другой, новые трещины проходили по уже имеющимся ослабленным направлениям. Не исключено, что некоторые из слабовыраженных («паразитических») максимумов на диаграммах трещиноватости протерозойского комплекса возникли в эти эпохи, но они не могли полно развиваться из-за уже существовавшей механической, лучше сказать, трещинной неоднородности протерозойского комплекса. Не вызывает сомнения, что на каледонском и варисцийском этапах развития протерозойские трещины объединялись в отдельных разрывах, обеспечивающих блоковый характер реакции протерозойского фундамента. В пользу этого говорит идентичная (на отдельных участках) ориентировка систем трещин и каледонских или варисцийских, а может быть обновленных в это время, разрывов.

ГЕНЕЗИС ДЕФОРМАЦИОННОЙ ЛИНЕЙНОСТИ И ЕЕ ПОЛОЖЕНИЕ В СКЛАДКЕ

В структурной геологии, начиная с первой половины XIX в., было обращено внимание на возникновение четко выраженных вторичных текстур в сильнодеформированных породах. Были выделены две основные группы директивных текстур: плоскопараллельные и линейные. Морфологию и генезис плоскопараллельных текстур (кливажа и сланцеватостей в том числе) мы рассмотрели в предыдущих разделах работы.

Линейные текстуры обусловлены параллельным расположением минералов, имеющих линейный габитус, моно- и полиминеральных поликристаллических агрегатов и т. д. Этот тип текстур получил наименование линейности. Э. Клоос (1958¹, стр. 7), давший фундаментальную сводку по линейности, определил это понятие так: «линейность» представляет собой описательный, а не генетический термин и применяется для обозначения линейных структур любого типа как внутри породы, так и на ее поверхности».

Линейность впервые была описана в 1839 г. К. Науманном, который обозначил ее термином «растяжение». В дальнейшем накапливался материал по морфологическим типам линейности, т. е. объектам, ее обуславливающим, и положению линейности в складке. Выяснилось, что линейность помимо перечисленных ранее способов выражения может обуславливаться деформированными гальками конгломератов и остатками флоры и фауны. Кроме того, к линейности были отнесены всевозможные линии пересечения, например поверхностей первичной слоистости, кливажа и др.

В 30-е годы Б. Зандер (Sander, 1926, 1930) ввел систему структурных координат с осями a , b и c . Б. Зандер определил ось a как направление движения (тектонического транспорта) и растяжения, располагающуюся по направлению падения — восстания слоя, осевой поверхности складки или кливажа осевой поверхности; ось b — ось складки (шарнир в понимании советских геологов), характеризующуюся наибольшей пассивностью и наименьшим движением вещества; ось c — направление стресса, перпендикулярное плоскости кливажа (ab).

Таким образом Б. Зандер, с одной стороны, придал системе структурных координат кинематический смысл, а с другой, закрепил положение осей a , b и c в складке. Эта система структурных координат получила всеобщее признание и широкое распространение. С этого времени положение линейности в складке стали определять по отношению к структурным осям. Так появились понятия a - и b -линейностей. Первая

располагается перпендикулярно к шарниру складки и находится в плоскости кливажа осевой поверхности или слоя. При горизонтальном положении шарниров она располагается по направлению падения—восстания кливажа или слоя, т. е. совпадает с осью *a*. Как правило, углы наклона ее очень крутые. Вторая параллельна шарниру и совпадает с простиранием складки и кливажа (т. е. с осью *b*). Она, как правило, имеет небольшой наклон к горизонтальной плоскости.

Возникновение *a*-линейности в соответствии с кинематическим смыслом структурных координат объясняется растяжением или расположением объектов, обуславливающих линейность, по направлению движения вещества при складчатости (тектоническим транспортом). Формирование *b*-линейности Б. Зандер и В. Шмидт, основываясь в основном на данных микроструктурного анализа, предложили объяснять как линейность качения, образующуюся подобно валику замазки, раскатываемому в руках, или спицам, вращающимся между двух перемещающихся карт. При этом деформация и перемещение вещества по оси *b* рассматриваются как второстепенные, в количественном отношении резко подчиненные деформации и перемещению по оси *a*. Эти два механизма формирования линейности разного положения в складке получили широкое распространение. Они отражены практически во всех работах по структурной геологии и микроструктурному анализу (Елисеев, 1953, 1967; Ферберн, 1949; Пэк, 1939; Биллингс, 1949; Хиллс, 1954, 1967; Клоос, 1958₁; Ситтер, 1960; Ажгирей, 1966, 1967; Гогель, 1969; Turner, Weiss, 1963 и многие другие). Таким образом, многочисленные морфологические разновидности линейностей, занимающие разное положение в складке, получили разное генетическое толкование. Интересно отметить при этом два факта. Первый — линейность, выраженная абсолютно одинаковыми объектами, встречается в складках в разном положении. Второй — в литературе нет указаний на то, чтобы в одном и том же месте существовали одновременно *a*- и *b*-линейности, выраженные одинаковыми объектами.

Дуализм в толковании природы линейности привел к тому, что линейность превратилась в «чисто описательный термин», лишенный генетического смысла. В классификации линейности, наиболее подробно разработанной Э. Клоосом (1958₁), эта двойственность ее происхождения тоже получила отражение. В результате при проведении работ геологи стали фиксировать пространственное положение линейности и наносить ее на карты, но часто даже не указывают, какой морфологический тип линейности отражен. Примером могут служить многочисленные средне- и крупномасштабные зарубежные геологические карты, выполненные чрезвычайно тщательно и детально. На них дан знак линейности без каких-либо дополнительных разъяснений. Так обстоит дело с картами Финляндии, Швеции, Норвегии, Англии, Австралии, Канады и США.

Наличие линейности является признаком высшей степени упорядоченности строения горной породы. Линейность в складчатых комплексах не встречается отдельно от плоскопараллельной ориентировки, а последняя может наблюдаться и без линейности. Отсюда можно заключить, что порода с линейной текстурой более упорядочена, нежели порода, обладающая только плоскопараллельной текстурой. Любая ориентированная текстура определяет анизотропию в строении горной породы. Рассмотрим симметрию текстур, что впервые сделал Б. Зандер, так как именно она определяет характер упорядоченности (и анизотропию) в строении горных пород. По типу симметрии плоскопараллельная текстура в общем случае относится к моноклинной сингонии, а линейно-

параллельная — к ромбической. Поскольку ромбическая сингония является высшей по отношению к моноклинной и обладает меньшим количеством единичных направлений, то наш вывод о большой упорядоченности линейных текстур правилен. Возникновение линейной текстуры связано с большой анизотропией силового поля или более длительным временем его действия.

Объяснение различного генезиса *a*- и *b*-линейностей, выраженных одними и теми же объектами, представляется мало убедительным. На-

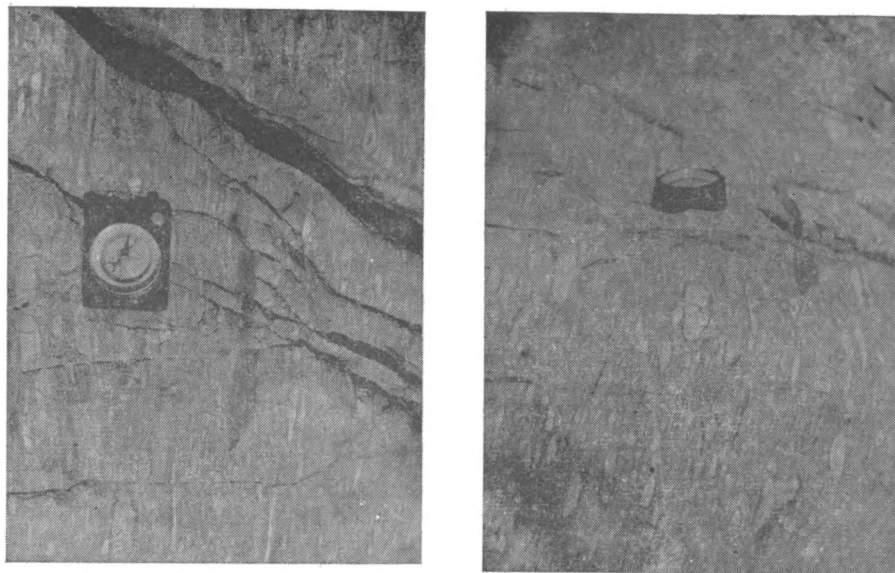


Рис. 33. Линейная упорядоченность галек в конгломератовых сланцах жиландысайской свиты. Обрывы правого берега р. Дюсембай, зим. Кос-Карамола. Слева — горизонтальное обнажение, плоскость сечения галек *AC*; справа — вертикальное обнажение, плоскость сечения галек *BC*

ми отмечалось, что в пределах Майтубинского антиклинория и Карсакпайского синклинория фиксируется *b*-линейность, выраженная различными объектами (галькой, кристаллами амфибола, биотита, поликристаллическими кварцевыми, кварц-полевошпатовыми агрегатами). Эта *b*-линейность формировалась по условиям, восстановленным по трещиноватости при субгоризонтальном сжатии и растяжении, причем последнее располагалось вдоль линейности и шарниров складки. Для проверки тезиса о «качении» при формировании *b*-линейности были детально изучены конгломератовые сланцы жиландысайской свиты у зимника Кос-Карамола в западном крыле описанной ранее Дюсембайской антиклинали (рис. 33).

Конгломератовые сланцы образуют здесь пачку видимой мощности около 50 м и прекрасно обнажены в береговых обрывах р. Дюсембай. Они погружаются на запад с аз. пд. $272^\circ \angle 72^\circ$. Это — крупногалечные конгломератовые сланцы с отдельными валунами. Преобладают гальки объемом от 100 до 10 000 мм³. В изученном участке галька представлена порфироидами нижележащих толщ (72%), гранитами (17%), кварцем (8%) и биотит-полевошпатовыми сланцами (3%). Как видно на рис. 33, гальки представляют собой ярко выраженные трехосные эл-

липсоиды с хорошо упорядоченным расположением всех трех осей. Длинные оси галек образуют *b*-линейность. Количественно преобладают гальки с соотношением осей $A:B=3$ и $B:C=2^1$. В цементе, представленном биотит-полевошпат-кварцевыми сланцами, наблюдаются линейные трехосные полевошпат-кварцевые агрегаты с той же ориентировкой и соотношением осей, что и у галек. Плоскость осей AB галек и полевошпат-кварцевых агрегатов совпадают с плоскостью сланцеватости I рода, наследующей слоистость. Нами были измерены пространственная ориентировка и размеры всех трех осей у 100 галек и построена сводная диаграмма ориентировки линейности и деформационный график.

Сводная диаграмма ориентировки линейности (рис. 34) позволила выявить среднюю статистическую ориентировку линейности по галькам на данном участке — аз. пд. $180^\circ \angle 5^\circ$. Крайние отклонения отдельных линейностей от среднего положения по азимуту падения составляет $\pm 15^\circ$, а по углу падения $\pm 25^\circ$.

Деформационный график (рис. 35) построен в системе координат, предложенной Ф. Флинном (Flinn, 1962), по оси ординат откладывается отношение длинной оси гальки (A) к средней оси (B), а по оси абсцисс — средней к короткой (C). Ни один из объектов не может оказаться в полях со значением абсциссы и ординаты от 0 до 1 по условиям выбора системы координат. Объекты, которые могли бы катиться, на графике занимают положение на вертикальной прямой со значением $B:C=1$, так как это место точек двухосных эллипсоидов. Д. Флинн показал, что точки, находящиеся в остальном поле графика, характеризуют трехосные объекты, обусловленные деформацией. На данном графике практически все точки находятся в поле деформации и лишь одна на прямой качения. Таким образом, линейная ориентировка галек в данном случае возникла не в результате качения, что подтверждается и однородной ориентировкой каждой из трех осей всех галек, и плавным облеканием галек сланцами цемента (см. рис. 33).

Из этих соотношений следует, что на первом этапе деформации гальки ориентировались по форме путем поворота менее чем на 90° , т. е. их длинные оси располагались по направлению растяжения, а короткие — сжатия. В дальнейшем при перекристаллизации цемента формировались трехосные полевошпат-кварцевые агрегаты цемента, а гальки деформировались, растягиваясь по длинной оси и сжимаясь по короткой. И хотя количественно гальки разного состава представлены не одинаково, можно отметить, что кварцевые и гранитные гальки деформировались в той же степени, что и порфириодные, а следовательно, характеризуются близкими механическими свойствами. Сланцевые же гальки деформировались значительно сильнее.

Кроме того, поле напряжений, сформировавших структуру данного участка, было восстановлено по трещиноватости (рис. 34, Б, В). Здесь как и в других участках Майтубинского антиклинория, формирование складчатой структуры шло при субгоризонтальных сжатии и растяжении, причем последнее располагалось параллельно шарниру складки.

Сопоставление положения определенного по трещиноватости максимального главного нормального напряжения σ_1 , соответствующего направлению растяжения, со средним значением ориентировки линейности дало сходимость $\pm 5-6^\circ$ по углу и азимуту падения.

¹ A, B, C соответственно длинная, средняя и короткая оси гальки.

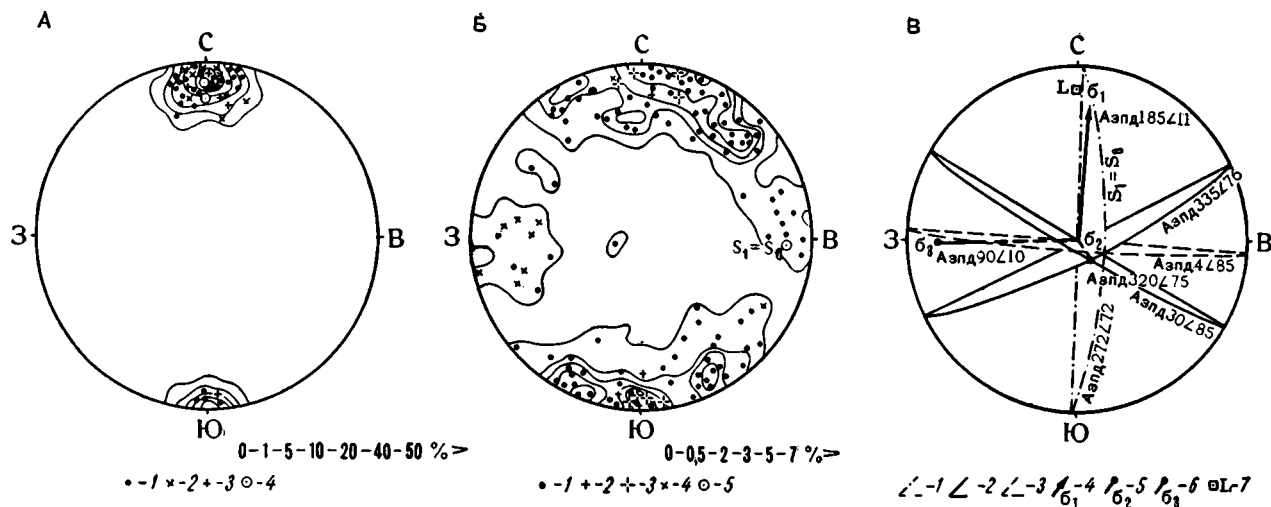


Рис. 34. Диаграммы ориентировок линейности в жиландысайской свите (длинных осей галек), трещин и диаграмма, восстанавливающая положение осей главных нормальных напряжений.

А — сводная диаграмма ориентировки линейности по 100 галькам (верхняя полусфера). Гальки: 1 — порфиров, 2 — гранитов, 3 — кварца, 4 — полевошпат-биотитовых сланцев. Б — диаграмма трещиноватости, 200 трещин (нижняя полусфера): 1 — сколы; 2 — отрывы; 3 — отрывы, выполненные кварцевыми жилами; 4 — отрывы, выполненные кварц-полевошпатовыми жилами; 5 — положение сланцеватости I рода, наследующей слонность. В — диаграмма, восстанавливающая положение главных нормальных напряжений (верхняя полусфера). Плоскости: 1 — сланцеватости I рода, 2 — сколов, 3 — отрывов. Оси главных нормальных напряжений: 4 — максимального (растяжения); 5 — среднего; 6 — минимального (сжатия); 7 — среднее статистическое положение линейности

Линейность, фиксируемая кристаллами амфиболов и биотита, в Майтйюбинском антиклинории в соответствии с полем напряжений также занимает пологое положение, параллельное шарнирам складок, т. е. это *b*-линейность. Она возникла в процессе перекристаллизации породы

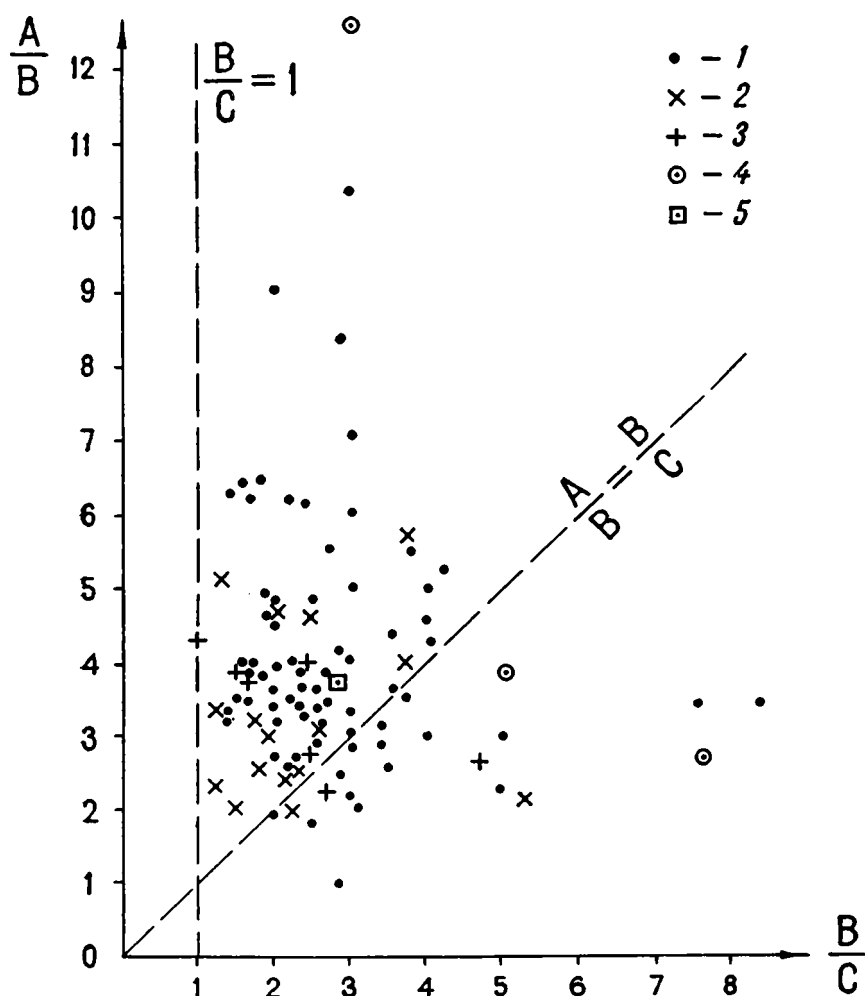


Рис. 35. Деформационный график 100 галек из конгломератовых сланцев жиландысской свиты, зим. Кос-Карамола.

A, B, C — длинная, средняя и короткая оси галек. Гальки: 1 — порфиroidов, 2 — гранитов, 3 — кварца, 4 — полевошпат-биотитовых сланцев, 5 — среднее значение всей совокупности точек

в соответствии с принципом Рикке, согласно которому рост кристаллов идет наиболее интенсивно в направлении наименьшего давления, т. е. растяжения.

Изучение линейности, в первую очередь выраженной гальками конгломератов, позволило Т. Странду, Е. Андерсену и К. Офтедалю прийти к выводу о том, что линейность совпадает с направлением тектонического транспорта (Strand, 1945; Anderson, 1948; Oftendahl, 1948).

Приведенный анализ *b*-линейности Майтубинского антиклинория и критическое рассмотрение *b*-линейности, образованной объектами, по форме приближающимися к трехосному эллипсоиду, описанной в литературе, убеждает нас в том, что такая линейность независимо от ориентировки в складке является линейностью растяжения.

Другими словами, в складчатой структуре линейность, обусловленная трехосными объектами, отличающимися по вязкости от вмещающей среды и выраженными гальками конгломератов, оолитами, удлинёнными кристаллами минералов, удлинёнными поликристаллическими моно- и полиминеральными агрегатами, всегда располагается по направлению растяжения и тектонического транспорта и может использоваться для определения этого направления (Милеев, 1968, 1970). Линейность указанных морфологических групп независимо от ориентировки в складке имеет одинаковый генезис и может быть объединена в генетический тип линейности, названный нами деформационной линейностью.

С другой стороны, наш вывод о расположении линейности по направлению движения подтверждается наблюдением над линейностью в зонах надвигов, направление движения по которым легко установимо.

Надо отметить, что В. В. Белоусовым еще в 1950 г. были опубликованы данные по экспериментальному воспроизведению линейности. Он пришел к выводу, что линейность возникает при ламинарном течении, а степень упорядоченности возрастает с увеличением скорости движения. Н. Б. Лебедева (1966) при моделировании складчатой зоны получила ориентировку линейности в направлении растекания (движения) вещества. К аналогичным результатам при моделировании складчатых форм пришел и Г. Рамберг (1970). Наконец, если обратиться к металлургии, то там явление этого рода, известное как текстуирование металлов при прокатке, хорошо известно и изучено. Можно считать, что здесь оно наиболее полно обосновано экспериментально. В результате проката металл приобретает ярко выраженное упорядоченное строение в направлении прокатки. И хотя эта аналогия не является полной с условиями возникновения деформационной линейности, она подтверждает сделанный нами вывод.

В последней крупной работе Г. Рамберга (1970) проведен математический анализ энергетического состояния тела в анизотропном поле напряжений. Он показал, что энергия (потенциал) формы является минимальной, когда наибольшая ось тела располагается по наибольшему растягивающему напряжению, а наименьшая — по максимальному сжимающему. Тектоническая деформация стремится к наибольшему сокращению потенциала форм. «Вообще потенциал формы на единицу объема убывает с уменьшением размера в направлении наибольшего сжимающего напряжения и с увеличением размера в направлении наименьшего сжимающего или наиболее растягивающего напряжения» (Рамберг, 1970, стр. 43). Г. Рамберг пришел к выводу, что потенциал формы является главным фактором, обуславливающим ориентировку минеральных зерен в тектонитах.

Таким образом, вывод, к которому мы пришли, анализируя полевой материал, получил экспериментальное и теоретическое обоснование.

В магматических породах линейность, образованная ориентировкой минералов, шлиров, ксенолитов и т. д., кинематически близка к деформационной линейности и определяет направление движения вещества, но это движение вызвано не складкообразованием.

Почти к нулю сводится ценность данных по ориентировке линейности без указания ее типа или объектов, ее обусловивших. В этом случае генетическая сущность линейности остается не раскрытой, и она ничего не дает для определения условий формирования структуры.

Использование в дальнейшем терминов и символов *a*- и *b*-линейности, как мы уже отмечали (Милеев, 1970), представляется нежелательным, так как эти линейности фиксируют положение оси *a* структурных координат в складке. С другой стороны, первостепенное значение имеет положение линейности в складке и эта ориентировка должна получить отражение в символе линейности, но такие символы должны указывать только на характер ориентировки и не должны смешиваться с кинематической символикой.

Линейность, параллельная шарниру складки, мы предложили обозначать как *B*-линейность, так как в западноевропейской геологической литературе символом «*B*» обозначается ось (шарнир) складки, а для линейности, располагающейся в общем случае нормально к шарниру или по направлению восстания—падения кливажа осевой поверхности, использовать символ «*R*» (от английского — *rise* — восстание, наклон пласта).

ВЫВОДЫ

1. Системы тектонической трещиноватости, развитые в протерозойском складчатом комплексе, являются протерозойскими по времени заложения. Они возникли в связи с формированием метаморфогенной складчатости.

2. В последующей тектонической истории Южного Улутау протерозойские системы трещин оказались как бы законсервированными. При последующих тектогенезах (каледонском и варисциском) не возникло сколько-нибудь значительных новых систем трещин в протерозойском комплексе. Последний реагировал на тектонические напряжения как «жесткая глыба», раскалываясь на блоки, но не сминаясь в складки. При этом для образования разрывов использовались либо имевшиеся протерозойские трещины, либо возникали новые (каледонские и варисцисские), но по уже намеченным в протерозое ослабленным направлениям. Скорее всего, имели место и те, и другие процессы. Факт консервации протерозойской трещиноватости подтверждается консервацией протерозойской складчатости, которая не усложнилась в течение каледонской и варисцисской эпох.

3. Метаморфогенная глубинная складчатость Майтубинского антиклинория формировалась при субгоризонтальном широтном минимальном главном нормальном напряжении — σ_3 (сжатии) и субгоризонтальном долготном максимальном напряжении — σ_1 (растяжении), направленном параллельно шарнирам складок. Средние главные нормальные напряжения σ_2 занимали положение, близкое к вертикальному. Складкообразование сопровождалось вторичным перераспределением пластичного вещества в направлении, близком к горизонтальному с его нагнетанием в ядра антиклиналей.

4. Второй этап деформаций Майтубинского антиклинория связан с возникновением сводового поднятия, сопровождающегося широтным растяжением. Этот этап вызван воздыманием осевой зоны антиклинория в связи с ростом его гранитогнейсового ядра.

5. Складки протерозойского Карсакпайского синклинория помимо двух этапов деформации, отмеченных в антиклинории, подверглись на III этапе деформации линейаризации при широтном сжатии и субверти-

кальном растяжении. Ранее сформированная складчатость I этапа была преобразована в связи с возникновением метаморфической сланцеватости II рода. Линеаризация складчатости выразилась в сокращении синклинория по ширине за счет увеличения амплитуд складок и их опрокидывания. Это сплющивание синклинория вызвано распирающим действием гранитогнейсового ядра Майтубинского антиклинория.

6. В складчатой структуре линейность, выраженная кристаллами минералов и трехосными объектами любой природы, отличающимися по вязкости от окружающей среды, располагается по растяжению, независимо от ориентировки в складке.

7. Установлено, что подобная складчатость ван Хайза и Ч. Лизса или складчатость продольного расплющивания В. В. Белоусова и М. В. Гзовского может формироваться в двух различных кинематических обстановках, сопровождаясь вторичным перераспределением материала либо в субвертикальном, либо субгоризонтальном направлении. В соответствии с этим нами выделяются две разновидности этой складчатости: продольного вертикального и продольного горизонтального расплющивания. Обе они формируются в условиях субгоризонтального по отношению к пластам, но поперечного по отношению к простиранию складок, сжатия. Первая характеризуется субвертикальным положением растяжения, близким к падению — восстанию осевых поверхностей, а вторая — субгоризонтальным растяжением, параллельным шарнирам складок.

СКЛАДЧАТОСТЬ ПРОДОЛЬНОГО ГОРИЗОНТАЛЬНОГО РАСПЛЮЩИВАНИЯ

В предыдущей части работы нами было установлено, что помимо общепринятого механизма образования складок продольного расплющивания имеются складки, образовавшиеся по другой кинетической схеме. Их возникновение связано с таким полем напряжений, при котором сжатие направлено вкрест простирания структур, а растяжение — по простиранию, причем оси сжатия и растяжения ориентированы субгоризонтально. При этом вторичное перераспределение материала идет в основном в горизонтальном направлении.

Складки, возникшие по этой схеме, мы назвали складками продольного горизонтального расплющивания, противопоставляя их складкам продольного вертикального расплющивания, сформировавшимся по традиционной кинематической схеме и сопровождающихся перераспределением вещества в направлении падения — восстания осевой поверхности, т. е. близком к вертикальному.

Приведенный в этой части работы литературный материал ни в какой степени не претендует на исчерпывающий характер. Наша цель состоит не в том, чтобы изложить все известные описания интересных явлений, а лишь на отдельных примерах проиллюстрировать их.

В целом данный раздел является программой дальнейших исследований, призванных дифференцировать свойства двух разновидностей складок продольного расплющивания.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ В ПРИРОДЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ ПРОДОЛЬНОГО ГОРИЗОНТАЛЬНОГО РАСПЛЮЩИВАНИЯ

Проведенные нами исследования по использованию трещиноватости для кинематического анализа метаморфогенной складчатости почти не имеют описанных в литературе примеров для сравнения, так как трещиноватость метаморфических комплексов почти не изучалась. Очень скудные данные по этому вопросу приводит В. Н. Гусельников (1967) по Ново-Ялтинскому месторождению КМА и Н. В. Горлов (1967) для беломорского комплекса Балтийского щита. Последний описывает тот же комплекс трещин, что и установленный нами для Майтубинского антиклинория. В. Н. Гусельников также описывает крутонаклонные трещины, выполненные синтектоническим кварцем. Развитие крутых сколов и отрывов свидетельствует о том, что вызвавшее их поле напряжений имело субгоризонтальную ориентировку сжимающего и растягивающего напряжений. Напомним об указаниях Н. С. Бубнова (1960) о фиксации в докембрийских комплексах Скандинавии крутых трещин докембрийских по времени заложения, которые также косвенно указывают все на те же поля палеотектонических напряжений.

В последние годы проведены исследования крупных разрывных нарушений докембрийского заложения в пределах древних щитов. Показано, что эти разломы образуют «ортогонально-диагональную решетку» и характеризуются крутым залеганием. Очень важным обстоятельством является закономерная ориентировка систем этих разломов по отношению к структурам. Для диагональных систем разломов отмечается сдвиговая природа. Такие системы разломов описаны на Алданском щите Р. И. Гришкяном (1970), на Балтийском щите — А. И. Петровым (1970), а на Украинском — И. И. Чебаненко (1966). Р. И. Гришкян приводит данные о наличии «решетчатых систем» разломов в Австралии, на Северо-Китайском и Бразильском щитах. Эти «решетчатые системы» разломов являются крупномасштабными аналогами описанных нами систем трещин и формировались, видимо, в том же поле напряжений. По существу и разломы, наблюдаемые в протерозойском комплексе Южного Улутау и, в частности, Майтубинского антиклинория, можно свести к выявленной «ортогонально-диагональной решетке» разломов щитов, хотя они иногда будут уступать последним по масштабам.

Таким образом, по данным наблюдений над трещиноватостью и разломами докембрия, установленное нами поле напряжений является достаточно распространенным. Можно предположить, что и складчатость, формировавшаяся при этом, кинематически является складчатостью продольного горизонтального расплющивания.

Изложенное о докембрийских разрывах и трещиноватости показывает, что широко распространенное среди геологов мнение о том, что докембрийская трещиноватость не сохраняется, не верно. Это привело к отсутствию данных о наблюдениях над ней. Выше нами было доказано, что докембрийская трещиноватость, так же, как и складчатость, может оказывать «законсервированной» и в этом случае может дать дополнительную интересную информацию. На консервацию докембрийской трещиноватости на Балтийском щите, как уже отмечалось, еще указывал С. Н. Бубнов.

Более обильный материал для выявления складчатости установленного типа может дать линейность. В гл. 8 показано, что складчатость продольного горизонтального расплющивания сопровождается возникновением *В*-линейности. Если рассматривать распространенность *В*- и *Р*-линейностей в природе, необходимо признать, что *В*-линейность распространена значительно шире, нежели *Р*-линейность. Это отмечают Х. Фернберн (1949), Н. А. Елисеев (1953, 1967), Г. Д. Ажгирей (1966), У. Ситтер (1960), Е. Хиллс (1967), Ж. Гогель (1969), Ф. Тернер и Л. Вайсс (Turner, Weiss, 1963). Э. Клоос (1958) в своей работе приводит данные по ориентировке деформационной линейности в складчатой структуре. Из 163 аннотированных работ по деформационной линейности в 109 описывается *В*-линейность. Важно отметить, что *В*-линейность в основном развита в метаморфических комплексах, хотя встречается и в более молодых складчатых поясах. В докембрийских образованиях *В*-линейность фиксировалась на Балтийском, Украинском и Алданском щитах, а так же в докембрийских метаморфических ядрах многих более молодых складчатых систем. К сожалению, в большинстве работ по стратиграфии и тектонике метаморфических комплексов Советского Союза нет никаких сведений о проявлении и ориентировке линейных тектур. Поэтому, несмотря на обилие работ по докембрию, указания на распространение и ориентировку линейности в том или ином комплексе можно найти в единичных работах для большинства регионов страны. В этом отношении исключение составляет Балтийский щит, где линейность описана в различных по возрасту и структурному положению комплексах. Попытаемся подытожить сведения о типах линейности, наблюдаемой в пределах древних щитов.

На Алданском щите Сибирской платформы в некоторых районах проведено структурное изучение архейской иенгрской серии алданского комплекса. Отмечено широкое распространение минеральной линейности и линейности, обусловленной ориентировкой длинных осей будин, причем отмечено усиление выраженности линейности в областях мигматизации и гранитизации в сравнении с зонами регионального метаморфизма. М. Д. Крылова отмечает (Дугова и др., 1959; Крылова, 1960), что линейность параллельна региональному простиранию сланцеватости, развивающейся по слоистости и, следовательно, параллельна шарнирам региональных складчатых структур. Она подчеркивает, что в северных районах щита в наиболее мигматизированной зоне архейского комплекса помимо линейности, параллельной простиранию регионального плана, встречается линейность, ориентированная по падению. Таким образом, линейность является *В*-линейностью для складок основных региональных структур.

Позднее Р. И. Гришкян (1966) исследовал структуру Нижне-Тимптонской складчатой области (центральная часть Алданского щита), сложенную тем же комплексом пород. Он отметил региональное развитие *В*-линейности, имеющей пологий наклон ($5-30^\circ$). Р. И. Гришкян

описывает более сложные соотношения в складчатом комплексе района. По его мнению, здесь развиты складчатости двух систем, отвечающие разным фазам метаморфогенного тектогенеза. Наиболее широко развита широтная более ранняя складчатость, характеризующаяся своим комплексом *В*-линейности. Более поздняя, также архейская, долготная складчатость развивается в отдельных зонах, перерабатывая древнюю. В зонах, не подвергшихся переработке, сохраняется прежний план складчатости и *В*-линейность первого этапа, а в самих зонах возникает новая долготная *В*-линейность.

Таким образом, в архейском складчатом комплексе Алданского щита фиксируется только минеральная *В*-линейность. По мнению А. А. Маракушева (1965), изучившего минеральные парагенезисы алданского комплекса и проанализировавшего термодинамическую обстановку возникновения метаморфических фаций, метаморфизм рассматриваемого комплекса должен был идти на глубинах 30—40 км¹.

Сведений о характере линейности в протерозойском становом комплексе в литературе не имеется. Но в крайних западных выходах глубоко метаморфизованного докембрия Олекминского Становика, выходящего в ядре протерозойского Могочинского антиклинория и расположенного на простирации Становой зоны, *В*-линейность описана В. И. Шульдинером (1969). Автор на основании анализа минеральных парагенезисов склонен этот комплекс сопоставлять с архейским алданским комплексом, а не со становым. Линейность здесь выражена ориентировкой минеральных зерен и агрегатов, а также будин.

Очень интересные данные об изменении характера линейности в докембрийских комплексах основания байкальской складчатой области Витимо-Патомского нагорья приводит А. Н. Казаков (Великославинский, Казаков, Соколов, 1963). Описывая северо-восточный Мамский синклиний, выполненный одноименной серией (сопоставляемой с патомской или бодайбинской), он отмечает его простое, но асимметричное строение. Северо-западное крыло синклиния образует простую пологую моноклинали (10—30°) и по Чуйскому надвигу — граничит с Чуйским антиклинорием. Юго-восточное крыло является крутой моноклиналию (70—80°). Синклиний постепенно сужается в северо-восточном направлении, меняя затем простираие на широтное. В этом же направлении возрастает интенсивность метаморфизма и обнажаются более древние члены разреза мамской серии. Для юго-западной части синклиния, особенно в северо-западном крыле, характерна *Р*-линейность, сочетающаяся с Чуйским надвигом. В северо-восточной части структуры и на ее широтном отрезке наблюдается *В*-линейность. Здесь явно описана зависимость ориентировки линейности в складке от глубинности структуры. В наиболее древних образованиях, входящих в корневые части складчатого комплекса, наблюдается *В*-линейность. При движении на юго-запад в верхние части комплекса она сменяется *Р*-линейностью, сочетающуюся с надвигом. Таким образом, разные по глубинности формирования части складчатого комплекса Мамского синклиния возникли в разных полях напряжений, а их складчатость и разрывы формировались по разным кинематическим схемам. Складчатость корневых частей комплекса является складчатостью продольно-горизонтального расплющивания, а более высоких частей — складчатостью продольного вертикального расплющивания.

¹ См. в гл. 4 соображения о различиях значений давлений, при которых формируются метаморфические минеральные парагенезисы в природе и экспериментах.

В архейском складчатом комплексе байкалит Восточного Саяна Л. П. Никитина (Докембрий Восточного Саяна, 1962) описала *В*-линейность, выраженную ориентировкой будин, минеральных зерен и агрегатов и параллельную осям складок.

Несмотря на довольно широкое распространение докембрийских отложений в Центральном Казахстане, линейность описана лишь в Южном Улутау нами и на севере в архейском складчатом основании Кокчетавского антиклинория Д. П. Виноградовым и В. Г. Кушевым (1967). Здесь среди сланцев зерендинской серии отмечена *В*-линейность, обусловленная ориентировкой длинных осей будин эклогитов.

В Криворожской складчатой системе Украинского щита *В*-линейность впервые описана Н. П. Семененко (1946). Он отмечает помимо линейности широкое развитие дисгармоничных складок в толщах железистых кварцитов преимущественно с крутыми шарнирами. Складчатость эта в основном фиксируется в замках и на замыканиях крупных складок. Изменение мощностей рудных тел на крыльях и в замках Н. П. Семененко связывает со складчатостью скалывания. Однако сейчас в формировании складчатости Криворожского бассейна считается признанной ведущая роль течения в горизонтальной плоскости метаморфических пород, особенно железистых кварцитов (Каляев, 1965).

Обратимся к наиболее изученной в Советском Союзе области докембрийской складчатости — к Балтийскому щиту. В строении щита участвуют три разновозрастных докембрийских структурных комплекса: архейский беломорский, протерозойский карельский и позднепротерозойский иотнийский (Тектоника Европы, 1964). Последний — слабодислоцированный субплатформенный, а первые два — складчатые. Для иотнийского комплекса нет данных о наличии в нем какого-либо вида линейности. Скорее всего, линейность в этом комплексе не проявлена в силу его слабой дислоцированности.

Сведения о характере линейности в карельском комплексе скудны. В сводке К. О. Кратца (1963) имеется указание, что в среднепротерозойских конгломератовых сланцах (аналогах сариолийских отложений) осевой части Кукасозерской синклинали (Кукасозерского-Тикшозерский синклиний) проявлена *В*-линейность, обусловленная ориентировкой галек, полого (20—30°) погружающихся параллельно шарниру на запад (Кратц, 1963, стр. 147, рис. 65).

Широкое распространение *В*-линейности различных типов в породах ладожской формации отмечал Н. Г. Судовиков (1954, 1957). Он описал здесь линейность минерального характера и выраженную длинными осями будин, имеющих одинаковую пространственную ориентировку. Их соотношения даны на идеализированной схеме (Судовиков, 1954, стр. 145, рис. 51). Указано, что если в самих будинах наблюдается минеральная линейность, то она ориентирована по длинной оси будин. Возникновение *В*-линейности Н. Г. Судовиков рассматривает как «результат сложного комплексного сочетания ляминарных и вращательных движений, с одной стороны, и растяжения, с другой» (1954, стр. 153). Отход от позиции Б. Зандера в объяснении *В*-линейности у Н. Г. Судовикова связан с наблюдениями над будинажем, хотя он частично и допускает участие «вращательных движений».

Сложнее обстоит дело с беломорским комплексом. Все без исключения исследователи отмечают, что здесь развита в основном минеральная *В*-линейность. Однако нет единства мнений о характере структуры Северо-Западного Беломорья — наиболее изученной области беломорского комплекса, для которой отмечены два плана складчатости: северо-западный (региональный) и северо-восточный.

Так, К. А. Шуркин и В. Л. Дук (Шуркин, Горлов и др., 1962; Дук, 1967) рассматривают эту область как два антиклинория и синклинорий северо-западного простирания, опрокинутые на юго-запад. Эти структуры осложнены поперечной северо-восточной складчатостью одновременной с северо-западной. Л. Я. Харитонов, А. И. Захарченко, В. С. Смирнова и другие считают эту складчатость более молодой, но также архейской. *В*-линейность, параллельную шарнирам мелких складок северо-восточного простирания, К. А. Шуркин связывает с формированием этого плана складчатости. При этом он считает, что линейность связана с каждой группой крупных складок шире, чем мелкие складки этого плана, благодаря чему северо-восточная линейность проявляется в северо-западных структурах, для которых она занимает положение *R*-линейности, а также там, где нет или слабо развита мелкая складчатость северо-восточного простирания.

Н. В. Горлов (Шуркин, Горлов и др., 1962; Горлов, 1967) склонен в целом рассматривать этот район как крупную, сложно построенную моноклиналь — северо-восточное крыло антиклинория, ядро которого располагается юго-западнее. При этом он считает складки северо-западного плана более ранними, чем северо-восточные. Северо-западная складчатость, по Н. В. Горлову, приурочена к контактам толщ различных физических свойств и сохраняется лишь фрагментарно. Северо-восточные складки (крупные и мелкие) и линейность как бы «пронизывают» более ранние складки.

Линейность северо-восточного плана является *В*-линейностью. Северо-западная линейность также будет *В*-линейностью для северо-западных складок, а при опрокидывании этих складок вдоль шарниров, в зонах наложения северо-восточных складок, она занимает по отношению к последним положение *R*-линейности.

Наконец, третью точку зрения высказал В. В. Эз и его сотрудники (Эз, 1967, 1970 и др.; Куклей, 1968 и др.). Проведя чрезвычайно детальные структурные исследования на отдельных небольших участках развития беломорского комплекса, они показали, что картируемые прямые складки Беломорья являются последней фазой деформации изоклинальных лежащих складок одного, а может быть и больше этапов складчатости. Однако важно подчеркнуть, что для этого последнего этапа складчатости характерна сингенетичная *В*-линейность. Оставляя в стороне проблемы регионального строения беломорского комплекса, мы можем констатировать, что наиболее молодая из архейских складчатостей формировалась в поле напряжений, вызывающем возникновение *В*-линейности.

Рассмотрим теперь данные о распространении *В*-линейности в докембрийских комплексах зарубежной части Балтийского щита — Скандинавии. Э. Клоос (1958₁) приводит аннотированные описания *В*-линейности в докембрии Финляндии, Швеции и Норвегии по работам Г. Реуша (1910 г.), Веренскиолда (1911 г.), Б. Асклунда и Е. Сандегрина (1923 г.), Н. Магнуссона и Л. Поста (1927 г.), В. Гольдшмидта (1930 г.), Т. Странда (1938 г.; Strand, 1945).

В последней сводке «Докембрий Скандинавии», подготовленной под редакцией К. Ранкамы и призванной суммировать на современном уровне знаний сведения по геологии докембрия, приводятся необходимые структурные данные только в разделе П. Гейера по геологии Швеции. П. Гейер (1967) отмечает линейность, параллельную осям складок, в супракрустальной лептитовой формации протерозойского свекофенского комплекса в областях развития как простых, так и сложных складок.

Однако неизмеримо более богатый материал по распространению *В*-линейности Скандинавии дает рассмотрение детальных геологических карт этого региона. Но в легендах не оговорен характер объектов, выражающих линейность, но, судя по региональной литературе и литологической нагрузке карт, линейность имеет минеральный характер или выражена ориентировкой галек метаморфизованных конгломератов.

В-линейность показана на крупно- и среднемасштабных геологических картах Финляндии (Geological Map of Finland, 1 : 100 000, sheets: 1033 «Hötdö», 1242, «Korsnäs», 2012 «Pernio», 2021 «Salo», 2022 «Marttila», 2023 «Suomusjävi», 2024 «Somero», 2032 «Siuntio», 2042 «Karkkila», 2044 «Riihimäki», 2111 «Loimaa», 2113 «Forssa», 2122 «Ikaalinen», 2134 «Lammi», 2222 «Seinäjäki», 2413 «Kalajoki», 2441 «Raahen», 3021 «Rorvoo», 3134 «Lappeenranta», 4621—4623 «Salla»), Швеции (Sveriges Geologiska Undersökning, 1 : 200 000, Ser. Ca NR 40; SGU, 1 : 100 000, Ser. Ba NR 24; SGU, 1 : 50 000, Ser. Aa N:o 195 «Särö», 196 «Västerås», 198 «Halmstad», 200 «Eskilstuna», Ser. Ae nr : 1 «Stockholm NO», Ser. Ae nr 2 «Stockholm NV») и Норвегии (Norges Geologiska Undersøkelse, 1 : 100 000 «Slidre», «Tynset») ¹.

Структура, отраженная на этих картах, часто имеет следы нескольких наложенных складчатостей, однако линейность занимает положение, параллельное шарнирам складок последнего этапа, что свидетельствует о деформациях, протекавших по механизму продольного горизонтального расплющивания.

Для докембрия Канадского щита Э. Клоос приводит описания *В*-линейности, выраженной ориентировкой галек и минералов. В раннепротерозойском Гудзонском складчатом поясе в породах гурона Онтарио и Мичигана она была зафиксирована еще ван Хайзом. Позднее, в 1943 г., наличие *В*-линейности в гуроне Мичигана было подтверждено Ф. Петтиджоном. В позднепротерозойском гренвилльском складчатом комплексе она была отмечена ван Хайзом в Вермонте, Южной Дакоте (США) и Ф. Адамсом, А. Барлоу (1910 г.) в Канаде. Кроме того, она описана в метаморфических породах, обнажающихся в ядрах антиклинорий каледонско-герцинской Аппалачской складчатой системы (по В. Е. Хаину, 1971). Так, Э. Клоос установил, что в кристаллических породах Мэриленда гальки образуют *В*-линейность (Cloos, 1937). Позднее он показал, что деформированные оолиты нижнего палеозоя ориентированы длинными осями нормально к шарнирам складок (Клоос, 1958₂). В этой части Аппалач в более древних образованиях отмечена *В*-линейность, а в более молодых *Р*-линейность. Аналогичные соотношения в проявлении *В*- и *Р*-линейностей наблюдал в Нью-Джерси Д. Браухтон (Braughton, 1940). В кристаллических сланцах Нью-Гемпшира *В*-линейность, выраженную гальками, отметил Ж. Хадлей (Hadley, 1942).

В-линейность выявлена в комплексе позднепротерозойской аделаидской серии Австралии (Geological Survey of South Australia, 1 : 25 000, sheets «Orroroo», «Adelaide», «Burra» et al.).

В каледониках северной Англии в метаморфических породах серии Мойн установлена минеральная *В*-линейность (В. Пич, Д. Хорн, 1907 г.), которая сменяется *Р*-линейностью в торридонских конгломератах в зоне Мойнского надвига, отделяющего каледониды от метаморфических пород Шотландского нагорья. Эти соотношения даны на Тектонической карте Англии (Tectonic Map of Great Britain and Northern Ireland,

¹ Эти геологические карты хранятся в кабинете геологической карты им. А. А. Богданова при кафедре исторической и региональной геологии геологического факультета МГУ.

Scale 1 : 1 584 000, 1966). Аналогичные соотношения фиксируются в Норвегии в зоне сочленения Скандинавских каледонид с докембрием щита. Они были описаны еще В. Гольдшмидтом и повторно А. Офтедалем (Ofte Dahl, 1948) и Т. Страндом (Strand, 1945).

Для варисцийского структурного комплекса *В*-линейность установлена в метаморфических породах Центральных Пиренеев (Sitter, Zwart, 1960) и в зоне варисцийской переработки кадомского комплекса Армориканского массива. В осевой части варисцийского Восточно-Уральского антиклинория она отмечена С. В. Чесноковым (1967).

В поясе мезозойской (невадийской) складчатости в инфраструктуре Кордильер (Северной Америки) Р. Армстронг и Е. Хаузен указывают на наличие минеральной *В*-линейности (Armstrong, Hausen, 1966). Наконец, в Альпах, в зоне Пеннинских покровов Э. Венк и Ф. Тромсдорф (Белостоцкий, 1970) установили, что *В*-линейность обладает выдержанной ориентировкой на обширных площадях в гнейсах Антигорио и в окружающих метаморфизованных породах мезозоя. Для слабодислоцированных раскливажированных мезозойских пород характерна *Р*-линейность, описанная А. Геймом еще в конце прошлого века. Здесь опять проявляется закономерность, которая отмечалась в Мамском синклинории и Аппалачах: в явно глубинных комплексах формируется *В*-линейность, а в приповерхностных — *Р*-линейность.

Е. Хаузен, Н. Скотт и Р. Стенлей (Hausen, Scott, Stanlay, 1965, 1966) проанализировали ориентировку линейности в разных структурных зонах Норвежских каледонид, Альп и Аппалач. Они пришли к выводу, что во внешних (покровных зонах) линейность располагается нормально или косо к оси складчатого сооружения (*Р*-линейность), а во внутренних ядрах — полого вдоль нее (*В*-линейность).

Приведенные данные подтверждают вывод о преимущественном развитии *В*-линейности в метаморфических комплексах. *В*-линейность, описанная в более молодых складчатых поясах, в основном относится к комплексам их оснований. В свою очередь *Р*-линейность характерна для внешних зон альпийского складчатого пояса или для верхних комплексов более древних палеозойских складчатых систем (варисцид, каледонид). Отсюда следует, что тот или иной тип деформационной линейности зависит от глубины эрозионного среза. Во внешних (верхних) частях складчатых комплексов развита *Р*-линейность, а во внутренних (глубинных) частях — *В*-линейность. Во внешних частях складчатых поясов, где вертикальная нагрузка вышележащих пород (геостатическое давление) невелика, формирование складок идет по схеме продольного вертикального расплющивания, как это принято во всех классических моделях складкообразования. Во внутренних частях, характеризующихся высоким геостатическим давлением, формирование складок происходит по схеме установленного нами продольного горизонтального расплющивания.

Ранее на основании общих теоретических соображений к этому пришел В. В. Белоусов. Он писал, что анализ разных типов складчатости «позволяет предполагать наличие в земной коре этажей с различным характером движения материала» (Белоусов, 1960, стр. 11). Для глубинной складчатости В. В. Белоусов допускал течение вещества в горизонтальном направлении.

Таким образом, в складчатой системе намечается вертикальная структурная зональность, но выделяемая по иным структурным призна-

кам, нежели те, по которым К. Вегманн (Деннис, 1970) определяет супраструктуру и инфраструктуру. Образование складок продольного горизонтального расплющивания не специфическая черта докембрийской складчатости, а принадлежность складчатости, сформированной на большой глубине в любую геотектоническую эпоху.

Может возникнуть вопрос: «Не является ли это поле напряжений лишь палеотектоническим?». Ответить на него помогает анализ современных землетрясений.

Работы А. В. Введенской (1956 и др.) и Дж. Ходжсона (Hodgson, 1957 и др., Ходжсон, 1966) позволили на основании теории дислокаций разработать метод определения характера смещений в очагах землетрясений. Общеизвестен сдвиговый характер смещений по разлому Сан-Андреас и в очагах, связанных с ними, катастрофических землетрясений 1857 г. в Южной Калифорнии и в 1906 г. в Сан-Франциско. К. Уиттен установил, что скорость движения по разлому составляет 5 см в год (Бениофф, 1966). Дж. Муди и М. Хилл (1960) приводят и другие примеры крупных сдвигов в США (провинция Бассейнов и Хребтов, северо-западные участки Тихоокеанского побережья, Хилсайдский разрыв в Техасе и др.), а также Альпийский разрыв Новой Зеландии, Грейт-Гленский разрыв Шотландии и др. Проведенная интерпретация смещений в очагах для большинства этих и многих других разрывов, с которыми связаны были современные землетрясения, показали, что смещения имеют сдвиговую (в геологическом, а не только механическом смысле) природу, т. е. сами разрывы и землетрясения вызваны полем напряжений с горизонтальным положением осей сжатия и растяжения. Такое поле напряжений, по данным Дж. Ходжсона, характерно в настоящее время для всего Тихоокеанского пояса. В этом отношении очень интересны данные по Советскому Дальнему Востоку. Здесь в зоне перехода от Тихого океана к Азиатскому материку, считавшейся всегда классическим примером надвиго-поддвиговой зоны, В. Н. Аверьяновой (1968) была восстановлена кинематика 255 очагов землетрясений с 1933 по 1964 г. Наши подсчеты по этим данным показывают, что 64% землетрясений характеризуются преобладанием сдвиговых подвижек в очагах, т. е. σ_1 и σ_3 наклонены менее чем на 45° к горизонту, а 3% являются практически чистыми сдвигами (наклон σ_1 и σ_3 менее 20°). А. В. Введенская, анализируя современное напряженное состояние земной коры, пришла к выводу, что наиболее широко распространено поле напряжений разбираемого типа в Восточной Арктике.

Имеются данные и о проявлении этого поля напряжений в других районах. Так, Гоби-Алтайское землетрясение 4 декабря 1957 г., связанное с субширотным разрывом, имело горизонтальное смещение южного крыла на восток на 8,5 м, а вертикальное до 3,5 м. Определенное Л. М. Балакиной положение σ_1 и σ_3 в очаге отвечает наблюдаемым смещениям (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963). Горизонтальное положение σ_1 и σ_3 отмечено и для землетрясений южной части Каспийского моря (глубина очагов 40 км). В прилегающих участках Апшеронского полуострова очаги землетрясений расположены ближе к поверхности (8—12 км) и имеют субгоризонтальное перпендикулярное структурам положение σ_3 и субвертикальное положение σ_1 (Агаларова, 1969). Различия в механизмах очагов связываются с разной их глубиной.

Список землетрясений, свидетельствующих о существовании в настоящее время разбираемого поля напряжений, можно было бы и продолжить. Х. Бениофф констатирует, что $\frac{3}{4}$ всех современных землетря-

сений являются по своей геологической природе сдвигами. Можно считать установленным, что поле напряжений с горизонтально ориентированными осями сжатия и растяжения проявляется и на современном этапе тектонического развития Земли.

В заключение вопроса о распространенности в природе поля напряжения, обуславливающего складчатость продольного горизонтального расплющивания, остановимся на методе определения напряженного состояния массива горных пород, предложенного и успешно использованного Н. Хастом (Hast, 1957; Хаст, Нильсон, 1967). Этот метод сулит большие возможности для изучения напряженного состояния складчатых форм любой морфологии и генезиса. Метод, получивший название метода разгрузки, основан на том, что в породе размещается приемник напряжений, а затем порода с приемником оббуривается. При этом она теряет связь с массивом и утрачивает напряженное состояние, величина которого передается приемнику. Не рассматривая технических сторон проблемы измерения напряжений¹, описанных в работах Н. Хаста и других, остановимся на полученных результатах, так как они до некоторой степени парадоксальны.

Н. Хаст проводил свои исследования в шахтах Норвегии, Швеции и Финляндии, в метаморфических комплексах Балтийского щита. Принято считать, что в тектоническом отношении эта территория является достаточно стабильной, как и всякий щит древней платформы. Однако современное напряженное состояние древних метаморфических и магматических образований оказалось достаточно высоким. Выяснилось, что уже на дневной поверхности сумма двух горизонтальных сжимающих напряжений (σ_x и σ_y) составляет 160 кг/см², хотя, казалось бы, должна была быть равна 0. На глубине в 1000 м она достигает 1000 кг/см², вместо около 250 кг/см² — объемный вес пород, умноженный на глубину. Н. Хаст считает, что эта зависимость имеет линейный характер. Оба сжимающих напряжения не равны по величине, а их отношения колеблются:

$$0,15 < \frac{\sigma_x}{\sigma_y} < 0,60.$$

Эти данные говорят о том, что на большой территории пассивной в тектоническом отношении области существует трехмерное поле напряжений. Н. Хаст и другие исследователи склонны это поле считать неотектоническим. На основании данных Н. Хаста и Т. Нильсона нами составлена табл. 5, из которой следует, что на участках слабой дифференциации σ_x и σ_y , где их соотношение равно 0,6, практически на любых глубинах существует поле напряжений, характерное для складчатости продольного вертикального расплющивания. На участках сильной дифференциации с коэффициентом 0,15 уже с глубины 150 м устанавливается поле напряжений складчатости продольного горизонтального расплющивания. Этот пример интересен тем, что показывает не только пространственные различия в ориентировке осей напряжений разнотипной складчатости, но дает количественные отличия обоих полей. Поле складчатости продольного горизонтального расплющивания характеризуется большей неоднородностью действующих сил.

Разберем динамическую обстановку проявления складчатостей продольного горизонтального и вертикального расплющивания. Допустим, что на глубине H при вертикальной нагрузке $P = \gamma H$ (γ — объем-

¹ В настоящее время существуют и другие методы определения напряженного состояния горных пород.

Значения составляющих горизонтальных напряжений при экстремальных значениях

 $\frac{\sigma_x}{\sigma_y} = 0,15$ и $0,60$ (составлена автором по данным Н. Хаста и Т. Нильсона, 1967)

Глубина	$\frac{\sigma_x}{\sigma_y}$	$\sigma_x + \sigma_y$	σ_x	σ_y	σ_z
М		кг/см ²			
0	0,15	160	21	139	0
100		250	33	217	26,2
1000		1000	130	870	262
0	0,60	160	60	100	0
100		250	94	156	26,2
1000		1000	375	625	262

σ_x и σ_y — составляющие горизонтальных напряжений $\sigma_x = \frac{\sigma_x}{\sigma_y} [(\sigma_x + \sigma_y) - \sigma_x]$,
 $\sigma_y = (\sigma_x + \sigma_y) - \sigma_x$, σ_z — вертикальная нагрузка, $\sigma_z = \gamma H$, γ — объемный вес (2,62 г/см³),
 H — глубина залегания

ный вес пород) возникают обе эти разновидности складчатости продольного расплющивания. Сам факт проявления складчатости свидетельствует о том, что напряжения превосходят пределы прочности пород. Поле напряжений при этом в общем случае имеет сжимающий характер всех трех главных нормальных напряжений и, следовательно, они отрицательны, т. е. $-\sigma_3 < -\sigma_2 < -\sigma_1$. Но по абсолютным значениям главных нормальных напряжений соотношения между ними таковы: $|\sigma_3| > |\sigma_2| > |\sigma_1|$.

При складчатости продольного горизонтального расплющивания сжатие и растяжение (σ_3^I и σ_1^I) занимают горизонтальное положение, а среднее напряжение σ_2^I — вертикальное. Соотношения по абсолютным величинам всех трех главных нормальных напряжений сохраняется тем же: $\sigma_3^I > \sigma_2^I > \sigma_1^I$.

Вертикальное положение σ_2^I свидетельствует о том, что $\sigma_2^I \sim P$. Если бы σ_2^I было много меньше вертикальной нагрузки, то никакая реализация изгибания и движения горных пород в этом направлении при складчатости не была бы возможна. Если бы $\sigma_2^I \gg P$, то оно легко преодолело бы вертикальную нагрузку и в этом направлении реализовалось бы растягивающее напряжение σ_1 и, следовательно, проявилась складчатость продольного вертикального расплющивания. Таким образом, σ_2^I должно приблизительно быть равно P . Из соотношений между σ_3^I и σ_2^I вытекает, что $\sigma_3^I > P$. Верхний предел значения σ_1^I определяется отсюда как $\sigma_1^I < P$. Нижний предел величины σ_1^I можно найти исходя из формулы Динника, определяющей величины горизонтальных составляющих геостатического давления $\sigma_{x,y} = \frac{\mu}{1-\mu} \gamma H$, где μ — коэффициент Пуассона. Следовательно,

σ_1^I не может быть меньше $\sigma_{x,y}$, так как это значение горизонтального давления, существующего на данной глубине, даже без складкооб-

разующих напряжений (стресса). Если принять $\mu=0,25$ — наиболее распространенное значение коэффициента Пуассона для горных пород, то $\sigma_{x,y} \sim 1/3 P$, а $\sigma_1^I > 1/3 P$, т. е. $1/3 P < \sigma_1^I < P$.

Таким образом, для складчатости продольного горизонтального расплющивания имеем $\sigma_3^I > \sigma_2^I \sim P > \sigma_1^I > 1/3 P$.

Складчатость продольного вертикального расплющивания характеризуется вертикальным положением растягивающего напряжения σ_1^{II} . Она может реализоваться только при $\sigma_1^{II} > P$, поскольку σ_1^{II} должно преодолеть величину вертикальной нагрузки. Так как $\sigma_3^{II} > \sigma_2^{II} > \sigma_1^{II}$, то $\sigma_2^{II} \gg P$, а $\sigma_3^{II} > > > P$, т. е. в этом случае $\sigma_3^{II} > \sigma_2^{II} > \sigma_1^{II} > P$.

Сравнение главных нормальных напряжений той и другой разновидностей складчатости продольного расплющивания показывает, что для одной и той же глубины формирования

$$\sigma_1^{II} > \sigma_1^I, \sigma_2^{II} > \sigma_2^I, \text{ а } \sigma_3^{II} > \sigma_3^I.$$

Отсюда следует, что $\Sigma \sigma^{II} > \Sigma \sigma^I$, т. е. что *сумма главных нормальных напряжений складчатости продольного вертикального расплющивания должна быть больше суммы главных нормальных напряжений складчатости продольного горизонтального расплющивания при реализации их на одной и той же глубине*. Другими словами, складчатость продольного вертикального расплющивания характеризуется более интенсивным полем напряжений, нежели складчатость продольного горизонтального расплющивания.

Из изложенного следует, что при возникновении и нарастании тектонического поля напряжений сначала устанавливается поле, при котором формируется складчатость продольного горизонтального расплющивания, а потом поле усиливается до возникновения складчатости продольного вертикального расплющивания. Проявление той или иной разновидности складчатости продольного расплющивания зависит от того, при каком значении поля будут превзойдены прочностные свойства пород. Поэтому, несмотря на закономерную смену одного поля другим, складчатость продольного вертикального расплющивания может проявляться и самостоятельно без предшествующей складчатости продольного горизонтального расплющивания.

Из приведенных рассуждений видна ошибочность заключения о том, что в общем случае поле напряжений с горизонтальным положением главного растягивающего напряжения следует за полем с вертикальным положением этого напряжения (Гзовский, 1964 и др.). С другой стороны, если в земной коре по вертикали возникают равные по величине стрессовые напряжения, то из приведенных соображений следует, что *на большей глубине устанавливается поле напряжений складчатости продольного горизонтального расплющивания, а на меньшей — поле складчатости продольного вертикального расплющивания*. Сделанные выкладки подтверждают правильность наших выводов о глубинности проявления полей каждой из разновидностей складчатости и объясняют феноменологическое распределение разных видов складчатости (и линейности) в складчатых поясах.

Таким образом, поле напряжений с горизонтальным расположением сжимающих и растягивающих напряжений, отвечающее складчатости продольного горизонтального расплющивания, проявлялось на всех этапах тектонического развития Земли. Это поле напряжений является более глубинным, нежели поле напряжений складчатости продольного вертикального расплющивания. Другой особенностью этого поля являет-

ся большая дифференцированность действующих сил, которая, видимо, характерна для начальных этапов формирования полей напряжений, вызывающих складчатость. Отсюда следует, что складчатость продольного горизонтального расплющивания должна характеризоваться большим проявлением течения материала.

В заключение еще раз суммируем выводы о механизме образования складок обеих разновидностей. Формирование складок продольного расплющивания (подобных складок) всеми, начиная с ван Хайза, рассматривалось как изгибание слоев, сопровождающееся совместным тектоническим перераспределением материала, выжимающегося из зон сжатия в зоны растяжения. В. В. Белоусов, анализируя имеющийся материал полевых наблюдений и работы М. Бийо, Д. Рамзея, Х. Рамберга и др. по физической теории образования складок под воздействием продольных сжимающих усилий, заключает: «Складкообразование почти всегда представляет собой процесс, в котором сочетаются изгиб и расплющивание, причем последнее обычно играет значительную роль» (Белоусов, 1970₁). В складках продольного вертикального расплющивания на продольный изгиб слоев накладывается расплющивание, сопровождающееся перемещением материала в направлении падения — восстания слоев или кливажа осевой поверхности. В складках продольного горизонтального расплющивания помимо продольного изгиба слоев идет перемещение материала из замков синклиналей в замки антиклиналей в направлении, близком к простирацию слоев или кливажа осевой поверхности. Оценить относительную роль изгиба и расплющивания в складкообразовании пока еще трудно¹. Полностью соглашаясь с ранее процитированным заключением В. В. Белоусова, мы считаем возможным допустить, что собственно расплющивание может иметь ведущее значение в складкообразовании, так как именно оно обуславливает образование директивных структур в породах при складчатости.

¹ Пока данная рукопись готовилась к печати, Е. И. Паталаха в Лаборатории экспериментальной тектоники Геологического института АН КазССР, как сообщил нам, экспериментально воспроизвел складчатость продольного горизонтального расплющивания, показав реальность латерального течения материала и его ведущее значение при формировании складчатости этого вида. Е. И. Паталаха подтвердил проявление данного вида складчатости в условиях большей глубинности при более высоком геостатическом давлении, чем те, при которых возникает складчатость продольного вертикального расплющивания.

ПРИЗНАКИ И СВОЙСТВА СКЛАДЧАТОСТИ ПРОДОЛЬНОГО ГОРИЗОНТАЛЬНОГО РАСПЛЮЩИВАНИЯ

Из изложенного следует, что подобные складки ван Хайза или складки продольного расплющивания В. В. Белоусова и М. В. Гзовского формируются в двух существенно различающихся кинематических обстановках. Первая кинематическая схема, которая является общепринятой, предполагает сжатие, перпендикулярное осевой поверхности складки: растяжение, направленное по падению — восстанию этой поверхности; промежуточное напряжение, ориентированное вдоль шарнира складки. В этом случае вторичное тектоническое перераспределение материала идет в направлении растяжения перпендикулярно шарниру в плоскости слоя или осевой поверхности складки. При этом нагнетание материала происходит в замки как антиклинальных, так и синклинальных складок, которые имеют максимальные значения мощностей (рис. 36, А). Это складки продольного вертикального расплющивания.

Вторая кинематическая схема образования складок продольного расплющивания характеризуется субгоризонтальным расположением сжатия и растяжения. Сжатие, как и в первом случае, располагается перпендикулярно осевой поверхности и шарниру, а растяжение направлено параллельно шарниру складки. Промежуточное напряжение в общем случае вертикально. При формировании складок этой разновидности нагнетание идет с крыльев складок и замков синклиналей в ядра антиклиналей по направлению, близкому к ориентировке шарниров складок. При этом механизме максимальные мощности слоев возникают в сводах антиклиналей, минимальные — в замках синклиналей (см. рис. 36, Б). Описанная разновидность является складками продольного горизонтального расплющивания.

Как видно из рис. 36, обе эти разновидности зрительно слабо различаются между собой. Это и привело к тому, что они до сих пор не были дифференцированы, хотя каждая разновидность складчатости обладает набором своих диагностических признаков.

О возможности формирования складок по второй схеме говорилось и ранее. Еще А. Гейм указывал на то, что течение материала при складчатости может идти по простиранию. Позднее Э. Клоос (1958, стр. 32) сделал попытку «показать, что образование некоторых складок возможно даже в том случае, если направление главного движения параллельно их осям». Он связывал возникновение таких складок с «ограниченным» движением вещества вдоль шарнира. М. В. Гзовский (1964, стр. 132) отметил, что среди мелких структурных форм кроме

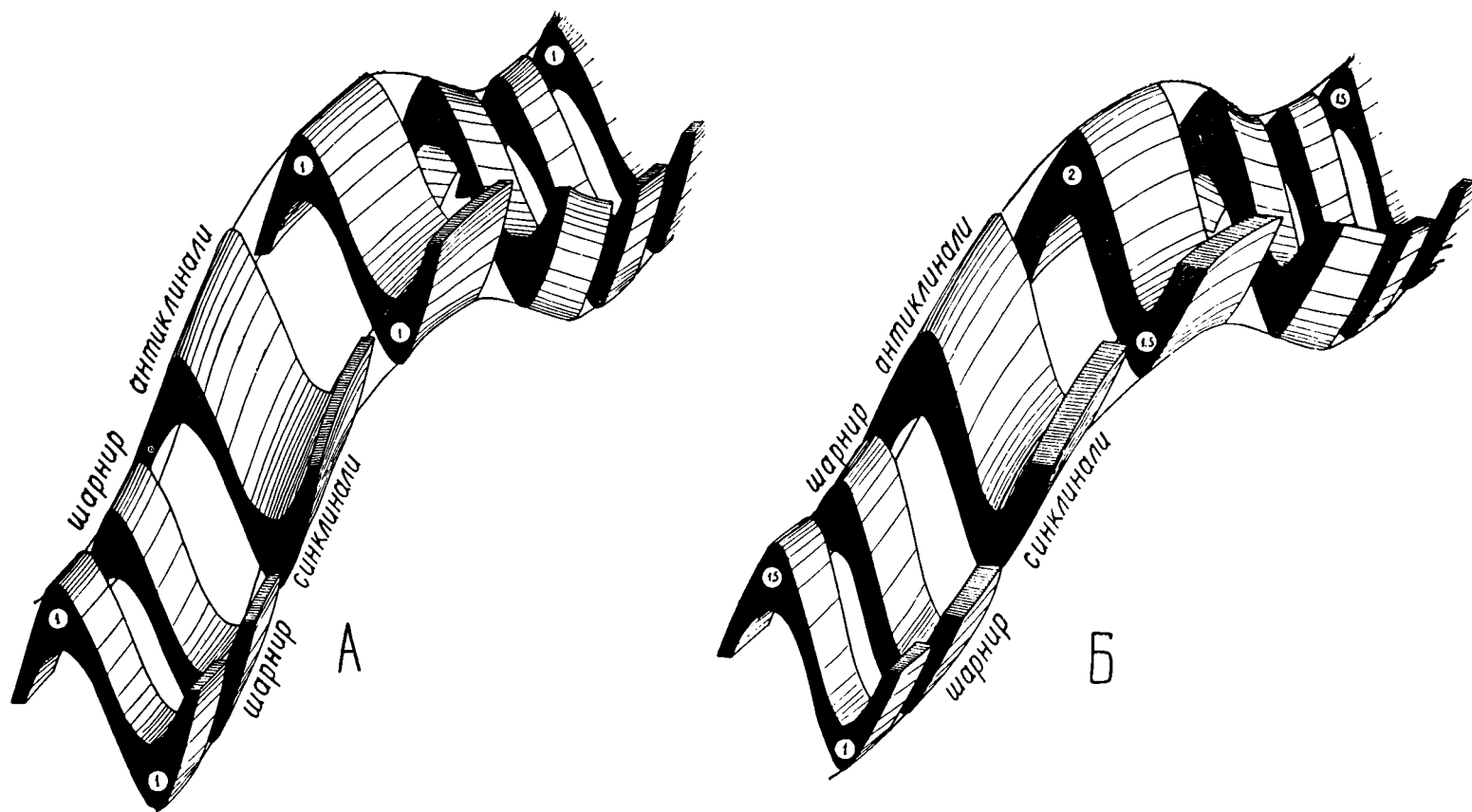


Рис. 36. Распределение мощностей в складках продольного вертикального (А) и горизонтального (Б) расплющивания. Длина складок — 36 единиц, размах крыльев — 2 единицы, амплитуда — 4 единицы, мощности даны в тех же единицах

складок, образующихся по традиционной схеме, «широко распространены другие складки, у которых при том же направлении траекторий наибольшего сжатия (σ_3) имеется обратное расположение двух остальных главных нормальных напряжений. В них наименьшее сжатие (σ_1) параллельно шарниру складки. В некоторых складках было обнаружено, что данное поле напряжений возникло позднее предыдущего» (т. е. поля традиционной схемы). Наконец, А. Е. Михайлов (1969) среди типов тектонических структур западной части Центрального Казахстана выделил складки горизонтального течения в древних толщах, указывая на крутые шарниры как и на их диагностирующий признак. Таким образом, указанные и некоторые другие исследователи допускают возможность возникновения складчатости при течении материала в горизонтальном направлении вдоль шарниров складок. Большинство из них подчеркивает малые размеры, подчиненный характер и ограниченность распространения таких складок. Приводимые ими признаки этих складок фрагментарны.

Разберем подробнее признаки, позволяющие разделить складки продольного вертикального и горизонтального расплющивания. Такими признаками являются морфология складок, пространственное поведение их шарниров, ориентировка будин и т. д. (табл. 6).

Морфология складок. Складки продольного вертикального расплющивания являются типичными линейными складками с соотношением длины к ширине от 6:1 и выше, с большим значением амплитуд складок. Для них характерны острые замки. Как показывает анализ имеющихся описаний, для этого типа складок характерно опрокидывание. Складки продольного горизонтального расплющивания по соотношениям длины и ширины чаще всего промежуточные между линейными и брахиморфными, но при больших значениях амплитуд складок. Они характеризуются округлыми, овальными замыканиями. В общем случае это прямые симметричные складки.

Пространственное положение шарниров складок. В силу того что обе разновидности складок в основном обусловлены пластичным течением материала, их шарниры ведут себя в пространстве несколько по-разному (см. рис. 36). В складках продольного вертикального расплющивания шарниры плавно и равномерно изгибаются при ундуляции, а в складках продольного горизонтального расплющивания они более резко меняют свой наклон на замыканиях, занимая более крутое положение.

Дисгармоничная осложняющая складчатость. Дисгармоничная складчатость развита в наиболее пластичных слоях пород и является в обоих типах складок складчатостью пластического течения. Она, как правило, отсутствует на крыльях и развита на замыканиях и в замках. В складках продольного вертикального расплющивания шарниры дисгармоничных складок параллельны шарниру основной структуры. Для складок продольного горизонтального расплющивания в основном характерны дисгармоничные складки с крутыми шарнирами, перпендикулярными к шарниру основной структуры. Однако возможны здесь осложняющие складки и с пологими шарнирами, но перпендикулярными шарниру основной структуры. Видимо, в этой разновидности проявляются складки и с пологим положением шарниров в том случае, когда шарнир основной структуры наклонен круто.

Линейность. В складках продольного вертикального расплющивания развита *R*-линейность или *a*-линейность Э. Клооса, ориентированная перпендикулярно шарнирам складок в соответствии с направлением растяжения и тектонического транспорта.

Таблица 6

Признаки складок продольного вертикального и горизонтального расплющивания

Характеристики, элементы складок и их парагенезисы		Складки продольного вертикального расплющивания	Складки продольного горизонтального расплющивания
Морфология складок		Линейные складки с острыми замыканиями и большими амплитудами	Промежуточные между линейными и брахиморфными складки с большими амплитудами и округлыми замыканиями
Пространственное положение шарниров— B		Пологие шарниры, равномерно изгибающиеся при ундуляции	Шарниры пологие, крутые лишь на замыканиях
Характер осложняющей дисгармоничной складчатости		Шарниры складок параллельны шарниру (B) основной складки	Пологие и крутые шарниры, перпендикулярные шарниру (B) основной складки
Соскладчатые разрывы		Осепродольные взбросы, надвиги	Диагональные симметричные по отношению к оси сдвига
Соскладчатые трещины	Сколы	Занимают осепродольное положение и наклонены в сторону шарнира (B)	Занимают диагональное по отношению к шарниру (B), но симметричное положение; субвертикальны
	Отрывы	Субгоризонтальные, параллельные (B)	Субвертикальные, перпендикулярные B
Линейность — L		R - линейность (L_R)	B - линейность (L_B)
Развитие будинажа A — длинная ось (будины)	Слабое	$A \parallel B; A \perp L_R$	$A \perp B; A \perp L_B$
	Интенсивное	$A \perp B; A \parallel L_R$	$A \parallel B; A \parallel L_B$
Соскладчатые интрузии и жилы		Факолиты и жилы с пологим наклоном контактов	Факолиты и жилы с крутым наклоном контактов

В складках продольного горизонтального расплющивания формируется *B*-линейность или *b*-линейность Э. Клооса.

Трешиноватость. Точно так же, как и соскладчатые разрывы, соскладчатая трешиноватость определяется полем напряжений, создавшим складчатость. Еще раз подчеркнем, что речь идет лишь о соскладчатой трешиноватости, так как возможно возникновение и наложенной трешиноватости. Для складок продольного вертикального расплющивания характерны сколы, ориентированные вдоль оси и наклоненные под различными углами к горизонтальной плоскости. Борозды скольжения на них нормальны к шарниру. Подвижки по сколам имеют взбросовый характер, т. е. висячее крыло перемещается от осевой поверхности складки. Отрывы при этом располагаются субгоризонтально.

В складках продольного горизонтального расплющивания соскладчатые сколы занимают диагональное по отношению к оси, но симметричное положение и имеют крутые (близкие к вертикальным) углы падения. Борозды скольжения на сколах ориентированы субгоризонтально, а подвижки имеют сдвиговый характер. Сколы левосдвиговой системы отклоняются от оси против часовой стрелки, а правосдвиговой системы — по часовой стрелке.

Соскладчатые разрывы. В соответствии с полем напряжений складок продольного расплющивания первого типа они ассоциируют с осепродольными взбросами и надвигами. Величина углов наклона разрывов может быть различной и зависит от морфологического типа складки и ее опрокинутости. Это рассмотрел уже Л. Ситтер (1960, рис. 88).

Складки продольного горизонтального расплющивания сочетаются со сдвигами, ориентированными, как и трещины, диагонально, но симметрично к оси складки, причем левые сдвиги отклоняются от оси против часовой стрелки, а правые — по часовой стрелке. Эти сдвиги имеют, как правило, крутые углы падения. Такие соскладчатые сдвиги отмечал В. В. Белоусов (1962, рис. 197 и др.).

Сочетание различных по морфологии разрывов со складками рассматривали Е. Андерсен (Anderson, 1951), В. В. Белоусов (1962 и др.), Л. Ситтер (1960), Г. Д. Ажгирей (1966), В. Е. Хаин (1964₁), М. В. Гзовский (1963), П. Н. Кропоткин (1961) и многие другие. Однако разнотипность соскладчатых разрывов не связывалась с разными кинематическими разновидностями складок. Существенной проблемой при этом остается установление соскладчатого, а не наложенного характера разрывов.

Будинаж. Один будинаж без линейности практически не может быть использован для диагностики той или иной разновидности складок. В сочетании с линейностью, которая сама по себе может использоваться для этой цели, будинаж служит для оценки интенсивности процесса складкообразования.

Будина в общем случае может рассматриваться как трехосный эллипсоидальный объект и сама создает линейность ориентировкой длинной оси. Однако это, если так можно сказать, мегалинейность, по своим размерам резко превосходящая обычную линейность, наблюдаемую в породах. Эта мегалинейность подчиняется общему правилу переориентировки линейности по растяжению, но при больших значениях растягивающих усилий или при большей длительности процесса растяжения (или складкообразования).

Первоначально при будинировании будины длинной осью ориентируются по промежуточному напряжению, а средней по растяжению (короткая ось отвечает значению мощности будинированного слоя). При

дальнейшем развитии складкообразования и действии растяжения в том же направлении будины удаляются (растаскиваются) друг от друга. Уже на этом этапе может возникнуть минеральная линейность, ори-

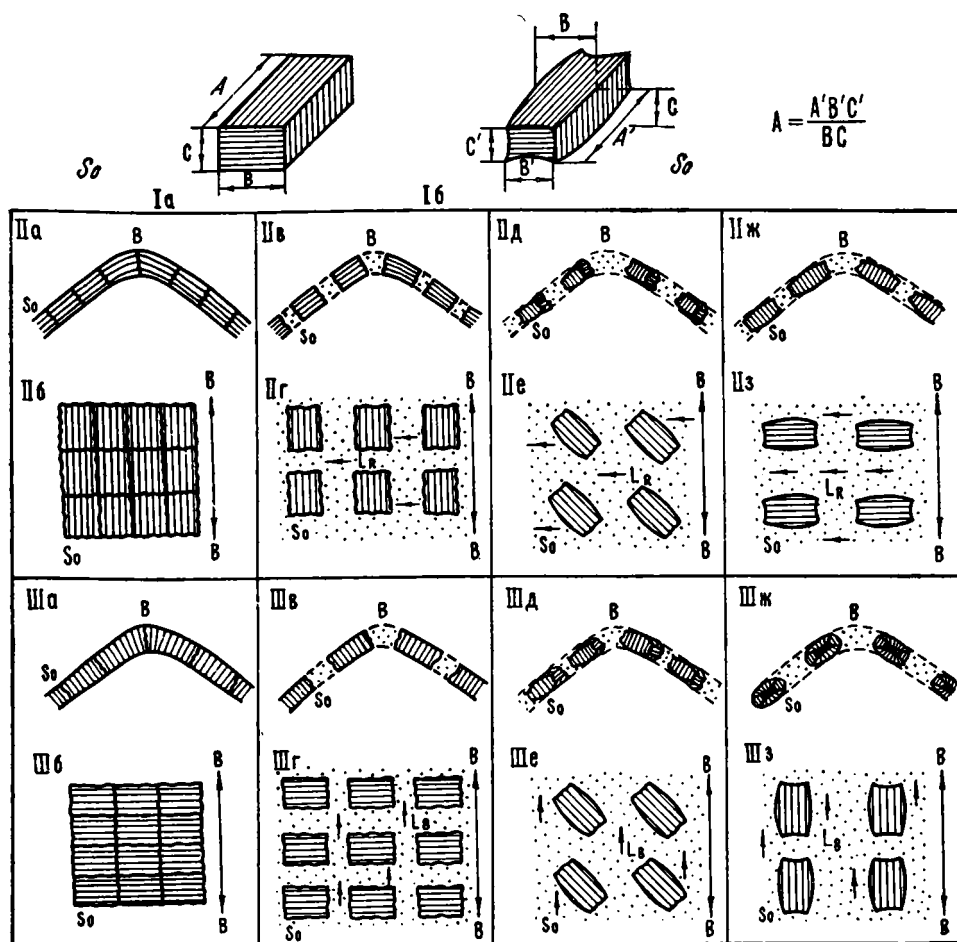


Рис. 37. Схема стадийности развития будинажа в складках продольного вертикального и горизонтального расплющивания.

Ia — недеформированная будина, A, B и C — длинная, средняя и короткая оси; Ib — деформированная будина A, B и C — длинная, средняя и короткая оси деформированной будины; S_0 — плоскость слоистости, сланцеватости I рода. II — складка продольного вертикального расплющивания; L_R —R — линейность. II — складка продольного горизонтального расплющивания; L_B —B — линейность.

II, а, в, д, ж, III, а, в, д, ж — разрез, B — шарнир. II, б, г, е, з, III, б, г, е, з — план; B — B — ось складки. II а, б, III, а, б — стадия разделения будинированного слоя на блоки. II, в, г III в, г — стадия растаскивания будин до достижения $p_1^{\min}$ и $p_2^{\min}$.

II, д, е, III, д, е — стадия переориентировки будин. II, ж, з и III, ж, з — заключительная стадия — будины переориентированы

ентированная вдоль растяжения и перпендикулярно длинной оси будины. После достижения межбудинными промежутками величины, примерно равной значению длинной оси будины, начинается переориенти-

ровка будин в поле напряжений. Будины стремятся занять энергетически наиболее выгодное положение, при котором длинная ось совпала бы с направлением растяжения. Этот процесс ориентировки тела по форме в поле напряжений, как уже указывалось, обосновал математически Г. Рамберг (1970). В дальнейшем будины деформируются. После переориентировки длинные оси будин (мегалинейность) и другие виды макролинейности ориентированы параллельно.

Таким образом, в складках продольного вертикального расплющивания (рис. 37) на начальных этапах складкообразования будины ориентированы параллельно шарниру, а на конечных — перпендикулярно к нему. В складках же продольного горизонтального расплющивания на этих этапах они ориентированы по отношению к шарниру в обратной последовательности.

Описанные взаимоотношения будин и линейности между собой, с одной стороны, и их различная ориентировка по отношению к шарниру складки, с другой, объясняют все наблюдающиеся в природе случаи взаимной ориентировки будин и линейности в складках. Эти разнообразные соотношения описаны в литературе по будинажу, но не нашли удовлетворительного объяснения (Сорский, 1952; Шуркин, 1964; Пата-лаха, 1967, 1970; Судовиков, 1957; Тохтуев, 1967, 1969; Кузнецов, 1969; Cloos, 1947; Ramberg, 1955; Sitter, 1958 и многие другие).

Описанный механизм развития будинажа позволяет охарактеризовать численно величину растяжения при складкообразовании на разных этапах его проявления. Для этой цели нами предлагается несколько формул (табл. 7), учитывающих все возможные сочетания в ориентировке будин, линейности и шарниров складок. Более подробно вопросы будинообразования и вывод формул дан нами в специальной статье (Милеев, 1973, 1974).

Соскладчатые интрузии и жилы. Соскладчатые интрузии в складках обеих разновидностей являются пластовыми согласными телами. Часто они представлены факолитами, так как именно на замыканиях происходит отслаивание пластов с образованием полостей, заполняющихся жильными или интрузивными телами. Такие полости были получены экспериментально М. В. Гзовским (1963) при образовании складок продольного изгиба. Будучи одинаковыми по морфологии тел соскладчатые жилы и интрузии в складках обеих разновидностей различаются только наклоном контактов. В складках продольного вертикального расплющивания они, как и шарниры самих складок, располагаются полого, а в складках продольного горизонтального расплющивания — круто.

Из изложенного видно, что складки продольного вертикального и горизонтального расплющивания обладают разными тектоническими парагенезисами, обусловленными полями напряжений, формирующими складки.

Рассмотрение складок продольного вертикального и горизонтального расплющивания показывает, что по внешней форме (конфигурации) они аналогичны поперечным физическим упругим волнам, как всегда и рассматривали геологи складки продольного изгиба и расплющивания, обладающие определенными значениями длины, ширины (размаха крыльев) и амплитуды. Сейчас еще рано говорить о различиях между выделенными разновидностями складок по этим показателям из-за отсутствия фактического материала. Думается, если такие различия и существуют, то они, скорее, будут выражаться в различиях отношений длины к ширине, длины к амплитуде и ширины к амплитуде, т. е. в параметрических коэффициентах, а не в абсолютных величинах.

Таблица 7

Значение коэффициентов растяжения и истинных мощностей при будинаже

Тип складчатости	Оrientировка линейности в складке	Интенсивность развития будинажа	Оrientировка будины по отношению		Значение коэффициента растяжения в направлении		Значение истинной мощности $M_0 = M \epsilon_B \epsilon_{\perp B}$
			к шарниру складки	к линейности	параллельном шарниру (ϵ_B)	перпендикулярном шарниру ($\epsilon_{\perp B}$)	
Складчатость продольного вертикального расплющивания	L_R ($L \perp B$)	Слабое проявление	$A \parallel B$	$A \perp L_R$	$\epsilon_B = \frac{\Sigma A + \Sigma P_2}{\Sigma A}$	$\epsilon_{\perp B} = \frac{\Sigma B + \Sigma P_1}{\Sigma B}$	$M_0 = M \frac{(\Sigma A + \Sigma P_2)(\Sigma B + \Sigma P_1)}{\Sigma AB}$
		Сильное проявление	$A \perp B$	$A \parallel L_R$	$\epsilon_B = \frac{\Sigma B + \Sigma P_4}{\Sigma A}$	$\epsilon_{\perp B} = \frac{\Sigma A + \Sigma P_3}{\Sigma B}$	$M_0 = M \frac{(\Sigma A + \Sigma P_3)(\Sigma B + \Sigma P_4)}{\Sigma AB}$
Складчатость продольного горизонтального расплющивания	L_B ($L \parallel B$)	Слабое проявление	$A \perp B$	$A \perp L_B$	$\epsilon_B = \frac{\Sigma B + \Sigma P_2}{\Sigma B}$	$\epsilon_{\perp B} = \frac{\Sigma A + \Sigma P_1}{\Sigma A}$	$M_0 = M \frac{(\Sigma A + \Sigma P_1)(\Sigma B + \Sigma P_2)}{\Sigma AB}$
		Сильное проявление	$A \parallel B$	$A \parallel L_B$	$\epsilon_B = \frac{\Sigma A + \Sigma P_4}{\Sigma B}$	$\epsilon_{\perp B} = \frac{\Sigma B + \Sigma P_3}{\Sigma A}$	$M_0 = M \frac{(\Sigma A + \Sigma P_4)(\Sigma B + \Sigma P_3)}{\Sigma AB}$

B — шарнир складки. A, B, C — длинная, средняя и короткая оси будин. Короткая ось равна мощности будинированного тела (слоя). Межбудинные промежутки в направлении: P_1 — перпендикулярном шарниру на I этапе будинажа, когда будины перпендикулярны линейности; P_2 — параллельном шарниру на I этапе будинажа; P_3 — перпендикулярном шарниру на II этапе будинажа, когда будины параллельны линейности; P_4 — параллельном шарниру на II этапе. M — измеренная мощность толщи, содержащей будинированные тела.

нах этих параметров. Выяснение этого вопроса — дело будущего. Установленные различия выявят детали морфологических характеристик обеих разновидностей складок.

Закономерное распределение внутри складок обеих разновидностей зон сжатия и растяжения позволяет складки продольного расплющивания отождествлять и с продольными физическими упругими волнами, имеющими свои значения длины. Характер наложения продольных волн на поперечные в структуре и определяет наличие описанных разновидностей складок продольного расплющивания.

В складках продольного вертикального расплющивания продольные волны ориентированы поперек шарнира складки (как и поперечные волны) и имеют длину, равную наикратчайшему расстоянию между шарнирами синклинали и антиклинали.

Складки этой разновидности по сочетанию поперечных и продольных волн являются согласными (гармоничными).

В складках продольного горизонтального расплющивания продольные волны наложены косо к шарниру, почти параллельно ему: они проходят из замка синклинали в свод антиклинали. Их полудлина равна расстоянию между замками синклинали и антиклинали.

Эти складки по взаимоотношению поперечной и продольной волны являются несогласными (дисгармоничными). В линейных эшелонированных складках отклонение продольной волны от шарнира не так уж существенно.

Соотношение значений длин продольных волн в обеих разновидностях складок показывает, что при равных условиях складки продольного горизонтального расплющивания должны характеризоваться: 1) более значительным вторичным перераспределением материала, так как мобилизуется материал на большей площади при одном центре аккумуляции (нагнетания) — своде антиклинали; 2) большей упорядоченностью текстур, так как движение идет на большем интервале и продолжается дольше.

Таким образом, складки продольного расплющивания (и изгиба) представляют собой сочетание поперечных и продольных физических волн. Продольные волны в складках обуславливают в основном текстурирование породы и, возможно, в значительной степени — расположение трещиноватости. Различие между складками продольного изгиба и расплющивания состоит в том, что в последних продольные волны выразились макроскопически во вторичном перераспределении материала. В складках продольного изгиба они, видимо, обуславливают лишь микроскопические черты различия разных элементов складки, в частности, пористости.

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В СКЛАДКАХ ПРОДОЛЬНОГО ГОРИЗОНТАЛЬНОГО РАСПЛЮЩИВАНИЯ

В предыдущей главе было показано, что складки продольного вертикального и горизонтального расплющивания различаются положением в них зон сжатия (выжимания) и растяжения (нагнетания). В свою очередь положение последних определяет расположение зон различных мощностей, лучше сказать, масс пластичных в условиях складчатости пород (см. рис. 36).

Известно, что железистые кварциты при складчатости могут течь как весьма пластичные породы. Об этом свидетельствуют широко развитые в них мелкие дисгармоничные складки течения, развитые в основном на замыканиях складок¹. Следовательно, железистые кварциты при складчатости в большей степени, чем многие другие породы, подвержены вторичному перераспределению вещества и мощностей. Хотя этот вывод сам по себе и не нов, тем не менее в работах, разбирающих особенности локализации первичностратифицированных месторождений железистых кварцитов, до сих пор не дано общих структурных закономерностей размещения этих месторождений (Крейтер, 1969; «Теоретические основы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых», 1968; «Железорудные месторождения мира», тт. 1 и 2, 1955 и др.). Не менее парадоксальным является отсутствие сведений о структурных позициях месторождений, некоторые из которых разрабатываются столетиями.

Однако, как было показано, железорудные месторождения докембрия в основном располагаются в зонах складчатости продольного горизонтального расплющивания. И, следовательно, в структурах их рудных полей должны проявляться закономерности распределения материала, характерные для складок этой разновидности.

Максимальные массы (и мощности) железистых кварцитов в результате вторичного перераспределения должны концентрироваться в сводах (замках) антиклиналей. Сюда должен поступать материал в основном с крыльев складок, а, возможно, и из замков синклиналей. При этом, разумеется, какая-то часть его может сохраниться и в этих местах, но она всегда будет характеризоваться меньшими размерами. Степень такого перераспределения может быть различной и зависит от интенсивности поля напряжений и от длительности времени его дейст-

¹ Часто эти складки описываются как складки волочения. Мы разделяем точку зрения В. В. Эза (1969) о невозможности формирования таких складок механизмом волочения. Это — складки течения, асимметрия которых связана с дифференциальным характером течения.

вия. При наиболее полном развитии процесса железистые кварциты могут полностью быть выжаты в зонах сжатия. Этот процесс можно уподобить мегабудинажу, при котором основные массы железистых кварцитов концентрируются в «мегабудинах», приуроченных к сводам антиклиналей (в пространстве) или к замыканиям антиклиналей и синклиналей (в плане). Эта особенность придает рудным телам месторождений своеобразный серповидный рисунок.

Рассмотрим структуры железорудных месторождений Карсакпайского рудного района, изучавшиеся автором. Для всех железорудных месторождений характерна мелкая, часто изоклиальная, дисгармоничная складчатость течения, проявляющаяся на замыканиях складок и в сводах антиклиналей и свидетельствующая о вторичном перераспределении железистых кварцитов. Эта складчатость отсутствует на крыльях структур — в зонах выжимания. Так, в пределах Майтубинского антиклинория такая складчатость течения и нагнетания отмечена в железистых кварцитах обоих горизонтов колдыбайшокинской свиты на рудопроявлении Каражол (северное погружение антиклинория) и на месторождении Колдыбайшоко (западное крыло). Последнее приурочено к северной центриклинали одноименной синклинали. В обоих горизонтах железистых кварцитов складчатость течения многих порядков является дисгармоничной и характеризуется погружением шарниров складок в южных румбах с углами от 10 до 60°. Во вмещающих породах погружение шарниров происходит с углами 25—60°, причем отмечается взаимная перпендикулярность шарниров тех и других складок. Вторая особенность — усиление проявления дисгармоничной складчатости течения в железистых кварцитах к оси складки и упрощения их по мере удаления от нее. С этим связано и изменение ширины выходов, достигающей максимальной величины по оси складки. К сожалению, в крыльях синклинали железистые кварциты срезаны продольными разломами и намечающиеся закономерности не могли быть проанализированы в них. Однако не вызывает сомнения факт перераспределения железистых кварцитов в структуре.

Более яркий пример локализации железистых кварцитов в складчатой структуре представляет Белеутинское месторождение Карсакпайского синклинория.

Здесь два горизонта железистых кварцитов биитской свиты (карсакпайская серия) разделены обломочными сланцами. Кварциты имеют резко различные значения мощностей в разных элементах складок. На участке месторождения породы смяты в линейные изоклиальные складки, местами запрокинутые на восток. Наиболее крупное рудное тело слагает свод антиклинали, обнажающейся в обрывах р. Белеуты (см. рис. 32). Здесь видимая мощность рудного горизонта с дисгармоничной складчатостью достигает 35—40 м, причем в нем имеются седловидные факолитоподобные тела соскладчатых амфиболизированных габбро-диабазов. В крыле смежной с востока синклинали этот же горизонт имеет мощность всего лишь 2 м и лишен складчатости течения и внутрипластовых интрузий. Расстояние между этими двумя выходами составляет всего около 300 м. Таким образом, соотношения значений мощностей в своде антиклинали и на крыле синклинали составляет более 20 : 1, а перераспределение рудного вещества внутри горизонта весьма значительно. Правда, здесь мы имеем дело с суммарным эффектом деформаций 2-х этапов. Не исключено, что дополнительное перераспределение материала происходило и на втором этапе, усилив первоначальный эффект. Преимущественная концентрация рудного вещества в своде антиклинали тем не менее является неопровержимым

фактом. С другой стороны, утонение, но непрерывность рудных горизонтов свидетельствует о том, что перераспределение вещества в структуре не достигло максимально возможных величин.

Данных о величинах перераспределения материала и структурной избирательности зон нагнетания по другим железорудным месторождениям Карсакпайского рудного поля нет. Отмечается лишь концентрация рудных масс в замыканиях складок, свидетельствующая лишь об имевшем место процессе перераспределения вещества.

Однако в литературе встречаются указания на железорудные месторождения, в которых вторичное перераспределение вещества, как следует из описаний, идет по предложенной схеме. Особенно ярко это проявляется на Мариупольском месторождении, расположенном в Приазовском блоке Украинского щита (Каляев и др., 1968). Здесь в метаморфических породах раннепротерозойской мангушской серии, сопоставляемой с криворожской, на нескольких уровнях отмечены горизонты магнетитовых кварцитов. Месторождение расположено в пределах Мангушского синклинария, породы которого интенсивно гранитизированы. Показателен рисунок структуры рудного поля, в которой месторождения приурочены к замыканиям складок и характеризуются линзовидными, серповидными очертаниями в плане (Каляев и др., 1968, фиг. 1). Авторы отмечают, что формирование месторождения «происходило в условиях пластических деформаций». Так, на Демьяновском участке на центриклинали суммарная мощность пластов железистых кварцитов около 130 м, тогда как в крыльях — лишь 20—40 м. Мощность рудного пласта в замке синклинали составляет приблизительно те же 20—40 м (Каляев и др., 1968, фиг. 4). Таким образом, здесь отмечены пониженные значения мощностей в замке и на крыльях синклинали. Это может служить подтверждением нашего предположения о том, что в складках продольного горизонтального расплющивания выжимание пластичного материала идет не только с крыльев складок, но и из замков синклиналей.

Структурные исследования месторождений Курской магнитной аномалии показали, что и здесь образование месторождений связано с явлением перераспределения железистых кварцитов раннепротерозойской курской серии. А. С. Егоров (1955) отметил приуроченность Коробковского месторождения КМА к центриклинали крупной синклинальной структуры и развитие в кварцитах дисгармоничной складчатости с крутыми шарнирами. Н. И. Голивкин (1969) отметил эти же особенности Лебединского месторождения. М. Г. Трушелев и А. А. Илларионов (1969, стр. 102), анализируя размещение богатых руд крупнейшего месторождения КМА — Михайловского, отмечают, что «линзообразные формы рудных тел обусловлены характером пликативных структур и тяготеют в основном к пологим антиклинальным складкам». При этом более мощные рудные залежи, приуроченные к сводам складок, имеют линейный характер, вытягиваясь по простиранию складок. С. И. Чайкин (1969), суммируя последние данные по геологии КМА, отмечает, что здесь выделяются две крупные синклинорные зоны Тим-Щигровская и Курско-Белогорская, причем основные рудные массы приурочены к их осевым частям. Сами месторождения располагаются либо в ядрах складок, либо на их замыканиях.

Описывая геологию Криворожского железорудного бассейна, Н. П. Семененко (1946) отмечает концентрацию железистых кварцитов вдоль шарниров основных структур. Он подчеркивает, что здесь развита мелкая дисгармоничная складчатость, которая связывается им с последующими деформациями. Я. Н. Белевцев и другие (1951) отме-

тили на ряде месторождений (Октябрьское и др.) преимущественную приуроченность руд к замкам антиклиналей. Особенно интересен факт вторичного гидротермального обогащения руд в этих зонах (Семененко, 1946). Анализируя геологическое строение Криворожского бассейна, Г. И. Каляев (1965) отмечает, что в формировании складчатых форм супраструктуры ведущая роль принадлежит течению материала в горизонтальном направлении. Это зафиксировано в дисгармоничной складчатости течения с крутыми шарнирами.

Обратимся к материалам по зарубежным железорудным месторождениям. В. Мармо (1955) указывает, что месторождение магнетитогематитовых кварцитов Порконен-Пахтавара карельского комплекса в Финской Лапландии представлено рядом рудных тел, приуроченных к ядрам антиклиналей.

Разбирая условия формирования стратифицированных железорудных месторождений Швеции, П. Гейер и Н. Магнуссон (1955) отмечают, что железистые кварциты приурочены к двум нижним горизонтам лептитовой формации. Они фиксируют значительное вторичное перераспределение руд, первоначальная мощность которых составляла десятки метров. «...Складчатые деформации вызвали раздув слоев до более значительных мощностей или утонение слоя до его полного разрыва» (там же, стр. 148). Это положение иллюстрируется на примере месторождения Стрина (там же, фиг. 2, стр. 149), которое характеризуется концентрацией руд на замыкании складки, развитием здесь мелкой складчатости течения и *В*-линейности.

Для стратифицированных докембрийских железорудных месторождений Нью-Джерси и Нью-Йорка (США) К. Даттон (1955) указывает линейно-вытянутый характер рудных тел в замках и, реже, на крыльях антиклиналей, параллельных *В*-линейности. В Канаде в Лабрадор-Нью-Квебекской провинции аналогичное строение имеют около 40 месторождений (Тэнтон, 1955).

Наконец, для Иматакского месторождения Венесуэлы, сложенного серией Иматака, отмечена приуроченность не только основной массы руд, но и наиболее богатых руд к ядрам антиклиналей в антиклинории западного рудного округа (Рубие, Беллисиа и др., 1955).

Таким образом, можно видеть, на этих немногочисленных примерах, что для железорудных месторождений характерно вторичное перераспределение рудного вещества с нагнетанием в замки антиклиналей, которые, как правило, и рассматриваются в виде месторождений. При этом надо помнить, что в других элементах складок может находиться руда, но там она будет в меньшем количестве. С другой стороны, на характер перераспределения материала могут накладываться свой отпечаток и складчатые разрывы, влияние которых пока совсем не изучено. Скорее всего, они будут искажать закономерность распределения пластичного материала, создавая «случайные», «паразитические» зоны разгрузки.

Другой важной чертой замков антиклиналей как зон растяжения является их большая пористость и трещиноватость, обеспечивающие повышенную проницаемость. Это последнее обстоятельство обуславливает здесь наличие зон вторичного эпигенетического обогащения руд. Приуроченность богатых руд к замкам антиклиналей отмечена на ряде железорудных месторождений, и на Иматакском в частности. В. И. Смирнов (1969, стр. 561) отмечает, что в Кривом Роге «богатые руды с содержанием железа 50% и более залегают среди железистых джеспилитов и приурочены к тектоническим осложнениям пластов последних —

флексурам, шарнирам складок, сбросам и зонам интенсивной трещиноватости. Они образованы вследствие дополнительного эпигенетического привноса железа или выноса нерудных составляющих, в основном кварца».

Гидротермальные и гидротермально-метасоматические месторождения, особенно при наличии литологического контроля над распределением руд, должны закономерно располагаться в структуре. Они будут преимущественно приурочены к зонам растяжения в складке, так как именно здесь наиболее интенсивно развиты трещины отрыва (и отвечающие им по генезису разрывы), и максимальное значение должна иметь пористость. В зонах растяжения возникают наиболее благоприятные условия для образования полостей отслаивания, гидротермальные условия которых приводит к формированию седловидных тел. Как было показано выше, такими зонами в складках продольного горизонтального расплющивания являются замки антиклиналей.

Количество примеров приуроченности месторождений этого типа к замкам антиклиналей можно привести очень много. Напомним о ставшем классическим золоторудном месторождении Бендига (Австралия), описанном Е. Хиллсом (1967), в котором гидротермальные жилы образуют многоярусные седловидные залежи в антиклинальных складках. В. А. Крупенников (1969) описывает такую же позицию для одного отечественного уранового месторождения. Е. М. Некрасов (1967), анализируя условия формирования свинцово-цинковых месторождений, заключает, что в наиболее крупном масштабе они развиты в складках продольного расплющивания, описаны преимущественно антиклиналями, сопровождающихся интенсивным вторичным перераспределением материала. Наиболее крупные месторождения приурочены к более глубинным складкам нижних структурных этажей, где шире развиты полости отслаивания и согласные нарушения. Им отмечается, что руды, образованные метасоматическим путем, развиты шире гидротермальных руд, выполняющих трещины. С. Р. Шор (1961), разбирая особенности локализации золоторудных месторождений в Бодайбинском районе, также подчеркивает их приуроченность к замкам антиклиналей, где максимально развиты гидротермальные изменения, течение и дробление пород.

Отмеченная особенность в локализации гидротермальных и метасоматических месторождений известна и за рубежом. Она, в частности, зафиксирована для ряда месторождений Канады (Структурная геология рудных месторождений Канады, 1964). И. Ирвин, разбирая метасоматическое сульфидное свинцово-цинковое месторождение Блубелл, пишет (там же, стр. 103—104): «... рудные тела приурочены лишь к средним частям отдельных участков, на которых развита известковая толща, около шарниров антиклинальных сводов» и далее «трещины в области шарниров этих антиклинальных сводов были сильнее открыты и оказались благоприятными рудоподводящими и рудовмещающими структурами». То же отмечает Б. Тейлор для однотипного месторождения Квемонт.

В. И. Смирнов (1969, стр. 583) заключает: «Наилучшими условиями для эндогенного оруденения обладают шарниры антиклинальных складок и купола брахиантиклиналей, обеспечивающие концентрацию рудных растворов в вершинах складок, в отличие от синклинальных складок, содействующих рассредоточению растворов. ... Это не значит, что эндогенные месторождения не могут образовываться у шарниров

синклинальных складок, однако если расположить в ряд различные части складок по их благонадежности для эндогенного рудообразования, то на первое место необходимо поставить шарниры антиклиналей, на второе — крылья складок, на третье — шарниры синклиналей». Проанализировав закономерности проявления седловидных рудных тел, он отмечает: «Чаше всего седловидные залежи приурочены к шарнирам антиклиналей» (там же, стр. 600). Не оспаривая экранирующего характера антиклиналей, мы еще раз хотели бы подчеркнуть специфику положения зон растяжения в них, которые определяют физические свойства рудовмещающих пород. Этот фактор является, на наш взгляд, решающим в определении структурной позиции месторождения.

В последние годы выделен новый тип месторождений — стратиформные, в которых первичностратифицированные рудные тела осадочного, вулканогенного и вулканогенно-осадочного генезиса в дальнейшем подверглись гидротермальной и гидротермально-метасоматической переработке. До сих пор открытым остается вопрос о времени этой переработки. Нам думается, что такая переработка месторождения может приходиться на этап складчатости. На примере альпийских жил установлено, что складчатость сопровождается возникновением гидротермальных растворов. Если это так, то рудные тела «этапа переработки» будут занимать в структуре то же положение, которое отмечалось нами для эндогенного оруденения.

Особый интерес вызывает положение синкинематических метасоматических пегматитов, тесно связанных, по К. А. Шуркину, с ультраметаморфическими комплексами. Такие пегматиты должны располагаться в замках антиклиналей складок продольного горизонтального расплющивания, являющихся зонами наибольшего растяжения и проницаемости. Основные их морфологические типы, по Н. Г. Судовикову, следующие: согласные седловидные, секущие жильные и камерные интрабудинные тела. Согласные седловидные тела локализуются вдоль шарниров антиклиналей, занимая ту же позицию, что и седловидные гидротермальные образования. Они выполняют полости отслаивания и характеризуются значительной протяженностью. Секущие жильные пегматиты выполняют крутые трещины отрывов, ориентированные нормально к шарниру складки. Наконец, камерные интрабудинные пегматиты должны главным образом размещаться в тенях давления будин в направлении линейности во вмещающих породах. Перечисленные особенности проявления и размещения пегматитов следуют из свойств складок продольного горизонтального расплющивания. В значительной степени все они вместе и в отдельности уже фиксировались исследователями пегматитовых полей, но, на наш взгляд, не получили у них удовлетворительного объяснения.

Так, в мамском комплексе Северо-Байкальского нагорья описаны слюдяные и керамические интрабудинные пегматиты и отмечена их приуроченность к межбудинным «теням давления» (Великославинский и др., 1957, 1963). Однако не была сформулирована приуроченность этих пегматитов в концам будин по направлению линейности. Это не было зафиксировано и для однотипных пегматитов беломорского комплекса Карелии и Кольского полуострова (Горлов и др., 1967; Шуркин и др., 1962; Судовиков, 1964; Тохтуев, 1967 и др.), хотя четко следует из приведенных описаний. Точно так же, с теми или иными оговорками, всеми исследователями обращалось внимание на приуроченность жильных пегматитов к отрывам, перпендикулярным шарнирам, и к полостям отслаивания вдоль последних. Многие из них отмечали преимущественное распространение пегматитовых полей в замках антиклина-

лей. Все эти закономерности имели подчеркнuto региональный характер, так как исследователям не удалось их структурную позицию связать единой генетической концепцией.

В выявленной разновидности складок продольного горизонтального расплющивания структурное положение всех перечисленных типов пегматитов получает объяснение. Основываясь на установленных свойствах этих складок, можно рекомендовать как перспективные на пегматиты замки антиклиналей, их шарниры, осепоперечные крутые отрывы и зоны у окончаний будин в направлении линейности во вмещающих породах и в самих будинах.

Изложенное показывает, что разделение складок продольного вертикального и горизонтального расплющивания и установление той или иной разновидности складок позволяет более целенаправленно проводить поиски некоторых типов месторождений полезных ископаемых.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Строение протерозойского Майтубинского антиклинория и сопряженных структур, изучение закономерностей проявления в них складчатой тектонической трещиноватости и рассмотрение литературных материалов позволяют придти к следующим выводам:

1. Майтубинский антиклинорий является полихронной сложно-складчатой структурой, возникшей на месте конседиментационного геодинамического поднятия, развивавшегося с последюсембайского времени.

2. Все системы развитых в его пределах трещин—протерозойские по времени заложения. Системы крутых осепоперечных отрывов, диагональных по отношению к осям складок сколов, образуют парагенезис, формировавшийся вместе с метаморфогенными глубинными складками (супраструктурой). Система крутых осепродольных отрывов, будучи более поздней, отвечает эпохе сводового поднятия, возникшего в связи с ростом гранитогнейсового ядра (инфраструктуры).

3. Восстановленное по трещиноватости поле напряжений эпохи метаморфогенной глубинной складчатости показывает, что складкообразование шло при субгоризонтальном положении осей сжатия (σ_3), ориентированных нормально к осевым поверхностям складок, близвертикальном положении осей средних нормальных напряжений (σ_2) и субгоризонтальном положении осей растяжения (σ_1), направленных вдоль шарниров складок. При этом формируется В-линейность, параллельная шарнирам. Таким образом, установлена новая кинематическая схема образования складок продольного расплющивания.

4. Изучение линейности и ее положения в поле напряжений позволили сформулировать принцип: в складчатой структуре линейность, выраженная трехосными объектами, минеральными зернами, моно- и полиминеральными поликристаллическими агрегатами, отличающимися по вязкости от окружающей среды, располагается по направлению растяжения и тектонического транспорта.

5. Складчатость продольного расплющивания В. В. Белоусова и М. В. Гзовского может быть подразделена на две кинематические разновидности, в которых перераспределение материала идет в разных направлениях: складчатость продольного вертикального расплющивания, формирующуюся по традиционной схеме с растяжением в субвертикальном направлении по падению—восстание осевых поверхностей,

и складчатость продольного горизонтального расплющивания, в которой растяжение субгоризонтально и в общем случае параллельно шарнирам. Соответственно в первой разновидности перераспределение материала идет в близком к вертикальному, а во второй — близком к горизонтальному направлениях. Первая разновидность складчатости является приповерхностной, а вторая — более глубоинной.

6. Более широкое распространение *В*-линейности в метаморфических складчатых комплексах позволяет говорить об их преимущественном формировании по механизму складчатости продольного горизонтального расплющивания.

7. Приуроченность зон наибольшего растяжения и пористости в складках продольного горизонтального расплющивания к замкам антиклиналей позволяет рекомендовать их как наиболее перспективные участки локализации докембрийских первичностратифицированных железорудных месторождений, гидротермальных и метасоматических пегматитовых месторождений как зоны вторичного обогащения и гидротермальной переработки стратиформных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянова В. Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М., «Наука», 1968.
- Агаларова Э. Б. Особенности ориентации напряжений, действующих в очагах землетрясений Апшеронского полуострова и Каспийского моря. «Физика Земли», 1969, № 7.
- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1966.
- Ажгирей Г. Д. Кливаж (Общие вопросы генезиса и кливаж межслоевого скольжения). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1967, № 11.
- Белевцев Я. Н. Рудные поля и соображения о генезисе железных руд Криворожского бассейна. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1951, № 2.
- Белевцев Я. Н., Тохтуев Г. Б. Кливаж как особая форма микротектонических структур и его практическое и теоретическое значение. В сб.: «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Белостокский И. И. Тектонические покровы. В сб.: «Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ». М., «Недра», 1970.
- Белоусов В. В. Некоторые вопросы глубинной тектоники. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1960, № 5.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В. Проблема происхождения складчатости. В сб.: «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Белоусов В. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. В сб.: «Строение и развитие земной коры». М., «Наука», 1964.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. О некоторых особенностях механизма тектонических деформаций. В сб.: «Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ». М., «Недра», 1970.
- Белоусов В. В. Общие соображения об условиях образования структурных форм, развитых в сложно деформированных толщах. В сб.: «Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ». М., «Недра», 1970.
- Белоусов В. В. Структурная геология, 2-е изд. Изд-во МГУ, 1971.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектонофизика. М., «Недра», 1964.
- Бениофф Х. Движение по крупнейшим разломам. В сб.: «Дрейф континентов. Горизонтальное движение земной коры». М., «Мир», 1966.
- Бертельсен А. Дискуссионные вопросы структуры и стратиграфии Малых и Высоких Гималаев в пересечении Симла-Сатледж. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1968, № 3.
- Беспалов В. Ф. Тектоника рифейской складчатой дуги Восточного Казахстана. В кн.: «Складчатые области Евразии». (Материалы совещания по проблемам тектоники в Москве). М., «Наука», 1964.
- Биллингс М. П. Структурная геология. М., ИЛ, 1949.
- Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. «Сов. геол.», 1954, сб. 41.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1959, т. 34, вып. 1.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1965, т. 40, № 5, 6.
- Богданов А. А. и др. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1963, № 5.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.

Введенская А. В. Определение полей смещений при землетрясениях с помощью теории дислокации. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1956, № 5.

Вегмани К. Ярусная тектоника и схемы дифференциации горных пород. В сб.: «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ, 1960.

Великославинский Д. А. и др. Геология северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья. «Тр. ЛАГЕД», 1957, вып. 7.

Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. «Тр. ЛАГЕД», 1963, вып. 17.

Виноградов Д. П., Кушев В. Г. Микроструктурные особенности эклогитов. В сб.: «Деформация и структуры докембрийских толщ». Л., «Наука», 1967.

Вишневская И. И., Трусова И. Ф., Филатова Л. И. Петрография Центрального Казахстана, т. 1. «Петрография метаморфических пород докембрия Центрального Казахстана». М., «Недра», 1967.

Вольвовский И. С. и др. Тектоника Туранской плиты. М., «Наука», 1966.

Галдин Н. Е. Послесловие переводчика. В сб.: «Вопросы структурной геологии». М., ИЛ, 1958.

Гейер П. Докембрий Швеции. В сб.: «Докембрий Скандинавии». М., «Мир», 1967.

Гейер П., Магнуссон Н. Железные руды Швеции. В сб.: «Железорудные месторождения мира», т. 2. М., ИЛ, 1955.

Гзовский М. В. О задачах и содержании тектонофизики. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1954, № 3.

Гзовский М. В. Физическая теория образования тектонических разрывов. В сб.: «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинария, ч. III, IV. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Гзовский М. В. Перспективы тектонофизики. В сб.: «Деформация пород и тектоника». М., «Наука», 1964.

Гогель Ж. Основы геотектоники. М., «Мир», 1969.

Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Голивкин Н. И. Железистые кварциты, богатые железные руды Лебединского месторождения КМА и их взаимосвязь. В сб.: «Рудоносность докембрия КМА». М., «Наука», 1969.

Голубовский В. А., Милеев В. С. Структурно-фациальная зональность среднего палеозоя Улутау (Казахстан). «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1971, № 1.

Горлов Н. В. Структура беломорид. Л., «Наука», 1967.

Гришкян Р. И. Основные особенности строения и развития архейских складчатых структур междуречья Тас-Хонку и Курунг-Хоанку. В сб.: «Геология и петрология Алданского щита». М., «Наука», 1967.

Гришкян Р. И. Новые данные о строении и развитии системы докембрийских разломов решетчатого типа на Алданском щите. В сб.: «Вопросы тектоники докембрия континентов». М., «Наука», 1970.

Гусельников В. Н. Опыт структурно-тектонического анализа метаморфических толщ КМА по керну буровых скважин. В сб.: «Геология и полезные ископаемые Курской магнитной аномалии». Калуга, 1967.

Даттон К. Э. О железорудных месторождениях США. В сб.: «Железорудные месторождения мира», т. 1. М., ИЛ, 1955.

Деннис Дж. Международный словарь английских тектонических терминов. М., «Мир», 1971.

Докембрий Восточного Саяна. «Тр. ЛАГЕД», 1962, вып. 18.

Дугова Г. М. и др. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. «Тр. ЛАГЕД», 1959, вып. 8.

Дук В. Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., «Наука», 1967.

Егоров А. С. О структуре толщ железистых кварцитов Коробковского месторождения Курской магнитной аномалии. В сб.: «Железные руды Курской магнитной аномалии». М., Изд-во АН СССР, 1955.

Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд-во ЛГУ, 1953.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд-во ЛГУ, 1959.

Елисеев Н. А. Основы структурной петрологии. Л., «Наука», 1967.

Ержанов Ж. С. и др. Теория складкообразования в земной коре. М., «Наука», 1975.

Железорудные месторождения мира, т. 1, 2. М., ИЛ, 1955.

Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улу-Тау. «Мат-лы по геол. Центр. Казахстана», т. 3. Изд-во МГУ, 1961.

Зайцев Ю. А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане. В сб.: «Орогенетические пояса». М., «Наука», 1968.

- Зайцев Ю. А., Кабанов Ю. Ф. О вариссийском развитии Джезказганской и Тенизской внутренних впадин. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1966, № 2.
- Зайцев Ю. А. и др. О возрасте гранитов и гранито-гнейсов Карсакапского поднятия (Центр. Казахстана). «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1968, № 6.
- Зайцев Ю. А. и др. Основные черты строения докембрия Улутау. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1965, т. 15, вып. 6.
- Зайцев Ю. А., Филатова Л. И. Новые данные о строении докембрия Улутау (в связи с разработкой единой стратиграфической схемы докембрия Центр. Казахстана). В сб.: «Вопросы геологии Центр. Казахстана», Изд-во МГУ, 1971.
- Зайцев Ю. А., Хераскова Т. Н. Строение и условия накопления верхних докембрийских толщ восточного крыла Байконурского синклинория. В сб.: «Вопросы геологии Центр. Казахстана», Изд-во МГУ, 1971.
- Казаков А. Н. Методическое руководство по динамическому анализу микро структурных ориентировок карбонатов. Л., «Наука», 1967.
- Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной формации Киев, «Наука», 1965.
- Каляев Г. И. и др. Стратиграфия вмещающих пород и структура Мариупольского железорудного месторождения. «Геол. руд. месторожд.», 1968, № 4.
- Клоос Э. Линейность. В сб.: «Вопросы структурной геологии». М., ИЛ, 1958.
- Клоос Э. Деформация оолитов в складке Южных гор Мериленд. В сб.: «Вопросы структурной геологии». М., ИЛ, 1958.
- Книппер А. Л. Тектоника Байконурского синклинория. «Тр. ГИН АН СССР», 1963, вып. 90.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. «Тр. ЛАГЕД», 1963, вып. 16.
- Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. М., «Недра», 1969.
- Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центр. Казахстана. «Тр. ГИН АН СССР», 1950, вып. 108.
- Кропоткин П. Н. Элементарные структуры, их классификация и терминология. В сб.: «Методы изучения тектонических структур», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Крупенников В. А. Закономерности размещения урановых руд на месторождениях, залегающих среди углисто-кремнистых сланцев и известняков. «Геол. руд. месторожд.», 1969, № 4.
- Крылова М. Д. О роли дифференциальных тектонических движений при формировании докембрийских структур Алдана. «Тр. ЛАГЕД», 1960, вып. 9.
- Кузнецов Б. И. Значение будинажа для оценки интенсивности тектонических деформаций (на примере беломорского комплекса). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1969, № 7.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Куклей Л. Н. Пример наложения складчатостей в беломорском комплексе (Кольский полуостров). «Геотектоника», 1971, № 2.
- Лебедева Н. Б. Опыт моделирования складчатой зоны. «Сов. геол.», 1966, № 2.
- Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. М., «Наука», 1965.
- Маракушев Л. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
- Марков М. С. Тектоника южной части Карсакапского синклинория. «Тр. АН СССР», 1962, вып. 72.
- Мармо В. Железные руды Финляндии. В сб.: «Железорудные месторождения Мира», т. 2. М., ИЛ, 1955.
- Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Милеев В. С. Условия формирования складчатой структуры протерозойского Майтубинского антиклинория (Центр. Казахстана). «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1967, № 6.
- Милеев В. С. Механизм образования протерозойского Майтубинского антиклинория (Центр. Казахстана). В сб.: «III научная отчетная конференция геол. факультета МГУ. (Тез. докл.)». Изд. МГУ, 1968.
- Милеев В. С. Генезис некоторых типов В-линейности в складчатых структурах. В сб.: «IV научная отчетная конференция геол. факультета МГУ. (Тезисы докладов)». Изд. МГУ, 1969.
- Милеев В. С. Тектонические условия формирования складчатой структуры протерозойского Майтубинского антиклинория (Центр. Казахстана). «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1969, № 6.
- Милеев В. С. Линейность и растяжение в складчатой структуре. ДАН СССР, 1970, т. 192, № 4.

Милеев В. С. К вопросу об использовании ориентировок галек метаморфизованных конгломератов для палеогеографических построений (автор. докл.). «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1971, т. 46, вып. 4.

Милеев В. С. Механизмы образования складчатости продольного расплющивания (автор. докл.). «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1971, т. 46, вып. 4.

Милеев В. С. Кинематическая природа метаморфогенной складчатости (на примере протерозойского Майтубинского антиклинория). В сб.: «Вопросы геологии Центр. Казахстана», Изд-во МГУ, 1971.

Милеев В. С. Использование будинажа для оценки величины деформации. В сб.: «VI научная отчетная конференция геол. факультета МГУ. (Тез. докл.)». Изд. МГУ, 1971.

Милеев В. С. К вопросу о развитии будинажа и его использования для оценки величины деформации. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1973, № 5.

Милеев В. С. Будинаж как индикатор интенсивности и условий складкообразования. ДАН СССР, 1974, т. 214, № 2.

Михайлов А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Михайлов А. Е. Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Центр. Казахстана. М., «Наука», 1969.

Муди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника. В сб.: «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ, 1960.

Некрасов В. М. Сравнительная характеристика структурных условий локализации свинцово-цинкового оруднения в деформированных пластичных толщах. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1967, № 7.

Павлова Т. Г. Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Южном Улуту. «Тр. ГИН АН СССР», 1964, вып. 101.

Паталаха Е. И. Оценка степени деформированности складчатых толщ. В сб.: «Тектоника и динамометаморфизм палеозоя Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1967.

Паталаха Е. И. Экспериментальное воспроизведение кливажа на эквивалентном материале. ДАН СССР, 1968, т. 181, № 4.

Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, «Наука», 1970.

Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1950, № 4.

Петров А. И. Древние разломы восточной части Балтийского щита и движения по ним. ДАН СССР, 1970, т. 191, № 2.

Питчер У. С. Общий обзор проблемы. В сб.: «Природа метаморфизма». М., «Мир», 1967.

Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.

Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М., «Мир», 1970.

Рубие К. и др. Иматакское железорудное месторождение. В сб.: «Железорудные месторождения мира», т. 1. М., ИЛ, 1955.

Рутланд Р. Избыточное тектоническое давление. В сб.: «Природа метаморфизма». М., «Мир», 1967.

Сапожников Л. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны. «Тектоника СССР», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1948.

Семененко Н. П. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений, т. 1. Киев, 1946.

Ситтер Л. У. Структурная геология. М., ИЛ, 1960.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969.

Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. «Геол. руд. месторождений», 1970, № 6.

Сорский А. Л. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. «Тр. Геофиз. ин-та АН СССР», 1952, № 18 (145).

Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969.

Структурная геология рудных месторождений Канады. М., «Мир», 1964.

Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. «Тр. ЛАГЕД», 1954, вып. 4.

Судовиков Н. Г. Будинаж и его значение в петрологии. «Тр. ЛАГЕД», 1957, вып. 7.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.

Тектоника Европы. М., «Наука» — «Недра», 1964.

Тектоника Евразии. М., «Наука», 1967.

Теоретические основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых, т. 1. Под ред. В. И. Крейтера. М., «Недра», 1968.

Тернер Ф., Григгс Д., Хэд Х. Эксперименты по деформации кристаллов кальцита. В сб.: «Вопросы структурной геологии». М., ИЛ, 1958.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.

Тохтуев Г. В. Структуры будинажа и их роль в локализации оруденения (на примере Украинского щита и некоторых других регионов). Киев, «Наука», 1967.

Тохтуев Г. В. Генетические типы и механизм образования структур будинажа. «Геотектоника», 1969, № 1.

Трущелев М. Г., Илларионов А. А. Контролирующие факторы в размещении богатых железных руд Михайловского месторождения. В сб.: «Рудоносность докембрия КМА». М., «Наука», 1969.

Тентон Т. Л. Железные руды Канады. В сб.: «Железорудные месторождения Мира», т. 1. М., ИЛ, 1955.

Ферберн Г. В. Структурная петрология деформированных пород. М., ИЛ, 1949.

Филатова Л. И. Докембрий Улутау. Изд-во МГУ, 1962.

Филиппович И. З. Гранитоидные и гранитогнейсовые комплексы Южного Улутау. В сб.: «Вопр. геол. Центр. Казахстана». Изд-во МГУ, 1971.

Флинн Д. Деформация при метаморфизме. В сб.: «Природа метаморфизма». М., «Мир», 1967.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.

Хаин В. Е. Главнейшие этапы и некоторые общие закономерности развития земной коры. В сб.: «Деформация пород и тектоника». М., «Наука», 1964.

Хаст Н., Нильсон Т. Напряжение в массивах пород и их изучение в естественных условиях и на моделях. В сб.: «Проблемы инженерной геологии», вып. 4. М., «Мир», 1967.

Хиллс Е. Ш. Элементы структурной геологии. М., «Недра», 1967.

Хлестов В. В. Значение неравносторонних давлений при метаморфизме. В сб.: «Проблемы петрологии и генетической минералогии». М., «Наука», 1969.

Ходжсон Д. Х. Движение земной коры по сейсмическим данным. В сб.: «Дрейф континентов. Горизонтальное движение земной коры». М., «Мир», 1966.

Чайкин С. И. Закономерности размещения месторождений богатых железных руд Курской магнитной аномалии. «Геол. руд. месторожд.», 1969, № 5.

Чебаненко И. И. Схема разломной тектоники Украины. ДАН СССР, 1966, т. 167, № 2.

Чесноков С. В. Ларинский и Миасский гнейсовые купола Восточно-Уральского антиклинория и их эволюция. Автореф. дисс. М., 1967.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификации фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам». М., Изд-во АН СССР, 1955.

Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 5.

Шатский Н. С. Осадочные формации. «Избранные труды», т. 3. М., «Наука», 1965.

Шатский Н. С., Богданов А. А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Шер С. Д. К вопросу о тектонике Бодайбинского синклинального погружения и влияние некоторых ее элементов на локализацию золотоносности. «Тр. ЦИИГРИ», 1961, вып. 38.

Шлыгин Е. Д. Успехи геологического изучения Казахстана за 25 лет. Итоги изучения стратиграфии (раздел допалеозой). «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1945, вып. 6—7.

Штрейс Н. А. Основные черты стратиграфии докембрия Центр. Казахстана. «Тр. совещ. по унификации стратиграфич. схем. допалеозой и палеозой Вост. Казахстана», т. 1. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Шульдинер В. И. Геология и петрология архея Могочинского антиклинория в Забайкалье. М., «Наука», 1969.

Эз В. В. О роли изоклинальной складчатости в структуре беломорид. «Геотектоника», 1967, № 3.

Эз В. В. Особенности методики изучения структуры высокометаморфизованных комплексов. «Сов. геол.», 1967, № 11.

Эз В. В. Особенности складчатой структуры ультраметаморфических толщ на примере беломорского комплекса Балтийского щита. В сб.: «Геология докембрия». М.—Л., «Наука», 1968.

Эз В. В. Существуют ли складки скалывания и складки волочения? «Геотектоника», 1969, № 3.

Эз В. В. Особенности структуры метаморфических толщ. В сб.: «Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ». М., «Недра», 1970.

Anderson E. M. The Dynamic of Faulting. (2 edition). Edinburgh, 1951.

- Armstrong R. L., Hausen E. Cordilleran infrastructure in the eastern Great Basin. «Amer. J. Sci.», 1966, vol. 264, No. 2.
- Berthelsen A. Geology of Tovgussap Nunâ, part II. København, 1960.
- Broughton J. B. Comparison of pre-Cambrian and Paleozoic structures in northwestern New Jersey. Baltimore, 1940.
- Cloos E. The application of recent structural methods in the interpretation of the crystalline rocks of Maryland. «Maryland Geol. Surv.», 1937, vol. 13.
- Cloos E. Boundinage. «Trans. Amer. Geophys. Union», 1947, vol. 28.
- Flinn D. On folding during three dimensional progressive deformation. «Q. J. Geol. Soc.», London, 1962, vol. 118.
- Hadley J. B. Stratigraphy, structure and petrology of the Mt. Cube area, New Hampshire. «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1942, vol. 53.
- Hausen E., Scott W. H., Stanley R. S. Reconnaissance of slipline orientation in parts three mountain chains. «Carnegie Inst. Washington. Year Book», 1965—1966.
- Hast N. The state of stress in the upper part of the earth's crust. «Engineering Geol.», 1967, vol. 2, No. 1.
- Hodgson J. H. Nature of faulting in large earthquakes. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1957, vol. 68, No. 5.
- Oftedahl L. Deformation of quartz conglomerates in Central Norway. «J. Geol.», 1948, vol. 56.
- Ramberg H. Natural and experimental boundinage and pinch- and swell structures. «Geol. J.», 1955, vol. 63, No. 6.
- Sander B. Zur petrographisch—tectonischen analyse III. «Jahrb. d. B. A.», 1926, Bd. 76.
- Sander B. Gefügekunde der Gesteine. Wein, 1930.
- Sitter L. U. Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. «Geol. en Mijnbouw», 1958, No. 8.
- Sitter L. U., Zwart H. J. Tectonic development in supra- and infrastructure of a mountain chain. «Rept. XXI sess. Int. Geol. Congr.», 1960.
- Strand T. Structural Petrology of the Bydgin Conglomerate. «Norsk. Geol. Tidsskr.», 1945, vol. 24, h. 1—2.
- Turner F. J., Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites. Berkeley, 1963.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Значения азимутов и углов падения трещин и осей главных нормальных

Номера точек наблюдений трещиноватости	Порода	Слоистость, сланцеватость I рода, гнейсовидность		Этапы			
				I этап—складчатость			
				сколы			
				северо-западные левосдвиговые		северо-восточные правосдвиговые	
				аз.пд.: угол	%	аз.пд.: угол	%

Кособинский

30	Окварцованные мраморы	114:52	1,5	255:83	6,5	6:78	13
32	Бластосаммитовые сланцы	167:35	8,5	56:66	7,0	148:82	3,5
33	»	283:47	13,5	214:77	5,0	0:90	14
34	Окварцованные мраморы	234:26	3,5	43:56	11	162:82	7,0
40	Зеленые сланцы	296:30	13	78:90	10,5	45:72	4,5
41	»	295:20	21	64:56	13,0	151:56	7,0
42	Мраморы	292:64	9,0	70:45	9,0	4:90	6,5
43	Бластосаммитовые сланцы	60:16	16	353:90	7,0	303:80	7,0
44	Окварцованные мраморы	322:10	4,5	23:90	10	86:90	8,0
45	»	147:46	7,0	242:84	6,0	300:65	5,0
46	»	284:33	9,0	74:60	7,0	6:90	6,5
47	Бластосаммитовые сланцы	63:42	9,0	230:62	6,0	288:68	7,0
50	Порфиroidы	26:48	13,0	258:80	6,5	288:82	7,0
51	Бластосаммитовые сланцы	334:18	11,5	64:90	7,0	161:72	5,5
53	Порфиroidы	310:46	9,5	264:78	9,0	158:64	6,5
54	Бластосаммитовые сланцы	306:40	7,0	180:78	7,5	102:80	6,5
60	Порфиroidы	70:45	4,5	241:70	8,0	308:65	8,0
61	»	340:16	3,5	6:70	9,0	276:80	5,5
63	Кварцитовые сланцы	165:55	11,0	66:75	7,0	300:76	5,5
64	Порфиroidы	156:50	2,5	229:78	8,0	324:76	7,5
65	»	78:44	0,5	226:80	11,5	342:90	5,0

Карасиринский

5	Бластосаммитовые кварциты	297:30	11	238:86	9,0	170:78	4,0
7	»	270:25	13	187:80	6,5	332:77	13
11	»	144:40	12,5	77:80	5,0	214:77	5,0
13	Бластосаммитовые кварциты	155:85	9,0	58:70	6,0	173:78	12,0
14	»	138:80	6,5	22:90	5,0	263:90	7,0
16	Полевешлатовые кварциты	29:66	7,0	168:80	6,0	104:80	4,0
18	Кварциты	70:60	5,0	182:90	4,0	147:90	11,0
20	Бластосаммитовые кварциты	103:60	3,0	205:66	13,0	335:63	9,0
21	Кварциты	76:77	15,5	12:90	6,5	342:82	4,5
22	»	282:40	16,0	39:56	12,0	144:74	4,0
23	Порфиroidы	310:50	2,0	32:56	11,0	324:90	7,0
25	Бластосаммитовые кварциты	288:59	2,5	212:80	4,0	314:80	6,0
26	Порфиroidы	300:50	10	266:90	7,5	354:90	5,5
27	»	78:27	9,5	203:80	5,0	352:88	14,0

Колдыбайшокинский

70	Порфиroidы	178:17	15	24:88	7,0	337:83	5,0
71	»	236:52	7,0	6:78	6,0	134:70	4,0
72	Бластосаммитовые кварциты	244:40	13,5	0:70	4,5	336:88	6,0
73	Порфиroidы	230:26	4,0	178:90	13,0	85:85	5,0
74	»	243:35	10	180:78	10,0	320:60	5,0
75	Полевешлатовые сланцы	273:66	9,0	43:75	5,0	151:69	5,5
76	Порфиroidы	246:20	7,0	56:84	12,5	134:68	6,0
77	»	135:12	15	60:79	5,0	156:86	12
78	Мраморы	243:78	5,0	2:79	7,5	148:84	8,5

напряжений в протерозойском Майтубинском антиклинории

деформации							
продольного горизонтального расплющивания					II этап — сводовое поднятие		
осепоперечный отрыв		главные нормальные напряжения			осепродольный отрыв		максимальное главное нормальное напряжение
		максимальное	среднее	минимальное			
аз.пд. : угол	%	аз.пд. : угол	аз.пд. : угол	аз.пд. : угол	аз.пд. : угол	%	аз.пд. : угол

участок

56:62	5,5	220:2	324:74	130:15	314:24	5,0	134:66
193:80	90	190:8	81:64	287:24	108:84	3,5	288:6
20:70	2,5	16:6	268:70	110:20	—	—	—
13:85	5,0	190:14	80:50	293:36	—	—	—
59:80	4,0	242:9	350:60	148:28	302:84	6,0	122:6
354:70	4,5	196:6	96:52	292:36	111:64	1,5	291:26
28:66	4,5	210:25	96:42	323:36	146:55	3,5	326:35
340:80	2,5	151:4	259:76	59:12	59:80	20,0	239:10
335:75	10	326:0	0:90	56:90	62:75	5,5	242:15
12:80	5,0	190:22	331:61	98:18	—	—	—
48:82	4,5	217:16	96:58	317:24	130:80	3,5	310:10
325:75	7,0	342:16	230:62	82:32	260:44	3,5	80:46
175:60	4,0	2:4	256:80	93:9	—	—	—
195:78	5,0	22:12	156:72	290:12	112:80	4,5	292:10
54:90	8,5	34:30	194:66	299:8	125:72	2,5	305:18
64:90	5,0	50:3	149:76	320:14	140:74	4,5	320:16
186:70	5,5	184:4	286:62	92:26	270:60	5,5	90:30
53:83	3,5	233:6	340:68	140:21	148:75	4,5	228:15
354:70	4,0	186:29	2:61	96:1	—	—	—
11:78	4,0	186:2	283:70	96:20	276:58	6,0	96:32
26:80	4,5	14:6	251:78	105:10	120:86	3,0	300:4

участок

211:76	5,5	25:10	174:78	293:5	108:32	4,5	288:8
—	—	169:2	260:57	78:32	—	—	—
—	—	53:1	149:62	332:27	—	—	—
39:90	3,0	205:4	106:61	299:26	—	—	—
240:70	13,0	54:0	0:90	324:0	—	—	—
142:90	5,0	322:12	133:78	229:26	—	—	—
—	—	342:0	0:90	252:0	—	—	—
95:90	4,0	179:4	272:42	89:47	—	—	—
355:80	4,0	177:3	281:74	84:14	—	—	—
15:76	4,0	178:10	74:52	276:36	130:52	4	310:38
354:70	3,0	174:20	276:88	54:54	80:67	4	260:23
340:80	3,5	174:0	266:74	84:14	260:70	7	80:20
204:90	10,0	21:0	0:90	111:0	—	—	—
190:78	3,5	10:2	265:70	100:15	272:68	4	92:22

участок

4:88	7,0	180:5	321:83	90:5	103:80	4,0	283:10
156:90	2,0	340:4	78:56	246:33	74:36	4,0	254:54
350:90	5,0	168:10	62:52	266:35	98:52	5,0	178:38
—	—	312:2	88:85	220:3	—	—	—
342:80	3,0	162:9	260:40	62:48	—	—	—
4:77	3,0	8:3	105:60	277:30	124:71	3,5	204:71
174:75	4,0	8:12	134:68	273:17	—	—	—
—	—	197:4	98:78	290:12	113:64	5,0	293:26
346:78	4,0	164:1	70:63	256:26	68:80	6,0	248:10

Номера точек наблюдений трещиноватости	Порода	Слоистость, сланцеватость I рода, гнейсовидность		Этапы			
				I этап—складчатость			
				сколы			
				северо-западные левосдвиговые		северо-восточные правосдвиговые	
		аз.п.д. : угол	%	аз.п.д. : угол	%	аз.п.д. : угол	%

Тумурзинский

82	Кварциты	78:36	8,0	302:90	12,5	33:78	4,0
83	»	60:30	10,0	135:90	9,0	347:80	14,0
84	Порфиroidы	16:25	11,0	274:84	17,5	170:70	5,0
85	Кварциты	63:18	14,0	270:76	6,0	143:90	9,0
86	Порфиroidы	60:28	23,0	184:78	6,5	316:76	4,5
87	Кварциты	52:40	4,5	264:68	5,5	170:66	5,0
89	Порфиroidы	61:48	1,5	197:73	8,0	324:76	9,0
90	Бластосаммитовые кварциты	28:36	10,0	267:65	7,5	170:68	5,0
91	»	324:50	4,5	164:70	5,5	115:78	4,0
92	»	25:40	8,0	83:60	4,0	172:75	4,0
93	»	20:54	4,0	185:66	8,0	130:74	4,0
94	Порфиroidы	55:29	10,0	200:73	6,5	159:77	5,0
95	Бластосаммитовые кварциты	55:20	12,5	190:85	5,0	130:80	8,0
97	»	70:36	9,0	278:73	3,0	348:83	5,0
98	»	60:22	10,0	271:68	5,5	197:80	7,0
98a	»	268:7	7,0	48:90	4,5	302:80	5,5
100	»	115:18	8,0	248:74	7,5	25:66	5,0
101	Порфиroidы	123:23	11,5	20:74	12,0	122:84	6,0
176	Бластосаммитовые кварциты	40:44	6,0	50:65	6,5	323:85	5,0
177	Граниты	44:85	4,0	34:90	8,5	323:74	4,5
183	»	58:75	4,0	53:75	7,0	314:74	5,0
188	Гнейсы	355:30	0,5	43:84	5,0	352:63	7,0
191	»	62:67	0,5	38:53	7,5	306:84	13,5
194	»	54:73	6,0	19:82	5,0	302:84	8,5
195	Бластосаммитовые кварциты	96:40	3,5	208:79	5,0	310:64	7,0
196	»	87:20	2,0	20:85	6,0	128:90	9,0
197	Порфиroidы	136:60	0,5	69:58	5,5	162:90	5,0
198	Гранитогнейсы	67:77	1,5	48:67	4,5	126:90	9,0
199	Гнейсы	56:83	6,0	54:75	8,5	336:65	12,0
200	Граниты	50:47	4,0	64:79	5,0	332:75	6,0
201	Порфиroidы	111:32	0,5	242:76	5,0	326:80	10,0

Бесторауский

178	Порфиroidы	263:50	6,5	49:80	6,0	166:70	10,5
179	Порфиритоиды	50:30	4,5	47:72	7,0	118:68	11,5
180	»	85:67	1,5	50:82	10,0	159:73	13,5
181	Порфиroidы	100:32	0,0	49:80	10,0	320:80	8,5
182	»	90:22	6,5	66:90	7,0	104:80	6,5

Дюсембайский

215	Амфиболовые сланцы	54:58	4,0	344:66	5,0	270:78	4,0
221	Гнейсы	46:46	9,0	168:90	12,0	86:90	7,0
223	Бластосаммитовые кварциты	75:42	8,0	40:80	4,5	315:60	4,0
329	Конгломератовые сланцы	68:68	5,0	185:80	9,0	305:74	4,5
330	Графитовые кварциты	80:58	3,0	193:62	4,0	312:70	4,0
331	Кварциты	74:76	5,5	10:74	6,0	335:90	9,0
332	Графитовые кварциты	115:32	0,0	240:68	5,0	5:85	5,0
333	Кварциты	66:52	3,5	150:58	5,5	302:61	10,0
334	Бластосаммитовые кварциты	124:30	2,0	60:90	10,0	330:76	5,5

деформация							
продольного горизонтального расплющивания					II этап — сводовое поднятие		
осепоперечный отрыв		главные нормальные напряжения			осепродольный отрыв		максимальное главное нормальное напряжение
		максимальное	среднее	минимальное			
аз.пд. : угол	%	аз.пд. : угол	аз.пд. : угол	аз.пд. : угол	аз.пд. : угол	%	аз.пд. : угол

участок

—	—	258:8	32:78	167:8	3:70	3,0	183:20
68:80	1,5	242:19	50:70	152:3	332:90	4	152:0
—	—	45:20	200:68	311:8	127:90	1,5	307:0
213:80	4,0	24:16	232:72	118:7	302:82	6,0	122:8
168:80	6,0	160:2	252:60	70:30	243:55	3,0	63:35
—	—	40:32	215:58	307:2	106:80	3,5	286:10
163:83	2,0	348:3	256:60	82:30	256:80	2,5	76:10
215:50	3,0	40:34	222:56	131:1	290:73	6,0	110:17
142:73	4,0	52:10	172:70	318:16	216:80	2,5	36:10
—	—	218:2	120:65	309:25	135:73	5,0	315:17
158:90	4,0	336:22	181:66	70:9	—	—	—
174:80	6,0	1:16	200:73	90:50	307:77	6,0	27:13
—	—	342:8	126:80	250:5	—	—	—
258:45	3,0	42:8	287:72	136:15	135:78	3,0	315:12
222:68	4,0	53:19	264:68	146:10	333:90	5,0	153:0
—	—	84:0	318:83	175:0	170:76	3,0	350:13
—	—	227:4	323:44	135:45	306:78	4,0	26:12
348:90	1,5	160:5	63:71	252:17	245:85	4,0	65:5
180:70	4,5	143:19	44:65	280:14	122:75	4,0	302:15
352:77	12,5	180:8	305:74	88:12	—	—	—
0:90	4,0	183:23	2:66	93:1	—	—	—
12:82	6,5	200:18	324:60	102:23	302:84	3,0	122:6
—	—	167:28	32:53	270:20	93:78	2,0	273:12
172:86	4,0	161:8	352:82	250:1	71:74	8,0	251:16
3:90	5,5	168:8	277:60	75:28	—	—	—
162:83	8,0	164:2	37:84	254:4	72:67	6,0	252:23
206:78	8,0	201:20	76:58	301:22	—	—	—
343:78	8,0	174:18	34:66	268:14	100:52	5,0	280:38
—	—	191:26	357:64	99:6	100:71	5,0	280:29
16:82	7,0	198:14	10:72	108:1	290:76	3,0	180:23
26:76	10,5	14:2	273:74	108:32	286:82	4,5	106:8

участок

186:80	10,0	20:4	121:83	286:26	—	—	—
175:87	7,0	354:4	94:66	265:24	—	—	—
32:84	6,0	14:4	121:70	284:20	112:65	4,5	292:29
356:90	11,5	184:14	4:76	93:0	277:76	8,0	97:14
14:80	12,0	34:6	157:80	292:7	282:79	11	102:11

участок

305:45	3,0	130:24	332:65	224:8	206:85	3,5	26:5
124:86	4,0	307:0	0:0	37:0	22:72	7,0	202:18
—	—	182:27	329:60	84:16	252:52	3,0	72:38
166:80	11,0	155:3	254:64	64:26	—	—	—
340:70	4,5	340:4	247:48	75:41	230:54	3,5	50:36
160:84	14,5	173:8	65:64	267:25	—	—	—
46:80	4,0	212:10	194:61	126:28	—	—	—
318:80	5,0	315:1	226:22	50:68	27:79	3,0	207:11
24:90	3,5	195:10	331:76	105:10	292:82	8,0	112:8

Номера точек наблюдений трещиноватости	Порода	Слонистость, сланцеватость I рода, гнейсовидность		Этапы			
				I этап—складчатость			
				склолы			
				северо-западные левосдвиговые		северо-восточные правосдвиговые	
		аз.пд.: угол	%	аз.пд.: угол	%	аз.пд.: угол	%
335	Бластосаммитовые кварциты	148:58	2,0	359:79	9,0	270:59	13,0
336	Порфириоиды	126:30	5,0	66:65	4,5	5:82	14,5
337	»	82:80	5,5	23:85	13,0	316:82	5,5
338	Бластосаммитовые кварциты	85:65	5,0	214:75	4,0	307:56	17
339	Порфириоиды	137:22	6,0	235:80	4,0	294:78	8,0
342	Конгломератовые сланцы	272:72	2,0	30:85	8,0	335:76	6,0

Насымбайский

137	Гранитогнейсы	56:90	8,0	200:75	4,0	124:74	4,5
202	»	70:62	5,5	206:74	4,0	342:82	11,0
203	»	267:70	4,0	52:68	6,0	348:75	3,5
204	Очковые биотитовые гнейсы	255:84	5,0	56:75	3,5	335:75	6,5
205	Гранитогнейсы	80:87	1,5	194:75	7,5	340:75	7,5
206	Гнейсы	52:90	5,0	198:74	11,5	296:58	6,5
207	»	44:63	0,0	20:82	5,0	143:90	3,5
208	Биотитовые очковые гнейсы	342:88	1,0	35:76	4,5	75:83	6,0
209	Гнейсы	52:60	6,5	204:80	4,5	134:90	5,0
210	Гранитогнейсы	104:85	3,5	27:90	8,0	126:90	6,0
211	Гнейсы	87:79	4,0	245:80	6,5	330:74	4,0

Соотношение трещиноватости интрузивных массивов,

Номера точек наблюдения трещиноватости	Порода	Первичная плоскопараллельная ориентировка в интрузиве	Прототектонические					
			L		S		Q	
			аз.пд. : угол	%	аз.пд. : угол	%	аз.пд. : угол	%

Среднепротерозойские граниты Жаункарский

5	Кварциты	—	—	—	—	—	—	—	—
6	Граниты	—	126:20	2,5	68:66	2,5	310:64	4,5	—
7	Кварциты	—	—	—	—	—	—	—	—
8	Граниты	—	—	—	40:80	10,5	316:90	6,0	—
11	Кварциты	—	—	—	—	—	—	—	—
12	Граниты	—	—	—	44:90	6,0	329:80	4,5	—
16	Полевцошпатовые кварциты	—	—	—	—	—	—	—	—
16a	Граниты	—	238:83	6,5	—	—	340:90	10,5	—
19	»	—	260:26	2,0	50:67	4,0	110:70	18,0	—
20	Кварциты	—	—	—	—	—	—	—	—
24	Граниты	—	255:28	2,0	15:70	7,5	130:66	2,5	—
25	Кварциты	—	—	—	—	—	—	—	—

деформации								
продольного горизонтального расплющивания					II этап — сводовое поднятие			
осепоперечный отрыв		главные нормальные напряжения			осепродольный отрыв		максимальное главное нормальное напряжение	
		максимальное	среднее	минимальное				
аз.пд.: угол	%	аз.пд.: угол	аз.пд.: угол	аз.пд.: угол	аз.пд.: угол	%	аз.пд.: угол	
—	—	167:18	290:68	69:25	60:81	5,0	240:9	
—	—	212:18	78:65	309:17	324:62	2,5	144:28	
176:80	5,5	169:5	333:82	78:8	—	—	—	
183:70	6,0	178:14	283:54	74:43	—	—	—	
166:90	6,0	180:1	273:76	90:14	275:78	6,0	95:12	
4:85	7,0	185:11	320:75	90:10	90:80	1,5	270:10	

участок

150:80	4,0	344:20	162:71	254:1	72:90	7,0	252:0
—	—	4:4	268:60	96:30	264:80	3,5	84:10
26:90	4,5	199:22	38:68	292:6	307:75	4,0	127:15
16:64	4,0	195:20	17:72	105:0	285:70	4,5	105:20
—	—	358:0	270:48	86:42	—	—	—
355:80	5,5	160:20	266:54	65:34	—	—	—
0:65	6,5	170:4	59:80	260:8	270:90	6,0	90:0
135:72	7,0	145:10	14:74	236:12	—	—	—
197:85	—	347:6	223:79	77:10	265:80	4,0	85:10
168:70	6,0	346:0	0:90	76:0	265:84	3,0	85:6
202:75	10,0	198:4	303:73	106:18	—	—	—

Приложение II

вмещающих и перекрывающих метаморфических пород

системы трещин		Тектонические системы трещин во вмещающих и перекрывающих метаморфических породах (см. приложение I) и в интрузивных массивах									
угол между системами		слоистость, сланцеватость I рода		левосдвиговые (преимущ. северо-западные)		правосдвиговые (преимущ. северо-восточные)		осепоперечные		осепродольные	
L, S L, Q S, Q											
в градусах		аз.пд. : угол	%	аз.пд. : угол	%	аз.пд. : угол	%	аз.пд. : угол	%	аз.пд. : угол	%

жаункарского комплекса массив

—	—	—	297:30	11,0	238:86	9,0	170:78	4,0	211:76	5,5	108:72	4,5
116	68	78	—	—	197:78	7,5	166:70	7,0	—	—	—	—
—	—	—	270:25	13,0	187:80	6,5	332:77	13,0	—	—	—	—
—	—	95	—	—	12:90	10,0	316:90	6,0	—	—	—	—
—	—	—	144:40	12,5	77:80	5,0	214:77	5,0	—	—	—	—
—	—	76	100:56	5,0	100:56	5,0	24:90	11,0	—	—	—	—
—	—	—	29:66	7,0	168:80	6,0	104:80	4,0	142:90	5,0	—	—
—	—	—	—	—	174:80	10,0	—	1,0	—	4,0	—	—
86	90	124	—	7,0	—	2,0	341:90	4,0	—	—	—	—
—	—	—	103:60	3,0	205:66	13,0	335:63	9,0	95:90	4,0	—	—
96	95	80	—	1,5	72:42	6,0	306:90	8,0	344:65	8,5	253:74	2,5
—	—	—	288:59	2,5	212:80	4,0	314:80	6,0	340:80	3,5	260:70	7,0

Номера точек наблюдения трещиноватости	Порода	Первичная плоскопараллельная ориентировка в интрузиве	Прототектонические					
			L		S		Q	
			аз. пд. : угол	%	аз. пд. : угол	%	аз. пд. : угол	%

Северо-Сары

82	Кварциты	—	—	—	—	—	—	—	—
82a	Граниты	—	—	—	295:90	6,5	12:81	12	—
99	»	—	17:11	6,0	65:66	6,5	7:62	6,0	—
100	Кварциты	—	—	—	—	—	—	—	—

Позднепротерозойский Карсак

185	Лейкократовые сиениты	115:40	—	1,5	13:72	9,5	255:62	5,0	—
186	»	154:68	174:80	11,5	266:80	5,0	0:3	1,0	—
187	Гастингситовые сиениты	—	126:82	10,0	239:60	4,0	32:48	3,5	—
188	Гнейсы	—	—	—	—	—	—	—	—
189	Лейкократовые сиениты	275:70	283:87	7,0	354:90	13	252:6	13	—
190	Гастингситовые сиениты	—	250:70	3,5	354:85	8,5	90:20	1,5	—
191	Гнейсы	—	—	—	—	—	—	—	—
192	Лейкократовые сиениты	15:64	10:50	11,5	283:83	9,5	—	—	—
193	Гастингситовые сиениты	217:88	25:70	8,0	130:60	7,0	300:36	5,5	—
194	Гнейсы	—	—	—	—	—	—	—	—

Значение азимутов и углов падения трещин и осей главных нормальных

Номера точек наблюдения трещиноватости	Порода	Склонность		Этапы де									
				I этап — складчатость продольного горизонтального расплющивания									
				сколы				осепопечный отрыв		главные нормальные напряжения			
		левосдвиговые, преимуществ. северо-западные		правосдвиговые, преимуществ. северо-восточные		максимальное				среднее		минимальное	
		аз. пд. : угол	%	аз. пд. : угол	%	аз. пд. : угол	%	аз. пд. : угол	%	аз. пд. : угол	аз. пд. : угол	аз. пд. : угол	
Белеутинский													
155	Порфиронды	259:20	0	62:52	9,0	326:85	10,0	5:75	3,0	185:32	49:47	289:22	
156	»	230:13	0,5	47:77	9,0	341:83	13,5	198:22	2,5	194:12	38:77	285:77	
157	»	241:82	2,0	22:60	8,0	318:82	6,5	—	—	169:22	34:60	267:20	
158	»	261:85	0,5	38:62	4,0	139:85	5,0	182:78	7,5	176:15	59:60	274:25	
159	Филлиты	250:85	3,5	12:75	4,0	325:80	6,5	180:80	4,0	172:14	12:64	259:6	
161	»	225:40	2,5	123:72	5,0	160:84	5,5	138:85	3,5	324:13	84:67	228:20	
162	»	186:43	0,5	46:64	4,5	147:62	3,5	354:68	5,0	8:2	100:61	276:40	
171	Биотито-кварцевые сланцы	87:48	4,0	242:53	3,0	357:85	6,5	207:50	7,5	26:19	274:48	130:36	

системы трещин			Тектонические системы трещин во вмещающих и перекрывающих метаморфических породах (см. приложение I) и в интрузивных массивах									
угол между системами			слоистость, сланцеватость I рода		левосдвиговые (преимущ. северо-западные)		правосдвиговые (преимущ. северо-восточные)		осепоперечные		осеподрольные	
L, S	L, Q	S, Q										
в градусах			аз. пд. : угол	%	аз. пд. : угол	%	аз. пд. : угол	%	аз. пд. : угол	%	аз. пд. : угол	%

сайский массив

—	—	—	78:36	8,0	33:78	4,0	302:90	12,5	—	—	3:70	3,0
—	—	78	—	0,5	—	7,0	295:90	6,5	—	—	12:81	12,0
52	60	128	—	—	—	1,5	33:50	6,0	—	—	292:90	11,5
—	—	—	115:18	8,0	248:74	7,5	25:65	5,0	—	—	306:78	4,0

пайский сениитовый массив

87	95	80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
97	91	100	—	—	—	0,5	—	—	—	0,5	—	2,5
93	77	77	—	—	29:83	5,0	—	—	—	2,0	—	6,0
—	—	—	355:30	0,5	43:84	5,0	352:63	7,0	12:82	6,5	302:84	3,0
78	73	87	67:64	3,0	—	—	122:84	7,0	—	—	—	—
91	98	86	—	0,5	34:61	10,0	312:77	4,5	—	—	—	—
—	—	—	62:67	0,5	38:53	7,5	306:84	13,5	—	—	93:78	2,0
—	84	—	50:80	3,5	—	0,5	—	3,0	333:78	6,0	253:85	4,5
120	90	78	—	0,5	—	3,0	—	0,5	170:75	3,0	—	—
—	—	—	45:73	6,0	19:82	5,0	302:84	8,5	172:86	4,0	71:74	8,0

Приложение III

напряжений в протерозойском Карсакпайском синклинии

формации

II этап—сводное под- нятие				III этап — складчатость продольного вертикального расплющивания								
осепродоль- ный отрыв		максим. нормаль- ное на- пряжение	сколы осепродольные				субгоризон- тальный отрыв		главные нормальные напряжения			
			сланцеватость II рода		взбросовые				макси- мальное	среднее	мини- мальное	
аз. пд. : угол	%	аз. пд. : угол	аз. пд. : угол	%	аз. пд. : угол	%	аз. пд. : угол	%	аз. пд. : угол	аз. пд. : угол	аз. пд. : угол	
участок												
122:68	5,5	302:32	275:53	—	122:68	5,5	72:10	3,0	344:76	203:22	110:8	
118:77	8,0	298:23	250:65	13,0	118:77	8,0	175:35	1,5	359:41	192:50	95:6	
—	—	—	237:90	2,0	157:64	8,5	127:6	4,5	93:66	238:19	332:14	
—	—	—	261:85	—	—	—	125:10	7,5	308:80	—	—	
—	—	—	270:85	—	97:73	4,0	280:25	3,0	22:68	181:22	275:7	
57:77	2,0	237:28	228:86	—	57:74	2,0	132:16	1,0	335:65	140:24	233:6	
83:60	6,0	263:30	0:8	—	208:78	5,0	212:32	1,0	34:4	298:4	204:36	
—	—	—	87:48	4,0	283:65	7,0	—	—	148:76	8:10	276:8	

Номера точек наблюдения трещиноватости	Порода	Слоистость	Этапы де								
			I этап — складчатость продольного горизонтального рас- плющивания								
			сколы				осепопечный отрыв	главные нормальные напряжения			
			левосдвиго- вые, пре- имущ. се- веро-запад- ные		правосдвиго- вые, пре- имуществ. северо- восточные			макси- мальное	сред- нее	мини- мальное	
			аз. пд. : угол	%	аз. пд. : угол	%					
											аз. пд. : угол
аз. пд. : угол	аз. пд. : угол	аз. пд. : угол	аз. пд. : угол	аз. пд. : угол	аз. пд. : угол	аз. пд. : угол	аз. пд. : угол	аз. пд. : угол	аз. пд. : угол		

Аккииксайский

110	Конгломерато- вые сланцы	340:84	0	29:72	5,0	310:62	9,0	332:67	15,5	169:29	332:60	75:8
111	»	84:60	0	30:64	1,5	336:68	5,5	2:66	20,5	182:26	16:63	275:4
112	»	266:35	1,5	16:80	6,0	337:72	5,5	356:70	13,0	178:16	320:71	84:12
113	Порфириониды	90:50	0	197:84	2,5	—	—	334:68	20,0	152:22	280:66	74:30
114	»	250:50	0,5	8:60	3,0	298:50	2,5	335:44	12,0	155:40	320:48	58:8
115	»	87:40	0	346:80	10,0	278:70	8,5	320:68	9,0	132:18	286:70	41:8
116	Железистые кварциты	278:65	2,0	180:78	4,5	310:66	7,5	334:75	12,5	156:6	255:50	60:39
116a	Габбро-диабазы	270:59	9,0	188:78	4,5	306:75	2,5	337:76	2,5	158:1	248:64	68:26
117	Серицит-кварце- вые сланцы	253:80	3,5	32:53	8,0	338:82	16,0	—	—	183:26	58:50	287:29
118	»	137:34	3,5	346:72	6,5	319:82	3,5	334:82	5,5	154:14	33:65	248:22
119	Порфириониды	107:53	5,5	38:60	3,0	324:62	4,0	355:50	8,0	181:36	5:54	272:2
120	»	250:40	0	43:50	3,5	353:82	10,0	20:35	3,0	196:27	75:46	304:32
122	»	145:44	0,5	42:70	3,0	336:45	10,5	10:72	3,0	194:38	334:46	87:22
132	»	269:76	0,5	1:68	3,0	328:83	17,0	345:75	4,0	164:16	45:62	261:23
133	Кварц-серицито- вые сланцы	94:6	13,5	380:55	3,5	338:73	5,0	—	—	164:28	59:28	290:59
135	Порфириониды	110:75	2,5	348:42	8,5	127:70	2,5	325:69	6,0	145:16	48:25	261:60
136	Зеленые сланцы	256:66	1,5	28:60	5,5	146:72	4,0	345:72	4,0	175:10	70:60	271:30
172	Кварциты	108:26	9,0	340:90	4,0	310:70	2,5	—	—	144:11	250:53	48:36
173	Порфириониды	239:84	11,0	357:83	4,0	132:75	2,0	—	—	153:7	58:43	252:47
174	»	130:53	6,0	20:74	4,5	320:44	3,5	353:68	7,0	175:34	306:43	65:27
175	Порфириониды	161:25	12,5	79:60	2,0	48:66	5,5	161:25	3,0	340:11	248:64	68:26

формации

II этап—сводное под- нятие				III этап — складчатость продольного вертикального расплющивания										
осепродоль- ный отрыв			максим. нормаль- ное на- пряжение	сколы осепродольные						субгоризон- тальный отрыв		главные нормальные напряжения		
				сланцеватость II рода		взбросовые						макси- мальное	среднее	мини- мальное
аз. пд. : угол	%		аз. пд. : угол		аз. пд. : угол	%	аз. пд. : угол	%	аз. пд. : угол	%	аз. пд. : угол	аз. пд. : угол	аз. пд. : угол	

участок

264:86	3,0	84:4	72:74	0,5	294:36	4,5	45:44	3,5	216:60	350:22	88:20
—	—	—	262:90	0,5	—	—	—	—	262:90	172:0	82:0
—	—	—	260:84	0,5	—	—	—	—	260:84	169:0	80:6
—	—	—	254:60	3,5	—	—	—	—	254:60	163:0	74:30
—	—	—	248:72	1,0	68:22	3,5	—	—	72:66	338:2	247:24
—	—	—	242:72	1,5	7:57	6,5	—	—	117:48	305:42	217:8
—	—	—	85:79	4,5	302:40	2,5	—	—	226:58	2:24	100:21
—	—	—	263:54	11,5	62:80	2,5	—	—	193:65	338:20	73:14
—	—	—	253:80	3,5	152:20	3,5	—	—	154:49	165:19	268:36
96:90	3,0	246:0	248:73	5,5	65:35	4,5	326:6	3,5	74:72	338:2	248:18
—	—	—	211:49	7,0	52:42	5,5	—	—	336:81	132:9	222:4
146:58	3,5	326:32	204:39	6,5	108:40	7,0	—	—	340:62	157:29	67:0
—	—	—	204:44	3,0	84:68	5,5	—	—	34:54	158:33	58:14
—	—	—	246:74	2,5	100:20	9,0	—	—	51:60	158:11	255:28
—	—	—	249:71	0,5	44:34	11,0	271:18	7,0	100:68	336:14	240:19
—	—	—	247:67	1,5	50:35	5,5	335:15	5,0	94:72	337:9	240:15
84:68	2,0	264:22	256:66	1,5	257:13	3,0	94:20	5,5	256:40	346:2	76:50
—	—	—	234:76	5,5	317:22	8,0	—	—	212:34	317:22	75:47
70:30	2,5	250:60	206:46	10	90:50	3,5	—	—	328:60	150:30	59:2
243:58	4,0	63:32	200:53	5,0	34:90	5,0	0:23	3,0	190:68	305:8	37:20
64:68	5,0	244:22	224:60	3,5	34:41	5,5	—	—	79:79	310:6	220:14

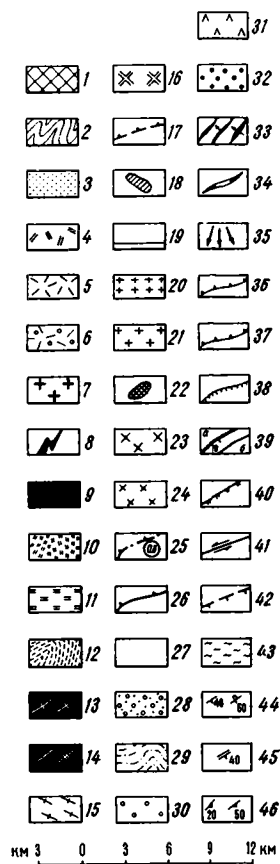
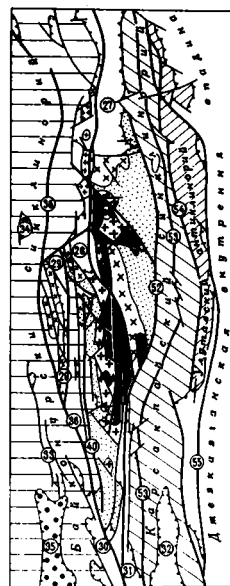
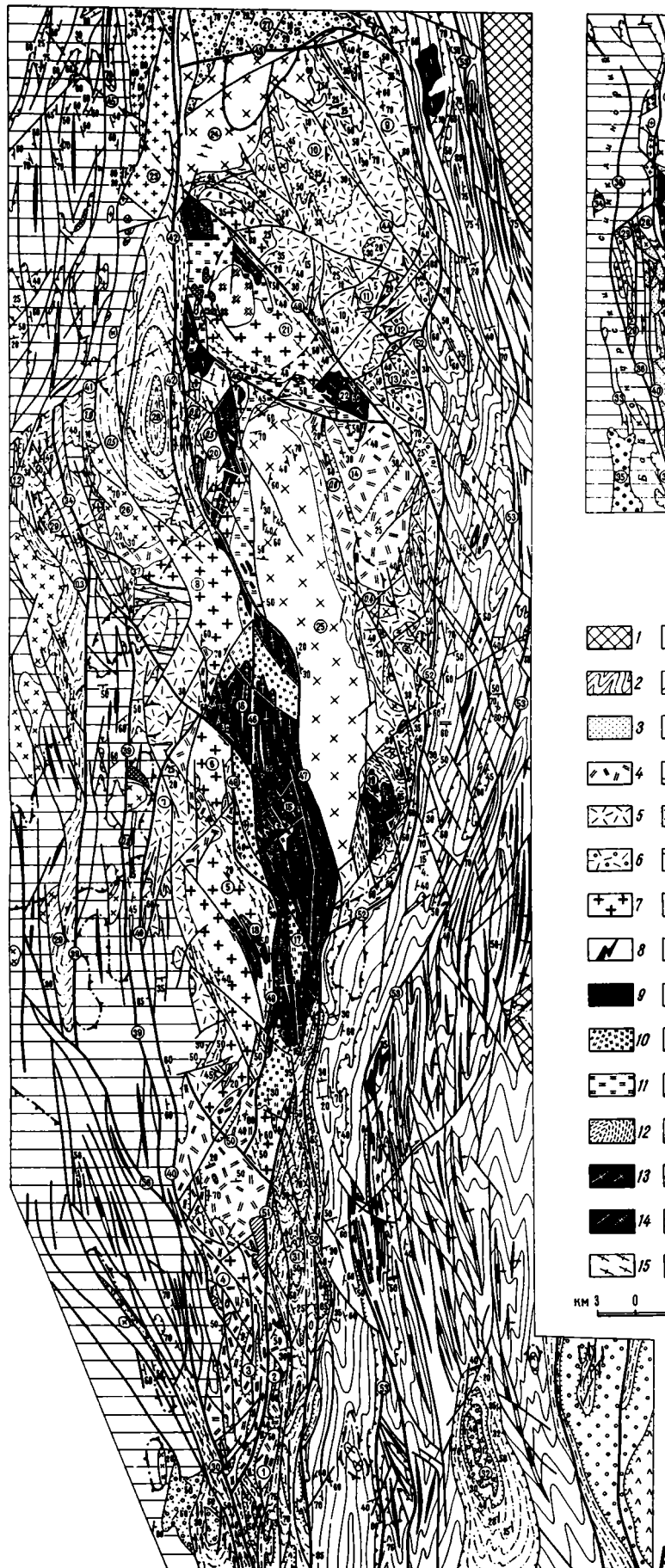


Рис. 2. Тектоническая карта протерозойского Майтубинского антиклинория и сопредельных структур (А) и схема тектонического районирования Южного Улутау (Б). Составлена автором по материалам Д.А.Зайцева, В.С.Милеева, С.Б.Розанова, Д.А.Строкина, Л.И.Филатовой, И.З.Филиппович, Т.Н.Херасковой и О.В.Япаскурта:

1 - протерозойский Улутауский антиклинорий; 2 - протерозойский Карсакпайский синклинорий. Майтубинский антиклинорий. 3 - структура регионально метаморфизованного комплекса (с у п р а с т р у к т у р а); 4 - порфиroidы и кристаллические сланцы нижней вулканогенной лептитовой формации; 5 - то же верхней вулканогенной лептитовой формации; 6 - вулканогенно-сланцевая молассоидная формация; 7 - граниты жаункарского комплекса; 8 - складчатые, в основном пластовые, тела рассланцованных амфиболоизированных габбро (в том числе в Карсакпайском синклинории); 9 - структура гранитогнейсового комплекса (и н ф р а с т р у к т у р а); 10 - лептиты нижней вулканогенной лептитовой формации; 11 - перекристаллизованные в связи с гранитизацией меланократовые кристаллические сланцы нижней вулканогенной лептитовой формации; 12 - лептиты верхней вулканогенной лептитовой формации; гранитогнейсовые массивы; 13 - складчатые автохтонные; 14 - послескладчатый аллохтонный Яконмалинский массив Карсакпайского синклинория; 15 - зоны бластохатокластических гнейсогранитов по гранитам жаункарского комплекса; 16 - послескладчатый Карсакпайский сиенитовый массив; 17 - положение его контактов на глубине по гравиметрическим данным; 18 - пластовые тела и штоки гранит-порфиroidов и мелкозернистых гранитов; 19 - каледонский складчатый комплекс Байнокурского синклинория; 20 - субвулканические гранофиры; 21 - трещинные массивы субщелочных гранитов актасского комплекса; 22 - послескладчатые габбро; послескладчатые гранитоиды (аналоги крыккулукского комплекса); 23 - близкие к конкордантным; 24 - дискордантные; 25 - положение их контактов и глубина залегания кровли по гравиметрическим данным; 26 - положение подошвы на глубине по гравиметрическим данным; 27 - варисийский дислоцированный чехол - структурные этажи: 28 - нижний, сложенный девонской вулканогенно-терригенной молассой; верхний, сложенный: 29 - раннекаменноугольной карбонатной и карбонатно-терригенной формациями, 30 - средне-позднекаменноугольной терригенной молассой, 31 - раннепермской соленосной молассой; 32 - нижний структурный этаж платформенного чехла, сложенный угленосной формацией. Структурные элементы. Оси складок в протерозойском и каледонском складчатых комплексах: 33 - антиклиналей: а) прямых, б) наклонных, в) опрокинутых (стрелка указывает направление опрокидывания), 34 - синклиналей (показаны выборочно); 35 - направление погружения шарниров мелких складок в варисийском дислоцированном чехле; 36 - границы структурных комплексов; 37 - несогласия внутри структурных комплексов; 38 - геологические границы. Разрывные нарушения: 39а - крупные сбросы и взбросы; 39б - мелкие взбросы и сбросы; 40 - надвиги (штрихи направлены по падению сместителя и указан угол его наклона); 41 - сдвиги; 42 - скрытые разрывы, установленные по геофизическим данным; 43 - Хийдинская зона рассланцевания в варисийском дислоцированном чехле. Элементы залегания: 44а - наклонные; 44б - опрокинутые; 45 - по шарнирам складок; 46а - ориентировка гнейсовидности; 46б - плоскостная ориентировка минералов, шпоров и т.д. в магматических породах. Цифры на карте. А н т и к л и н а л и: 1 - Кособинская; 3 - Южная; 4 - Кулманская; 5 - Акырлинская; 6 - Сатанская; 8 - Куланбайская; 9 - Кантубинская; 11 - Тамдашинская; 14 - Досембайская; 15 - Койтауская; 16 - Татпенская; 19 - Насымбайская. Синклинали: 2 - Кучайская; 7 - Колдыбайшюкская; 10 - Куамбайская; 12 - Бесторауская; 13 - Белкулукская; 17 - Шокырсайская; 18 - Жаункарская. Интрузивные массивы: 5 - Жаункарский; 6 - Сатанский; 8 - Куланбайский; 20 - Шокырсайский; 21 - Северо-Сарысайский; 23 - Актасский; 24 - Кантубинский; 25 - Майтубинский; 26 - Алтуайтский. Гранитогнейсовые массивы: 15 - Койтауский; 16 - Татпенский; 19 - Насымбайский; 22 - Южно-Сарысайский. Н а л о ж е н н ы е в а р и с и й с к и е с и н к л и н а л и: 27 - Актасская; 28 - Сарысайская; 29 - Татпенская; Хийдинская; 30 - западная ячея; 31 - восточная ячея; 32 - Шолекская; 33 - Северо-Бозингенская. Г р а б е н ы, в ы п о л н е н н ы е п л а т ф о р м н ы м и о т л о ж е н и я м и: 34 - Байнокурский; 35 - Картобинский; Р а з р ы в ы: 36 - Халтауский; 37 - Алтуайтский; 38 - Сатанский; 39 - Курейлинский; 40 - Уштобинский; 41 - Сарысайский; 42 - Актасский; 44 - Кантубинский; 45 - Бастубинский; 46 - Когенжальский; 47 - Куламбайский; 48 - Татпенский; 49 - Койтауский; 50 - Бозингенский; 51 - Биеобетский; 52 - Кызымчекский; 53 - Карсакпайский; 54 - Довгалайский; 55 - Западно-Улутауский

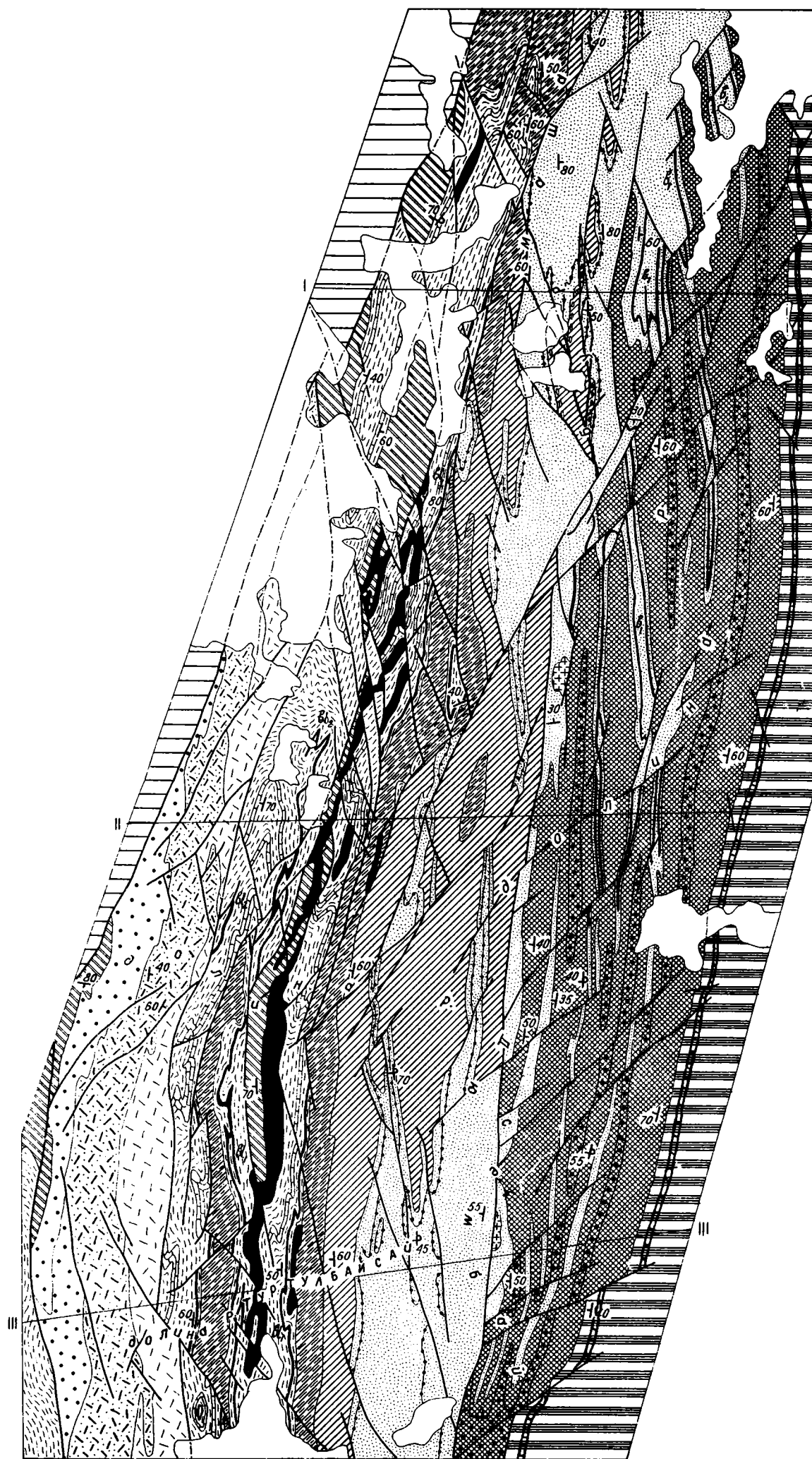


Рис. 4. Геологическая карта участка широтного изгиба р. Дусембай: I - кайнозойские отложения; 2 - боздакская серия; 3-10 - карсакапайская серия: 3 - верхняя пачка биитской свиты, 4 - нижняя пачка биитской свиты, 5 - верхняя пачка шагырлинской свиты, 6 - нижняя пачка шагырлинской свиты, 7 - верхняя пачка болбраунской свиты, 8 - нижняя пачка болбраунской свиты (а - порфиритовиды по лавам и туфам, б - порфиритовиды и зеленые сланцы по туфам), 9 - верхняя пачка бурмажинской свиты, 10 - нижняя пачка бурмажинской свиты (а - порфиритовиды по лапиллиевым туфам, б - порфиритовиды по лавам и туфам, зеленые сланцы); II - аралбайская серия; I2 - гранодиориты позднеордовикского возраста; I3 - позднепротерозойские амфиболитизированные габбро-диабазы; I4 - мраморы; I5 - микрокварциты; I6 - железистые кварциты, I7 - геологические границы, I8 - разрывные нарушения, I9 - элементы залегания

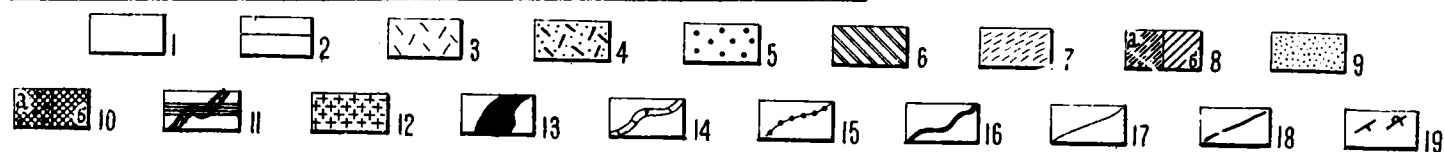
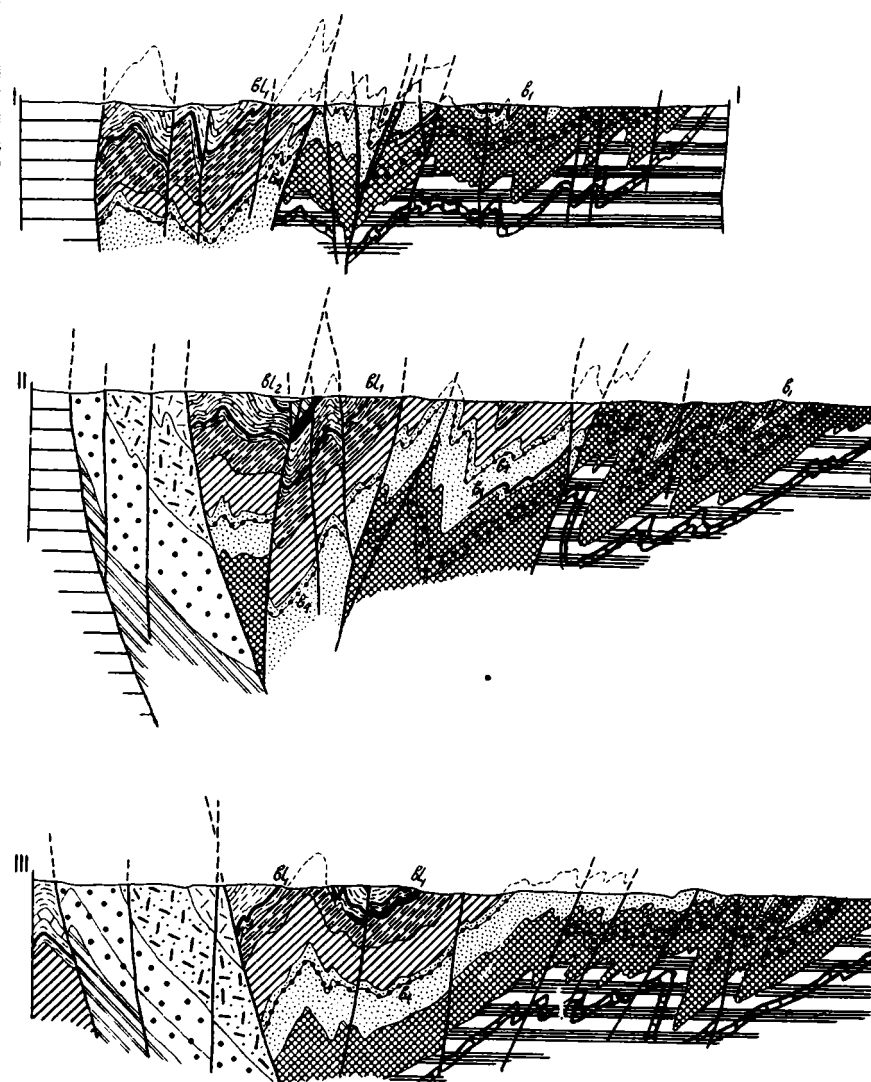
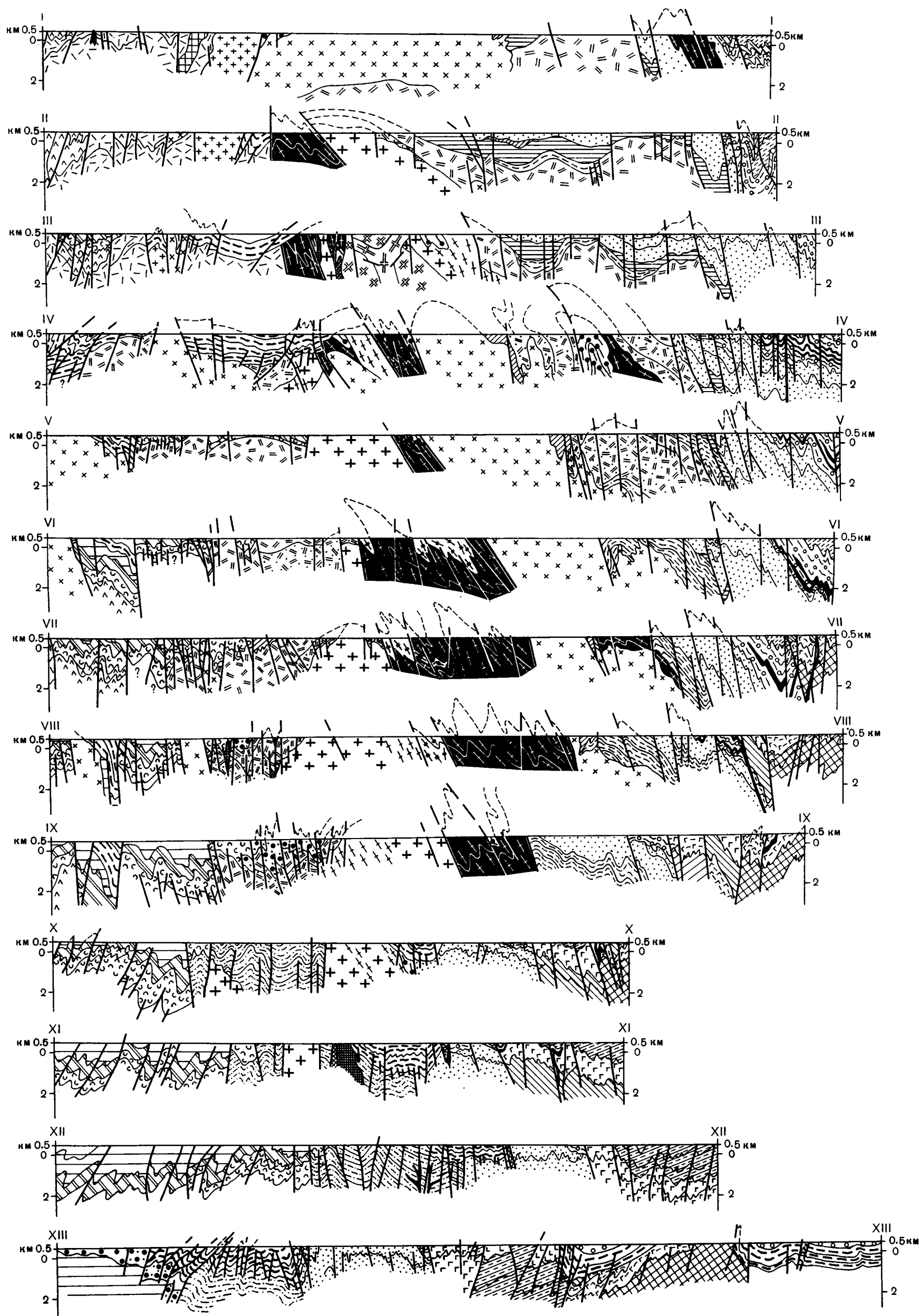


Рис.9. Геологические разрезы Майтубинского антиклина-
рия. Условные обозначения см.на рис.1



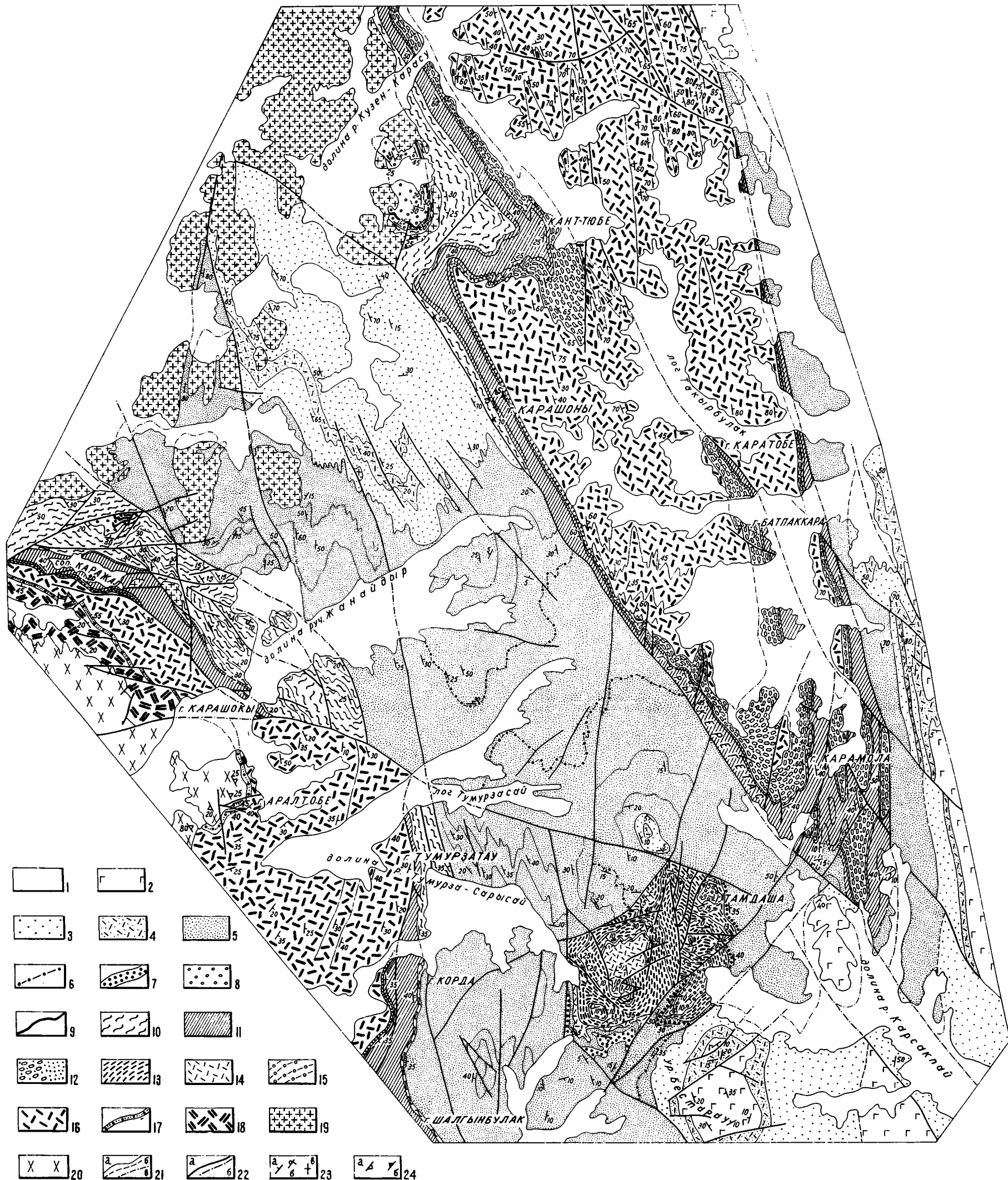
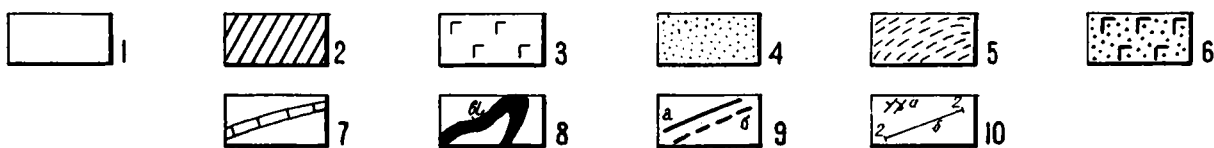
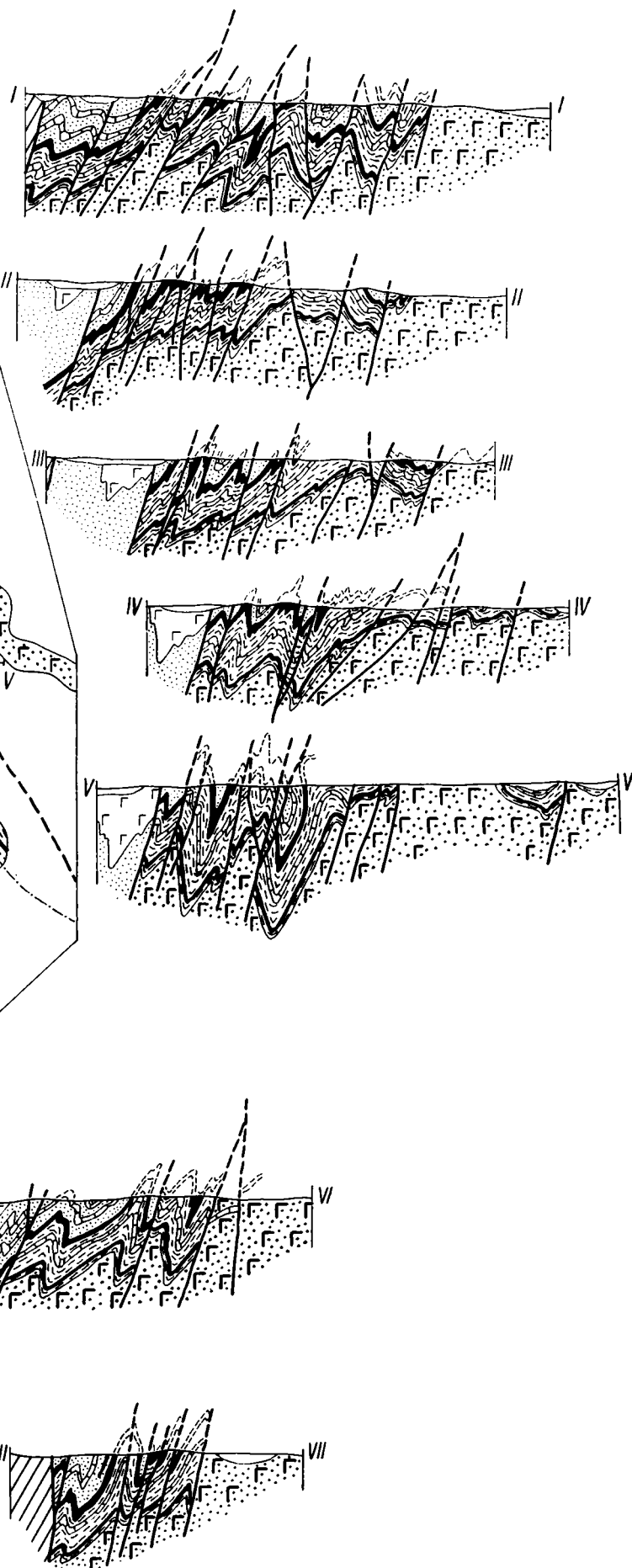
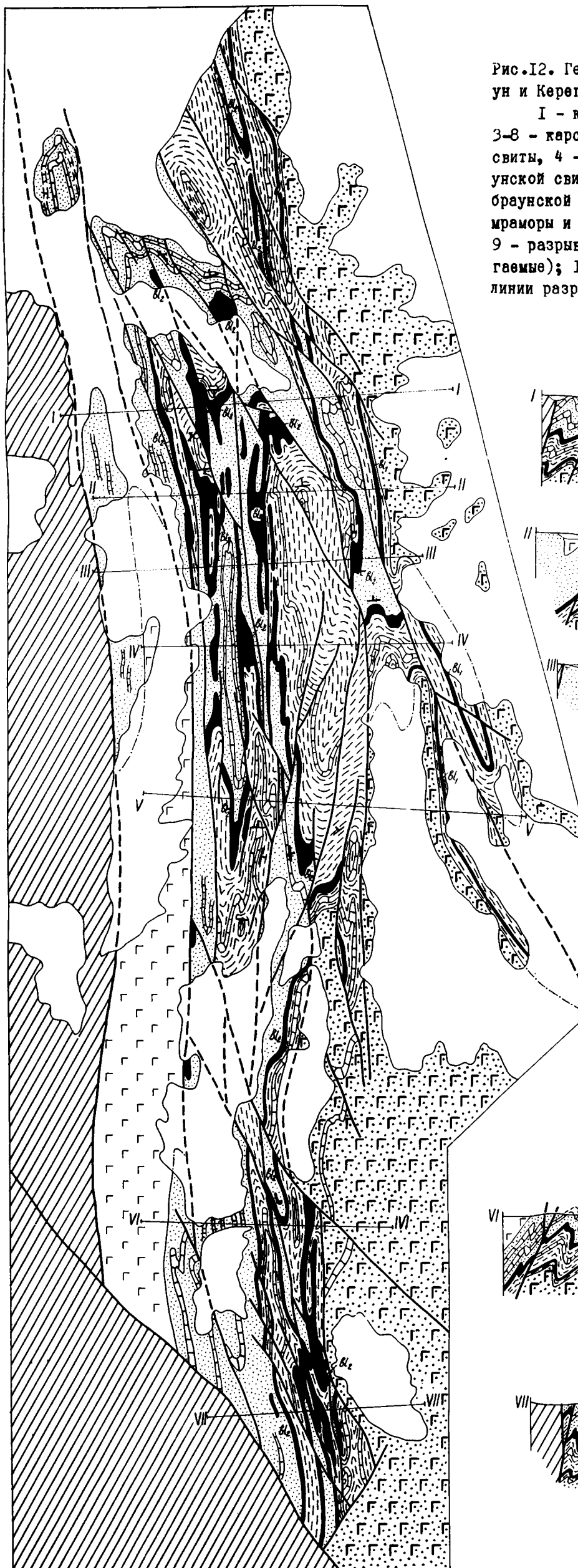


Рис. 11. Геологическая карта Кантибинской антиклинали и Тумурзинской зоны брахискладок (междуречья Тумурза-Сарысай и Кузен-Карасу). Составлена А.И. Филатовой, И.З. Филиппович, О.В. Япаскургом и автором:

I - кайнозойские отложения; 2 - порфиритовиды белкудукской свиты; 3-7 - кумолинская свита: 3 - пачка порфиритов, 4 - горизонт порфиритов в пачке порфиритов, 5 - пачка blastsаммитовых кварцитов сланцев и филлитов, 6-7 - горизонты blastsаммитовых кварцитов; 8-9 - кодыбайшюкская свита: 8 - конгломеративные амфиболовые и биотитовые сланцы, 9 - железистые кварциты и сланцы; 10-12 - тумурзинская свита: 10 - пачка серицит-биотитовых и амфиболовых сланцев, 11 - blastsаммитовые и конгломеративные сланцы, графитовые сланцы, филлиты и кварциты, пачки кварцитов (кордовской пачки), 12 - конгломеративные и blastsаммитовые серицит-кварцитовые сланцы в основании кордовской пачки; 13-15 - пачка конгломератов и порфиритов хиландысайской свиты: 13 - серицит-хлорит-серицит-кварцитовые, зеленые сланцы, кварциты, мраморы, 14 - горизонт порфиритов, 15 - базальные конгломеративные сланцы; 16-18 - жаункарская свита: 16 - порфириты по лавам и туфам липаритового состава, 17 - базальный горизонт blastsаммитовых и графитовых кварцитов, 18 - порфириты по кристаллотуфам липаритового состава; 19 - раннепалеозойские гранитоиды кыркудукского комплекса; 20 - среднепротерозойские граниты жаункарского комплекса; 21 - геологические границы: а - согласные и несогласные, б - условные, в - под кайнозойскими отложениями; 22 - а-разрывные нарушения, б-они же под кайнозойскими отложениями; 23-24 - направление и угол падения; 23 - а-нормального залегания, б-перевернутого, в-вертикального; 24 - а-гнейсовидности, б-плоскопараллельной ориентировки в магматических породах

Рис.12. Геологическая карта участка месторождения Болбраун и Керегетас (Г.В.Жуков, С.Б.Розанов, 1971):

1 - кайнозойские отложения; 2 - боздакская серия; 3-8 - карсакпайская серия: 3 - порфиритоиды шагырлинской свиты, 4 - надрудная часть разреза верхней пачки болбраунской свиты, 5 - рудная часть разреза верхней пачки болбраунской свиты, 6 - порфиритоиды болбраунской свиты, 7 - мраморы и безрудные кварциты, 8 - железистые кварциты; 9 - разрывные нарушения (а - установленные, б - предполагаемые); 10 - линии разрезов (а - элементы залегания, б - линии разрывов)



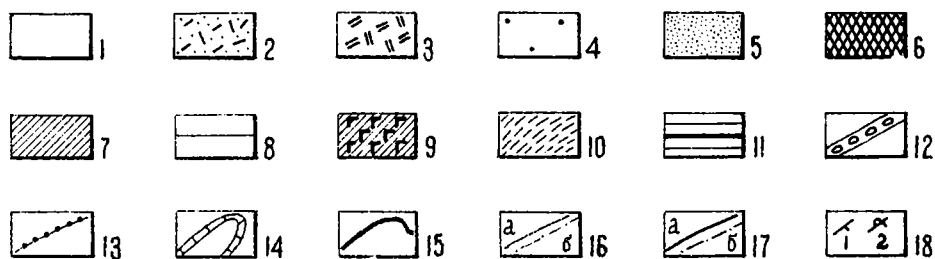
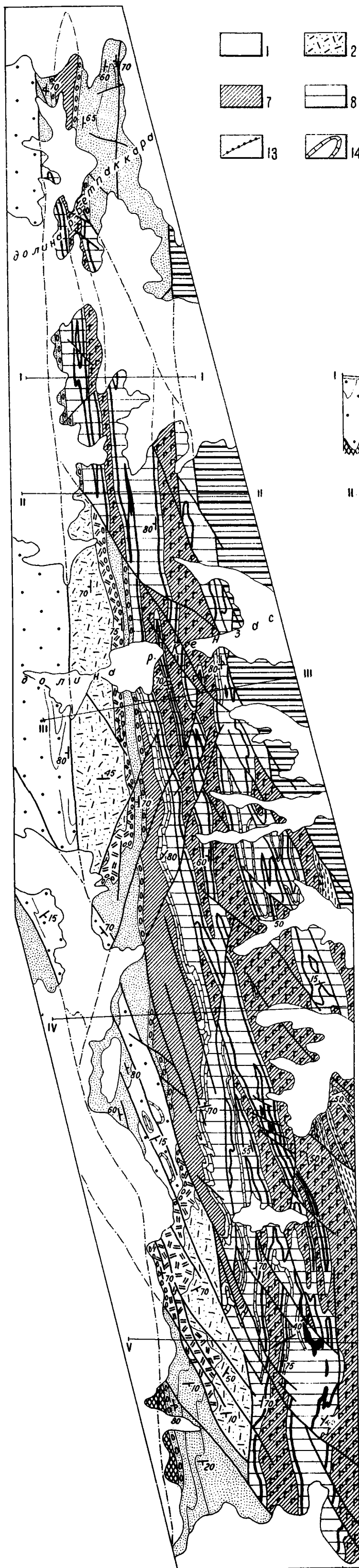
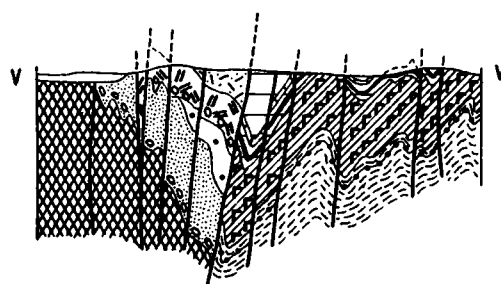
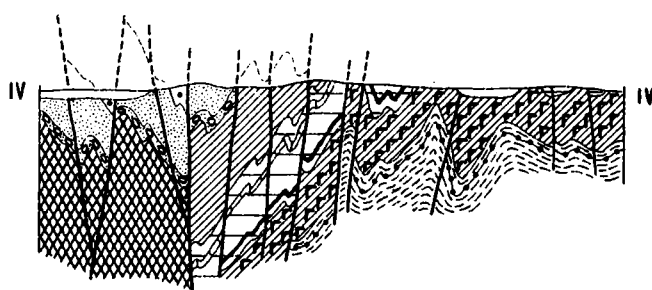
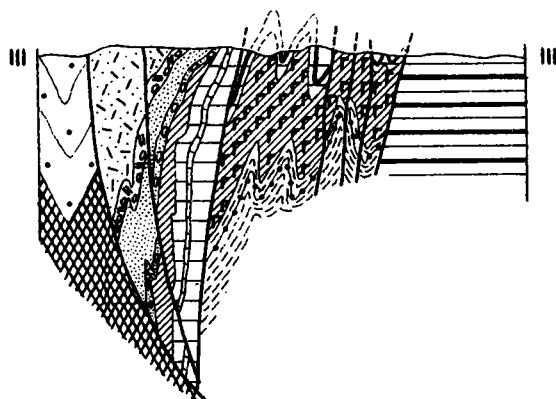
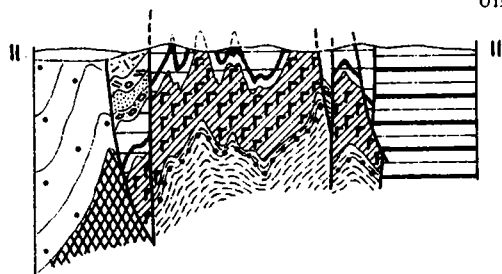
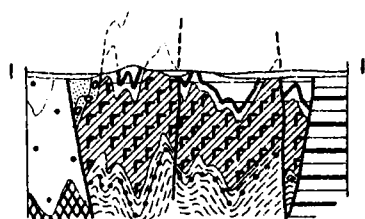


Рис. 13. Геологическая карта участка севернее пос. Карсакпай: I - кайнозойские отложения; 2-3 - порфиroidы белеутинской серии; 4-6 - боздакская серия (4 - надырбайская свита, 5 - карасайская свита, 6 - белкудукская свита); 7-10 - карсакпайская серия (7 - порфиритомды шагырлинской свиты, 8 - сланцевая пачка болбраунской свиты, 10 - сланцевая пачка бурмашиной свиты); II - аралбайская серия; 12 - конгломератовые сланцы; 13 - микрокварциты (горизонт Б₄); 14 - мраморы; 15 - железистые кварциты; 16 - геологические границы (а - установленные, б - предполагаемые); 17 - разрывные нарушения (а - установленные, б - предполагаемые); 18 - элементы залегания (1 - нормальное, 2 - опрокинутое)



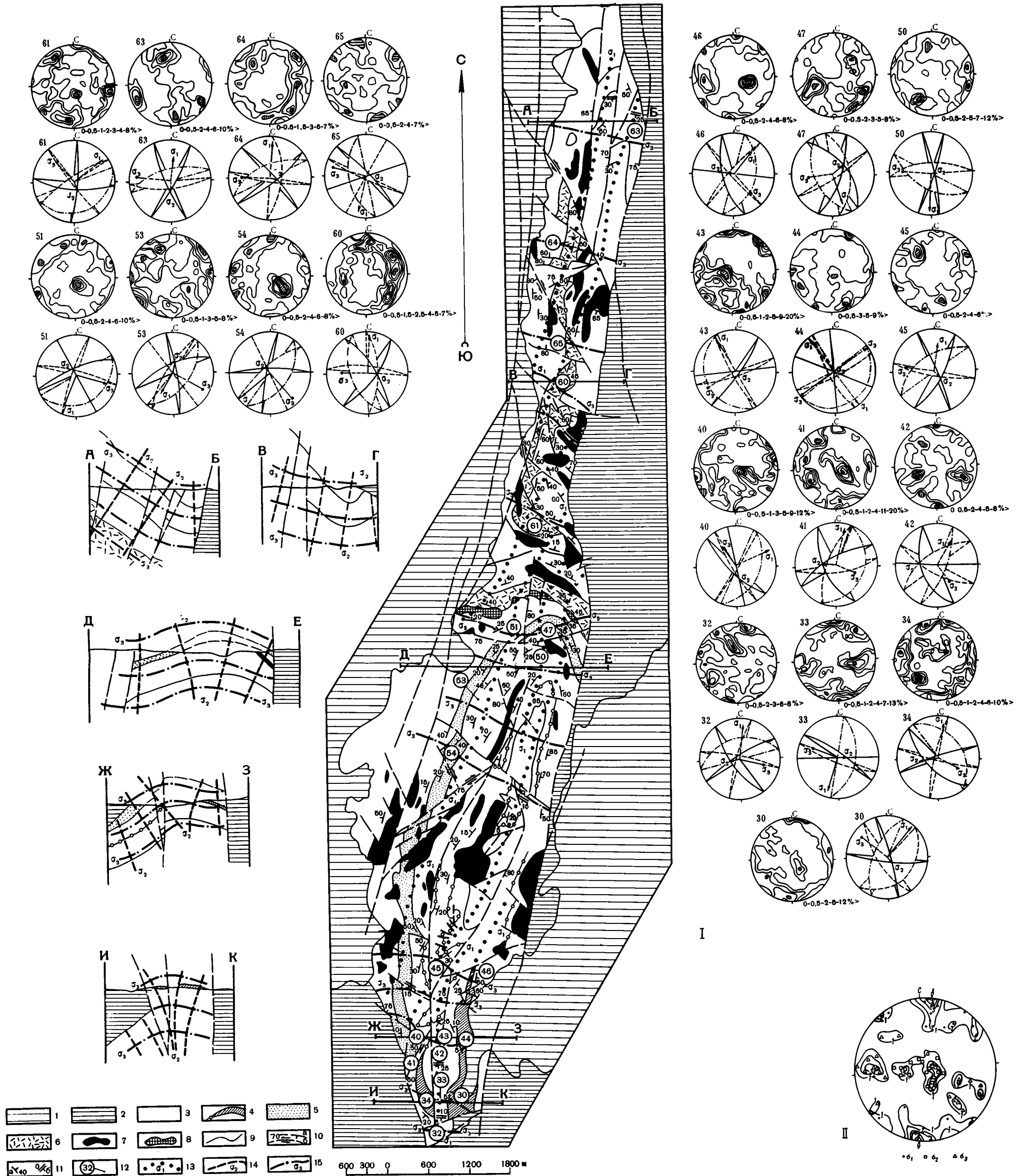


Рис. 20. I. Структурно-геологическая схема Кособинской антиклинали и Кучайской синклинали с проекциями траекторий главных нормальных напряжений.

II. Сводная диаграмма положений осей главных нормальных напряжений. Стрелками даны простираения складок.

I - кайнозойские отложения (на разрезах сняты); 2 - каменноугольные отложения: кособинская свита; 3 - порфиритоиды, blastsаммитовые кварциты и сланцы, порфиритоиды, хлоритовые сланцы и мраморы; 4 - мраморы, часто окварцованные; 5 - blastsаммитовые кварциты и сланцы; 6 - порфиритоиды, 7 - позднпротерозойские рассланцованные габбро; 8 - мелкозернистые рассланцованные граниты; 9 - геологические границы и структурные линии; 10 - разрывные нарушения, в том числе под покровом кайнозойских отложений: а - с установленным направлением и углом падения сместителя, б - сдвиги, II - направление падения и угол падения: а - в нормальном залегании, б - по шарниру складки; 12 - точки наблюдения над трещиноватостью и их номера; 13-15 - проекции траекторий главных нормальных напряжений I этапа деформации: 13 - максимальных (растяжения); 14 - средних; 15 - минимальных (сжатия). Обозначения к диаграммам см. на рис. 17

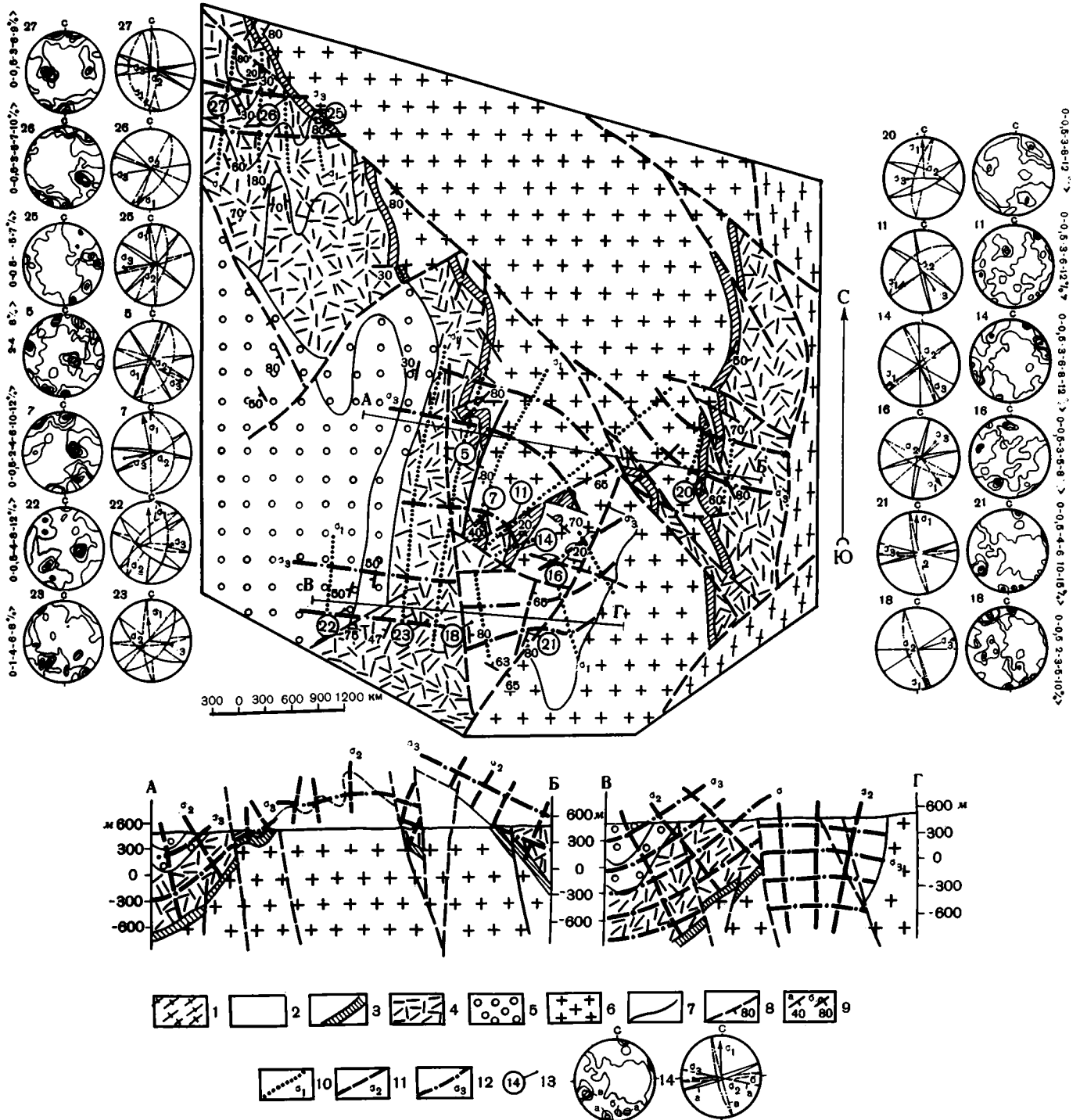
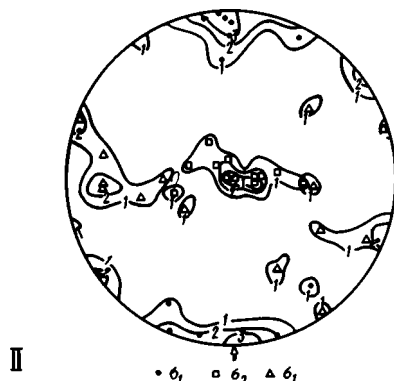


Рис. 21. I. Структурно-геологическая схема южной периклинали Акырлинской антиклинали с проекциями траекторий главных нормальных напряжений.

II. Сводная диаграмма положений осей главных нормальных напряжений. Стрелками дано простирание антиклинали.

1 - гнейсы кособинской свиты и гранитогнейсы инфраструктуры; 2 - кварцитовые сланцы и кварциты кособинской свиты; 3-4 - жаункарская свита: 3 - базальные blastsammitovye кварциты и сланцы, 4 - порфиroidы; 5 - blastsammitovye сланцы и кварциты уштобинской свиты; 6 - среднапрестерозойские граниты Жаункарского массива; 7 - границы несогласного залегания и интрузивного контакта; 8 - разрывные нарушения, в том числе с установленным направлением и углом падения смесителя; 9 - направление и угол падения: а - нормальное залегание, б - опрокинутое; 10-12 - проекции главных нормальных напряжений I этапа деформации: 10 - максимальных (растяжения), 11 - средних, 12 - минимальных (сжатия); 13 - точки наблюдения трещиноватости и их номера. Обозначения к диаграммам см. на рис. 17



II

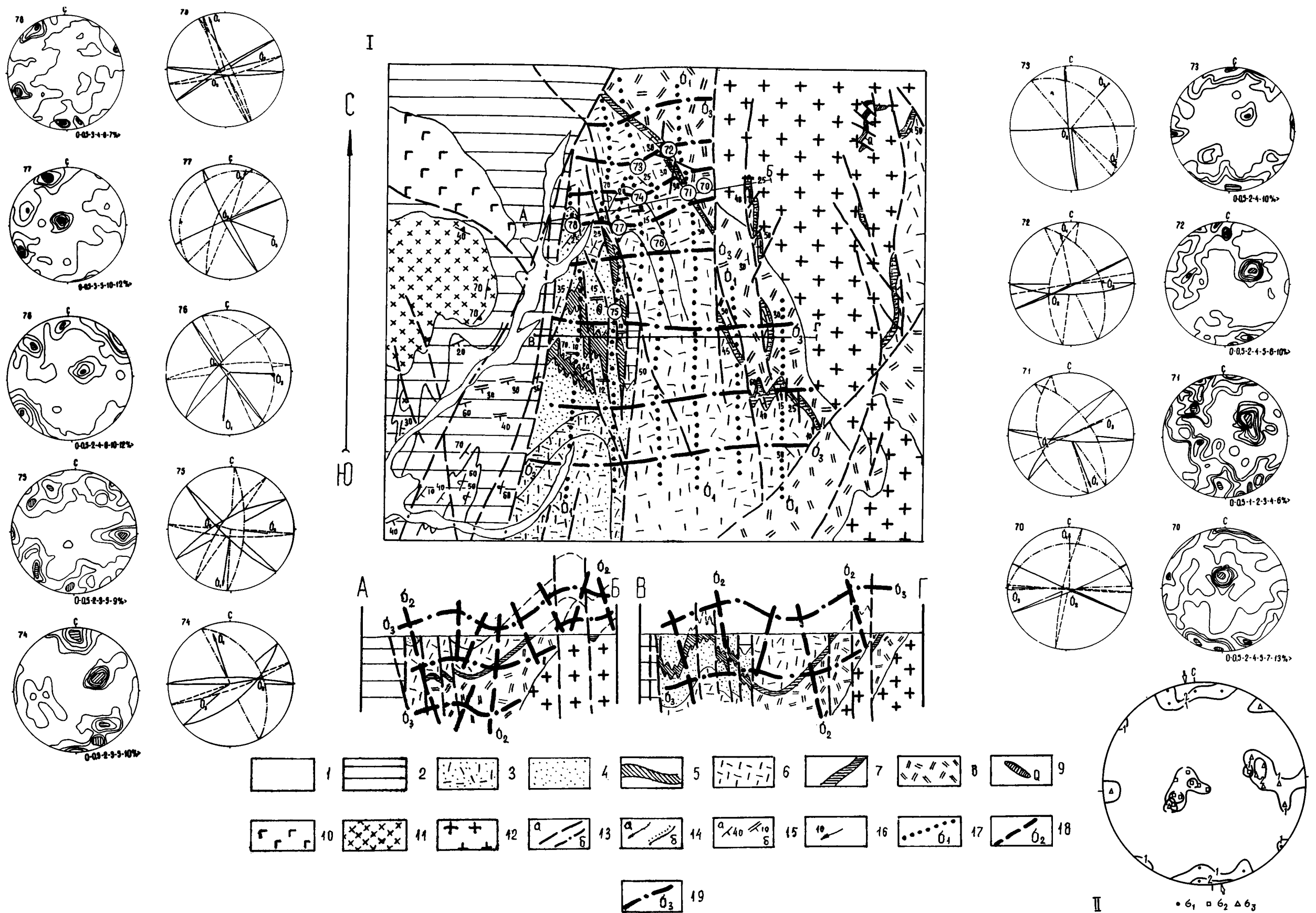


Рис. 22. I. Структурно-геологическая схема Сатаанской антиклинали и Колдыбайшокинской синклинали с проекциями траекторий главных нормальных напряжений.

II. Сводная диаграмма положений осей главных нормальных напряжений. Стрелками даны простирания складок.

I - кайнозойские отложения; 2 - тилитоподобные конгломераты верхнего протерозоя; 3-8 - средний протерозой: 3 - порфириды татпенской свиты; 4-5 - колдыбайшокинская свита: 4 - сланцы, филлиты и конгломеративные сланцы, 5 - железистые кварциты и сланцы; 6-7 - жаункарская свита; 6 - порфириды, 7 - базальный кварцитовый горизонт; 8 - порфириды джесембайской свиты; 9 - кварцевая жила; 10 - ордовикские (?) габбро-диабазы; 11 - позднеордовикские диориты крыкудукского комплекса; 12 - среднепротерозойские граниты жаункарского комплекса; 13 - а-разрывные нарушения, б-они же под покровом кайнозойских отложений; 14 - геологические границы: а - согласные, б - несогласные; 15 - направление и угол падения слоистости и сланцеватости I рода: а - нормальное, б - по шарниру складок; 16 - линейность, выраженная ориентировкой галек; 17-19 - проекции траекторий главных нормальных напряжений: 17 - максимального (растяжения); 18 - среднего, 19 - минимального (сжатия). Обозначения к диаграммам см. на рис. 17

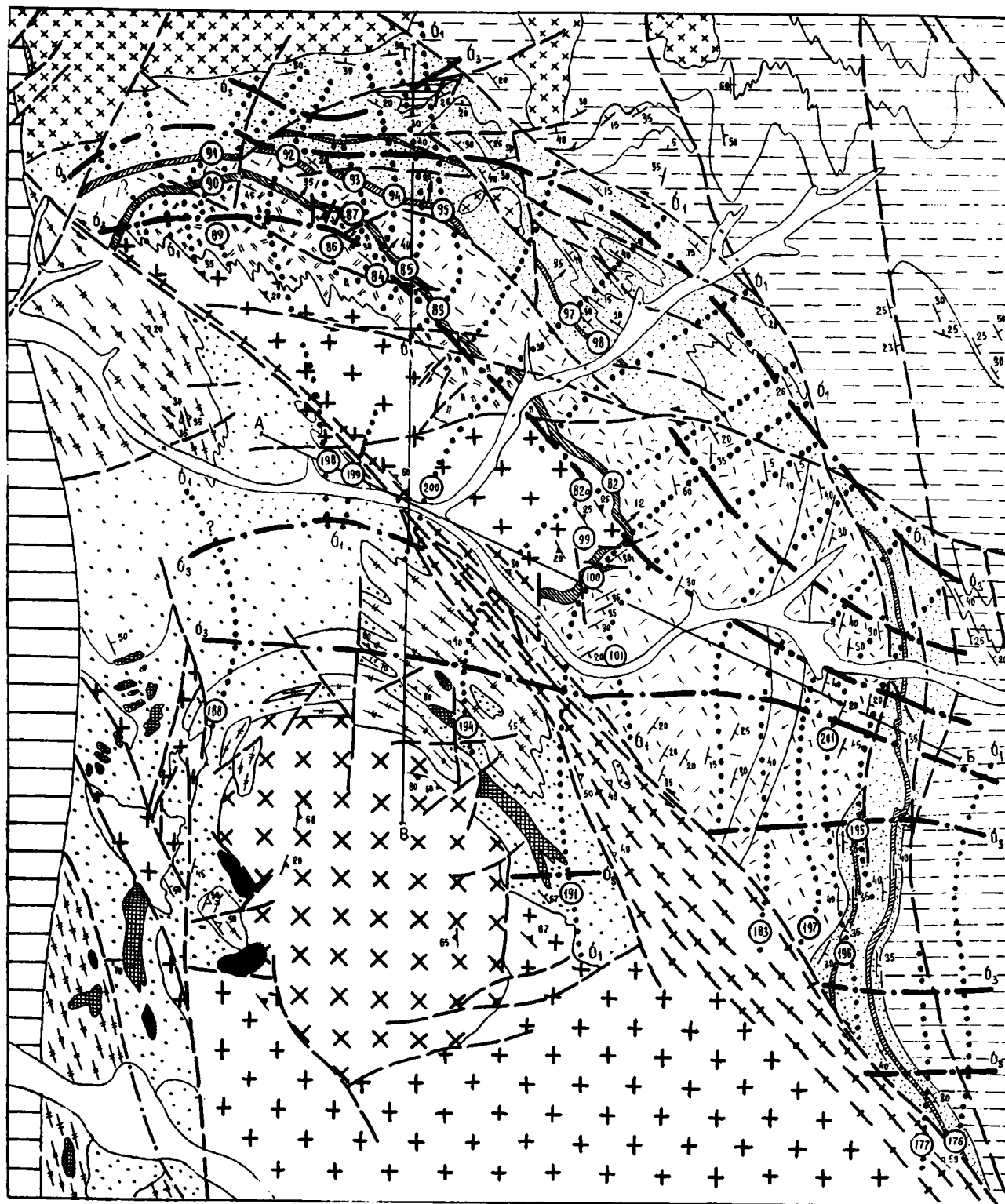


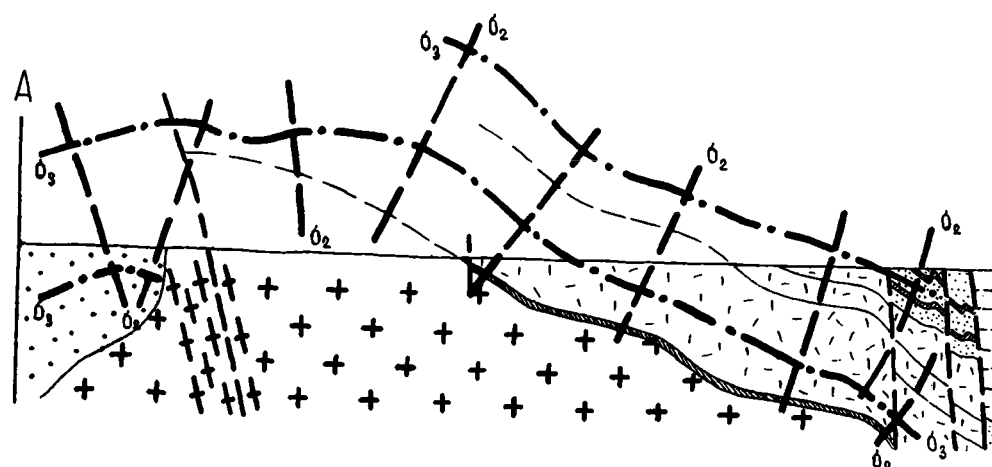
Рис. 23. I. Структурно-геологическая схема Тумурзинского участка с проекциями траекторий главных нормальных напряжений.

II. Сводная диаграмма положений осей главных нормальных напряжений. Стрелками даны простирания антиклинали.

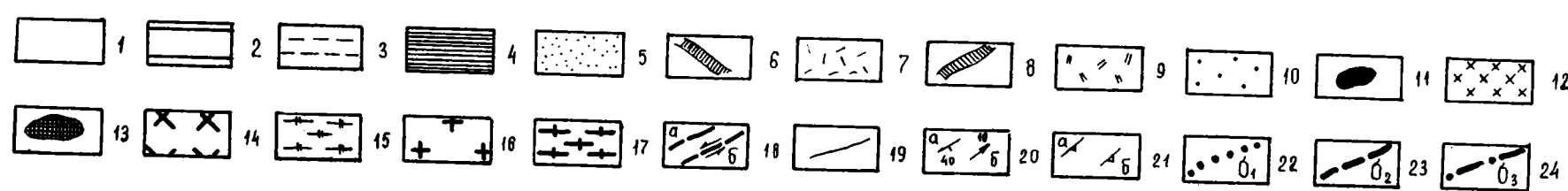
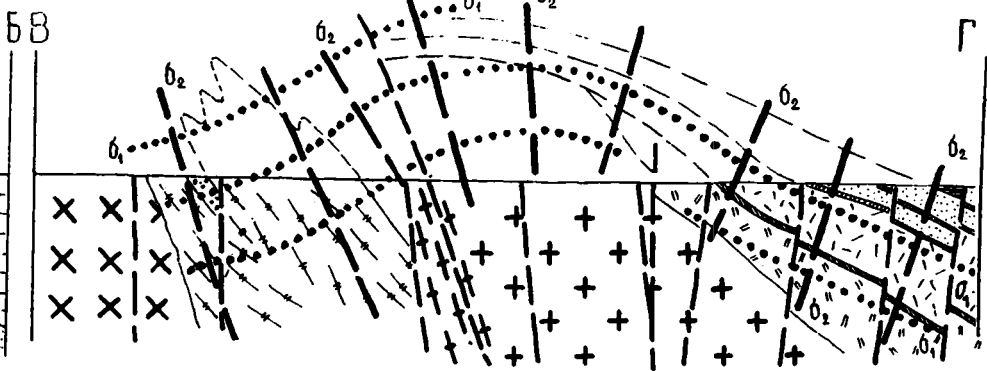
1 - кайновойские отложения; 2 - нижнекаменноугольные отложения Сарысайской синклинали; 3-10 - средний протерозой: 3 - бластопаппитовые кварцитовые сланцы, филлиты, мраморы и порфиroidы кумолинской свиты; 4 - полевовщатовые, амфиболовые, конгломератовые сланцы и железистые кварциты колдыбайшокинской свиты; 5-6 - тумурзинская свита: 5 - амфиболовых, слюдисто-полевовщатовые сланцы, порфиroidы и порфиroidы, 6 - графитовые кварциты; 7-8 - жаункарская свита: 7 - порфиroidы и гнейсогнейсы по порфиroidам, 8 - графитовые кварциты; 9 - порфиroidы джусембайской свиты; 10 - амфиболовые и биотитовые сланцы, лейкократовые гнейсы и биотитовые очковые гнейсы ко-собинской свиты; 11 - ордовикские (?) габбро-диабазы; 12 - позднеордовикские диориты крыккудукского комплекса; 13 - протерозойские (?) гранит-порфиры; 14 - сиениты Карсакпайского массива; 15 - среднепротерозойские гранито-гнейсы; 16 - среднепротерозойские граниты жаункарского комплекса; 17 - гнейсограниты; разрывные нарушения: 18 - а-сбросы и взбросы, б-сдвиги; 19 - границы несогласного налегания, интрузивного контакта и маркирующие горизонты; 20 - азимут и угол падения: а - наклонного залегания слоистости и сланцеватости I рода, б - линейности, 21 - а-плоскопараллельных ориентировок в магнетических породах, б-гнейсовидности; 22-24 - проекции траекторий главных нормальных напряжений: 22 - максимальных (растяжения), 23 - средних, 24 - минимальных (сжатия). Обозначения к диаграммам см. на рис. 17

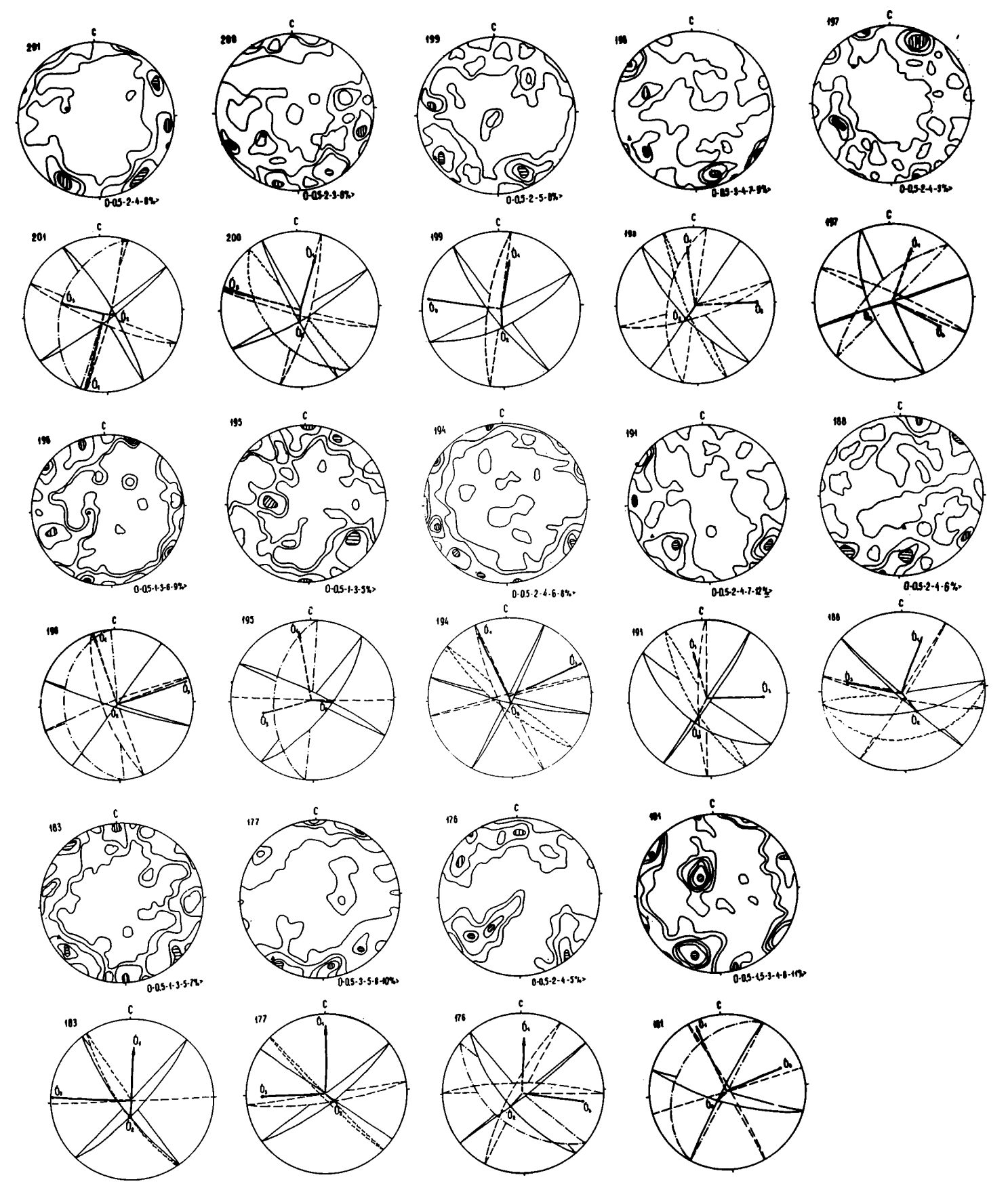
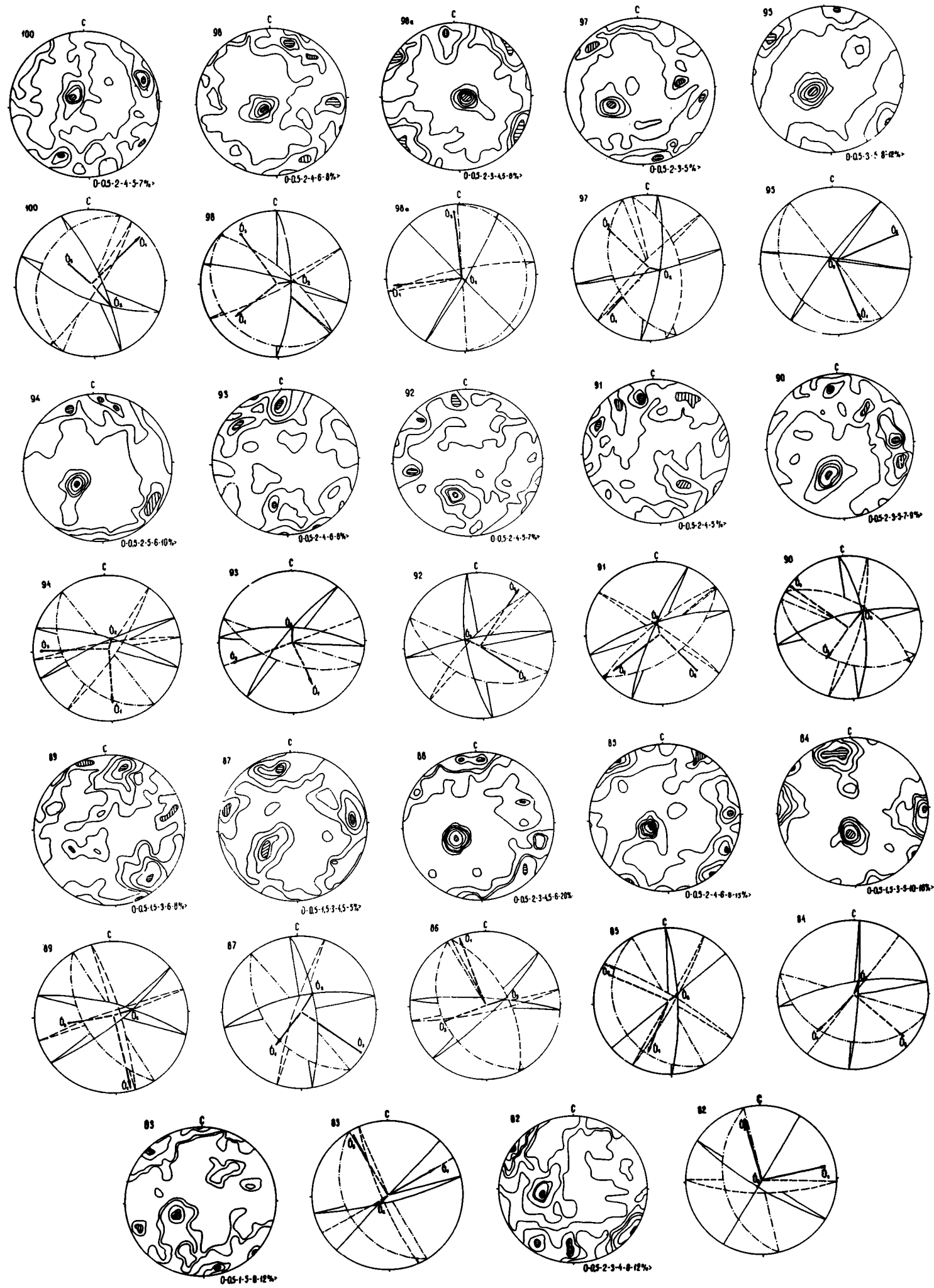


• σ_1 □ σ_2 △ σ_3
/ σ_1 / σ_2 / σ_3



ББ





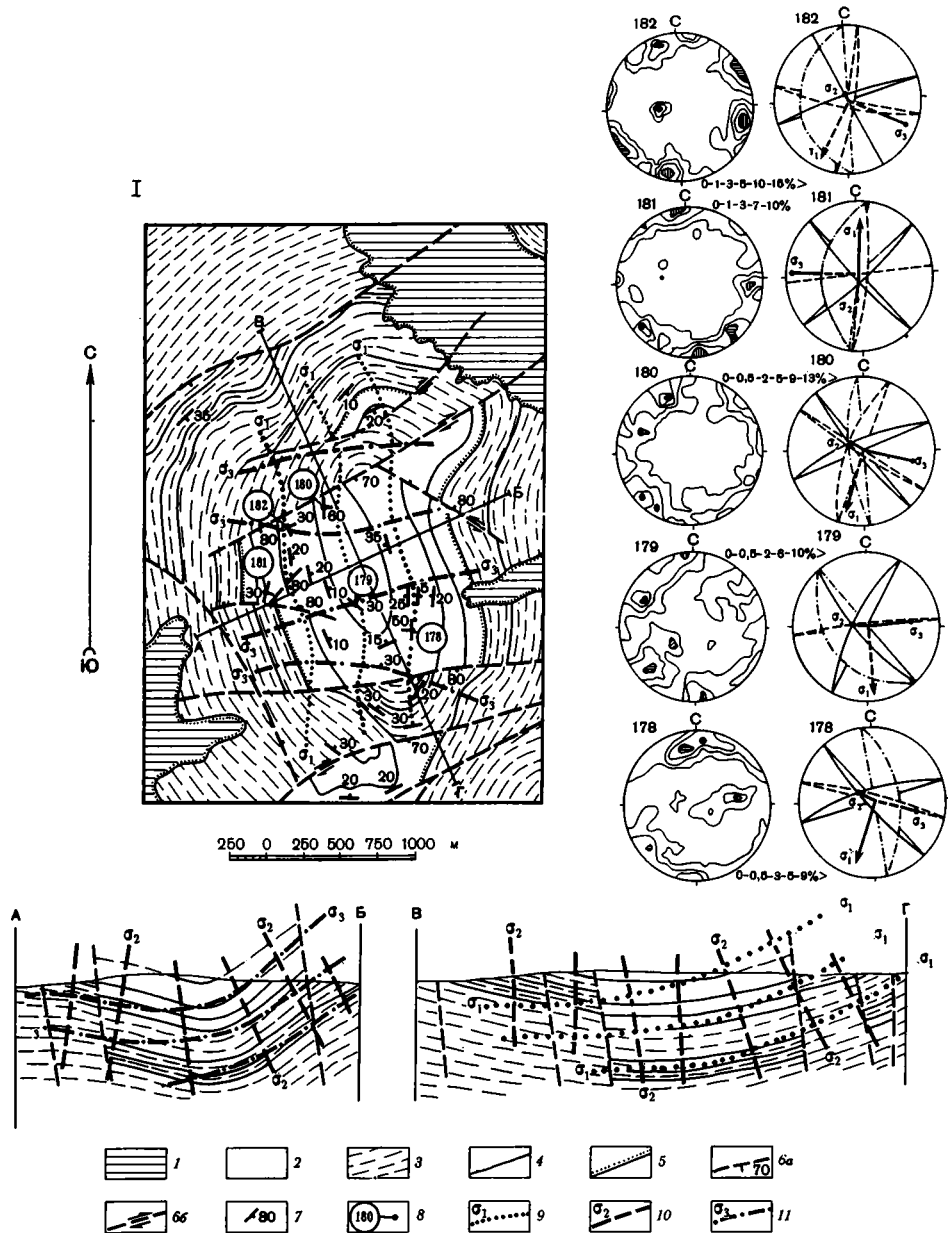
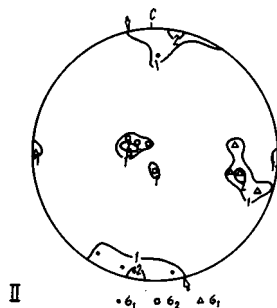


Рис. 25. I. Структурно-геологическая схема Бестовской синклинали с проекциями траекторий главных нормальных напряжений.

II. Сводная программа положений осей главных нормальных напряжений. Стрелками показано направление антиклинали.

I - кайнозойские отложения; протерозойские образования: 2 - порфитокды и порфиранды белкудукской свиты; 3 - порфиранды и blastsопаммитовые сланцы кумолинской свиты; 4 - структурные линии; 5 - границы несогласного залегания; 6 - разрывные нарушения; а - с установленным направлением и углом падения смещения, б - свиты; 7 - направление и угла падения слоистости и сланцеватости I рода, 8 - точки наблюдения трещиноватости и их номер; проекции траекторий главных нормальных напряжений: 9 - максимальных (растяжения); 10 - средних; 11 - минимальных (сжатия). Обозначения к диаграммам см. на рис. 17



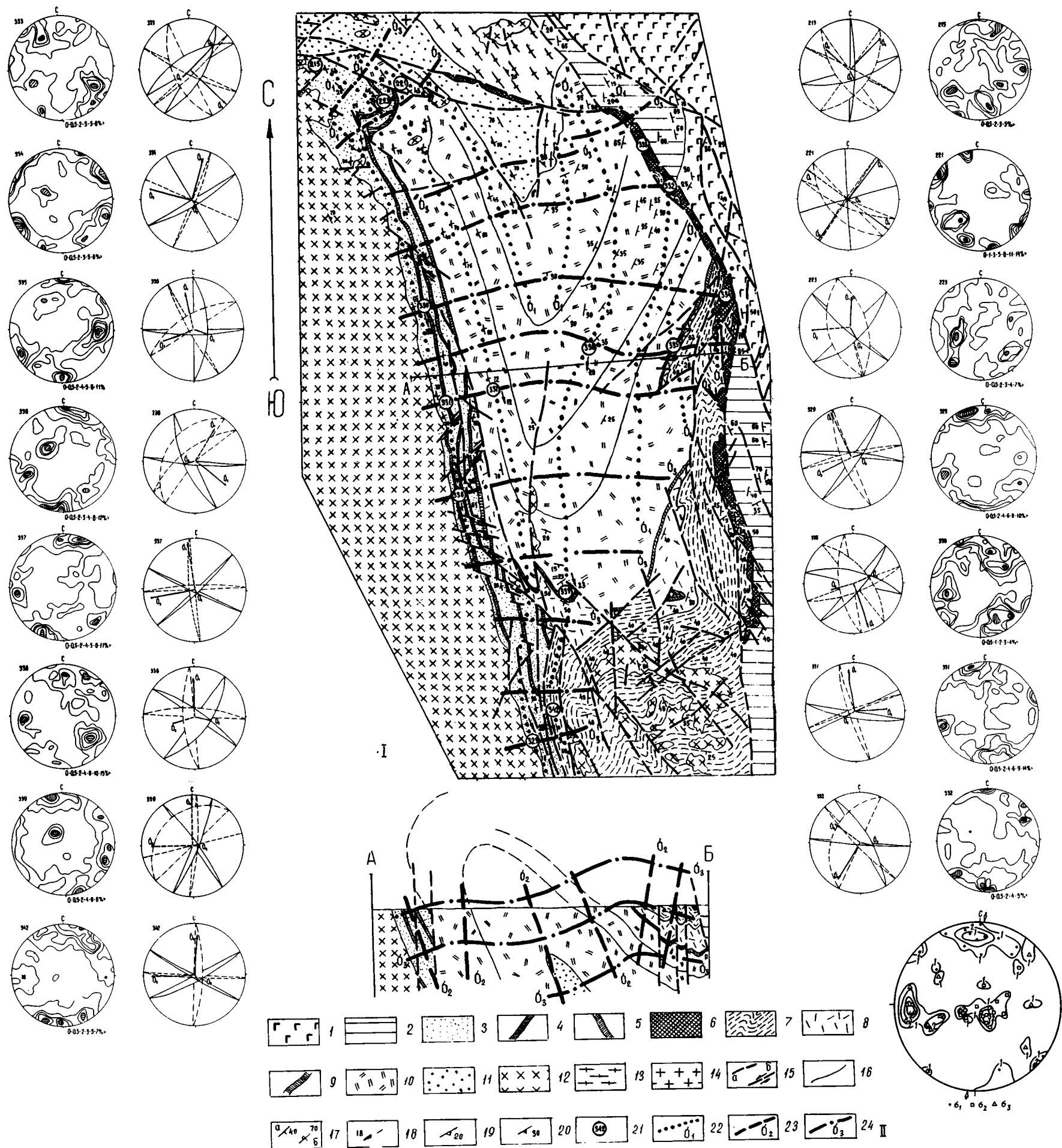


Рис. 26. I - Структурно-геологическая схема Дусембайской антиклинали с проекциями траекторий главных нормальных напряжений.

II - Сводная диаграмма положений осей главных нормальных напряжений. Стрелками дано простирание антиклинали.

I - порфироиды, сланцы и филлиты белкудукской свиты; 2 - сланцы, филлиты, мраморы и кварциты кумолинской свиты; 3-6 - кодыбайшокинская свита: 3 - слюдясто-полевошпатовые, амфиболовые и конгломератовые сланцы, 4 - blastsаммитовые серицит-биотит-полевошпатовые сланцы, 5 - blastsаммитовые, blastsалевритовые графитовые кварциты, 6 - графитовые сланцы, филлиты и кварциты тумурзинской свиты; 7 - порфироиды, порфироиды, сланцы и кварциты халандысайской свиты; 8-9 - хаункарская свита: 8 - порфироиды, 9 - blastsаммитовые графитовые кварциты; 10 - порфироиды и гнейсороговки дусембайской свиты; 11 - амфиболовые, биотитовые сланцы, кварциты и гнейсы по порфироидам кособинской свиты. Интрузии: 12 - поздние ордовикские гранитоиды крикудукского комплекса; 13 - среднепротерозойские гранитоиды; 14 - среднепротерозойские граниты хаункарского комплекса; 15 - разрывные нарушения: а - сбросы и взбросы, б - сдвиги; 16 - границы несогласного наложения и интрузивного контакта; 17-19 - направление и угол падения: 17 - а - наклонного залегания, б - опрокинутого залегания, 18 - линейности минеральной и обусловленной гальками конгломератов, 19 - гнейсовидности; 20 - плоскопараллельные ориентировки магматических пород; 21 - точки наблюдения трещиноватости и их номер; 22-24 - проекции траекторий главных нормальных напряжений: 22 - максимальных (растяжение), 23 - средних, 24 - минимальных (сжатие). Обозначения к диаграммам см. на рис. 17

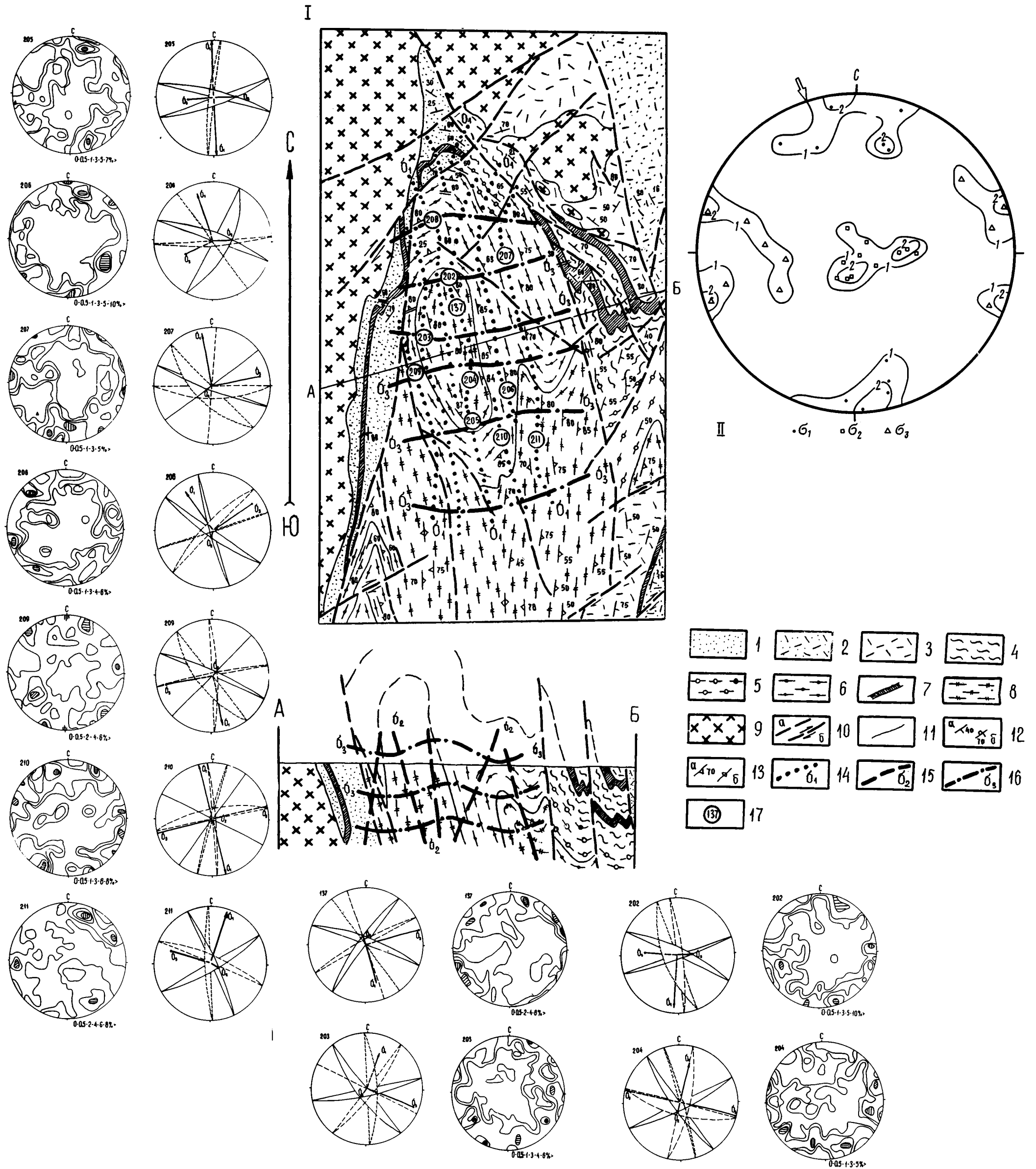


Рис. 27. I. Структурно-геологическая схема Насымбайской антиклинали с проекциями траекторий главных нормальных напряжений.

II. Сводная диаграмма положений осей главных нормальных напряжений. Стрелками дано простирание антиклинали.

Средний протерозой: 1 - слудисто-полевошпатовые и амфиболовые сланцы и графитовые кварциты кодыбайшюкинской свиты; 2-7 - жила-дусайская свита: 2 - порфириды и графитовые кварциты верхней пачки порфиридов, 3 - нижняя пачка порфиридов, 4 - биотит-полевошпатовые сланцы с редкой галькой пачки порфиридов и полевошпатовых сланцев, 5 - существенно биотитовые очковые гнейсы по сланцам той же пачки, 6 - лейкократовые микроклин-альбитовые гнейсы по порфиридам той же пачки, 7 - бластопсаммитовые и бластоалевролитовые графитовые кварциты; 8 - гранито-гнейсы; 9 - позднеордовикские диориты крыккудукского комплекса; 10 - разрывы: а - сбросы и взбросы, б - сдвиги; 11 - геологические границы; 12 - направление и угол падения слоистости и сланцеватости I рода: а - нормальное залегание, б - перевернутое; 13 - направление и угол падения гнейсовидности: а - наклонное залегание, б - вертикальное; 14-16 - проекции траекторий главных нормальных напряжений: 14 - максимального (растяжения); 15 - среднего; 16 - минимального (сжатия); 17 - точки наблюдения трещиноватости. Обозначения к диаграммам см. на рис. 17

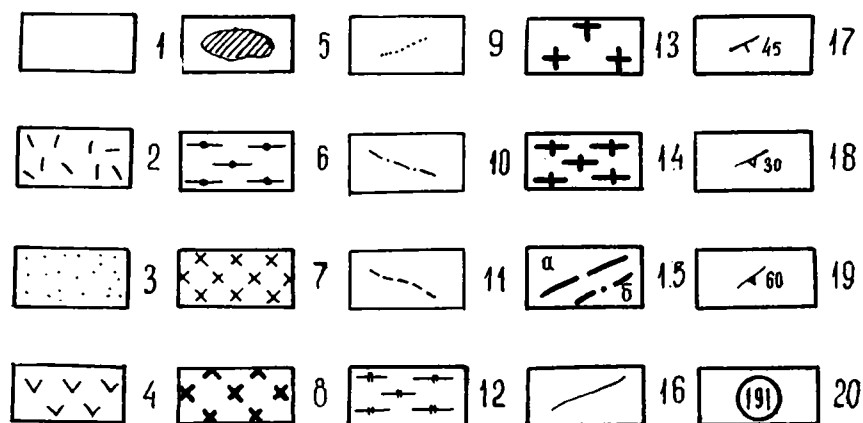
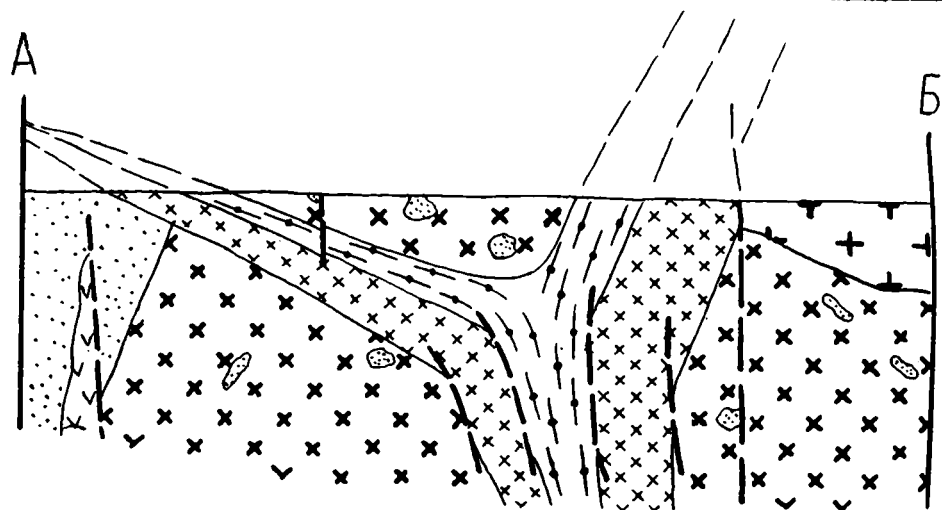
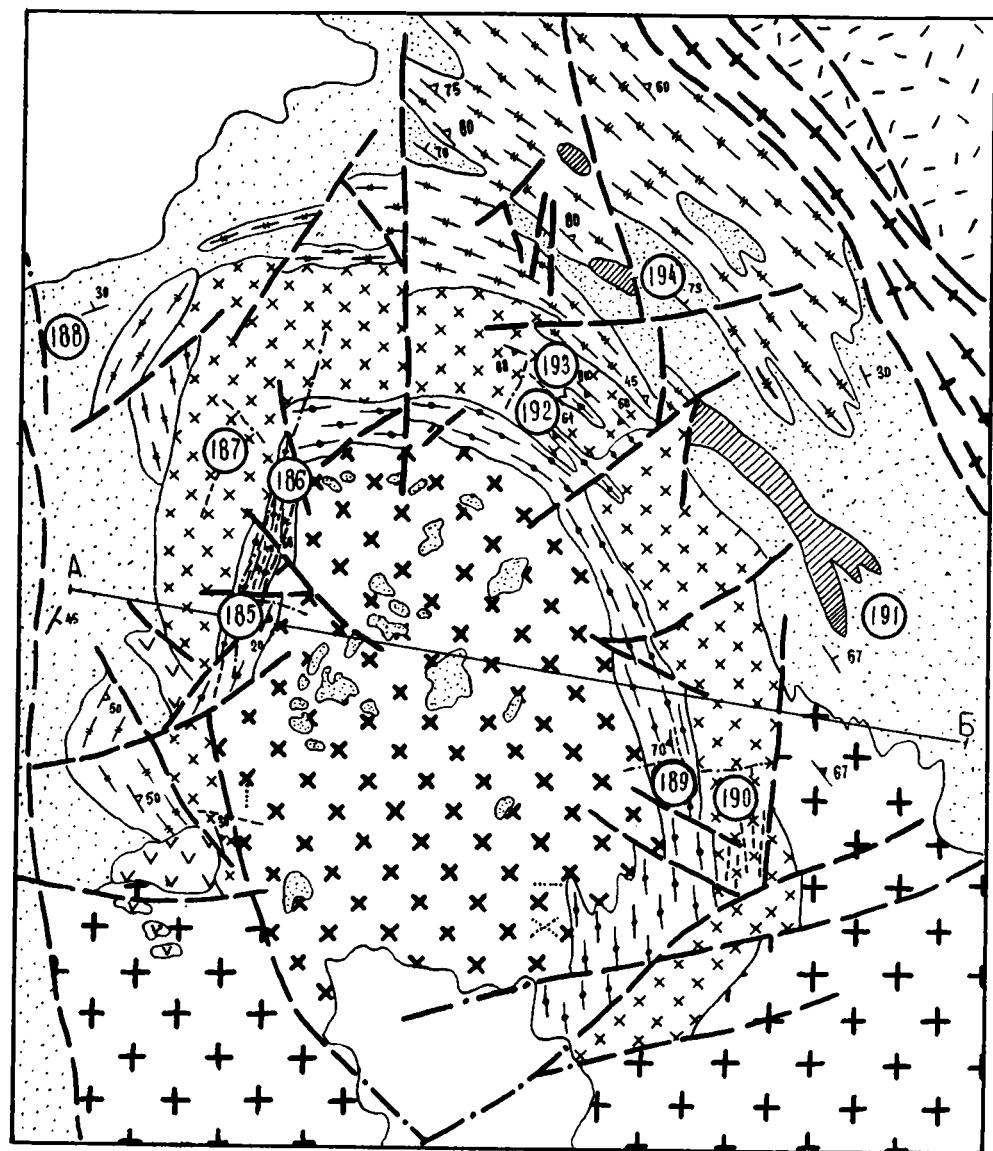
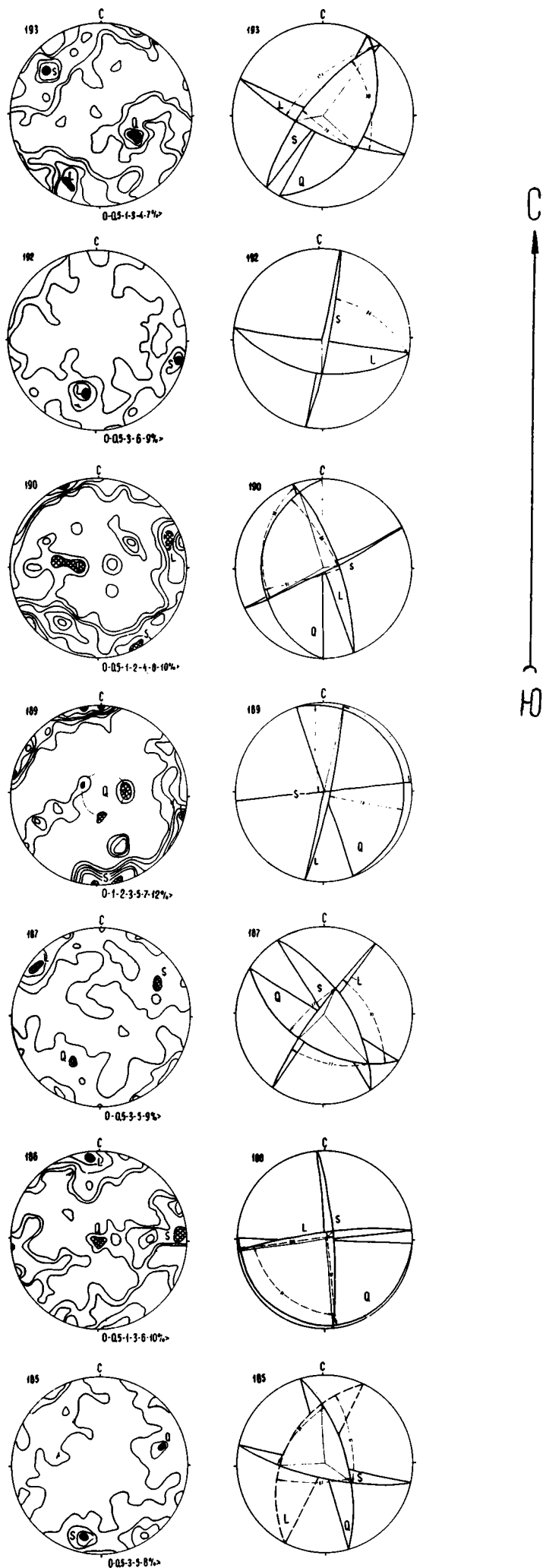


Рис. 28. Геологическая карта Карсакпайского сиенитового массива и его рамы (составлена И.З.Филиппович с добавлениями автора) и диаграммы трещиноватости интрузии. L, S, Q - системы протектонических трещин Г.Клооса и углы между ними;

I - кайнозойские отложения; 2 - порфириды жуанкарской свиты; 3 - амфиболовые, биотитовые сланцы и гнейсы кособинской свиты; 4 - ордовикские (?) габбро-диабазы; 5 - протерозойские (?) мелкозернистые граниты; позднепротерозойский сиенитовый комплекс Карсакпайского массива; 6 - коническая дайка лейкократовых щелочных сиенитов; 7 - внешняя коническая дайка феррогастингситовых сиенитов; 8 - биотит-пироксеновые сиениты основной фазы; 9-II - дайки: 9 - нефелиновых сиенитов, 10 - щелочных лампрофиров, 11 - сиенит-порфиров; 12 - среднепротерозойские гранитогнейсы; 13-14 - среднепротерозойский жуанкарский комплекс: 13 - граниты, 14 - гнейсограниты; 15 - а-разрывные нарушения, б-они же под покровом кайнозойских отложений; 16 - границы интрузивного контакта; 17-19 - направление и угла падения: 17 - сланцевости и сланцеватости I рода, 18 - гнейсовидности, 19 - плоскопараллельных текстур в магматических породах; 20 - точки наблюдения трещиноватости и их номер. Обозначения в диаграммам см. на рис. 17

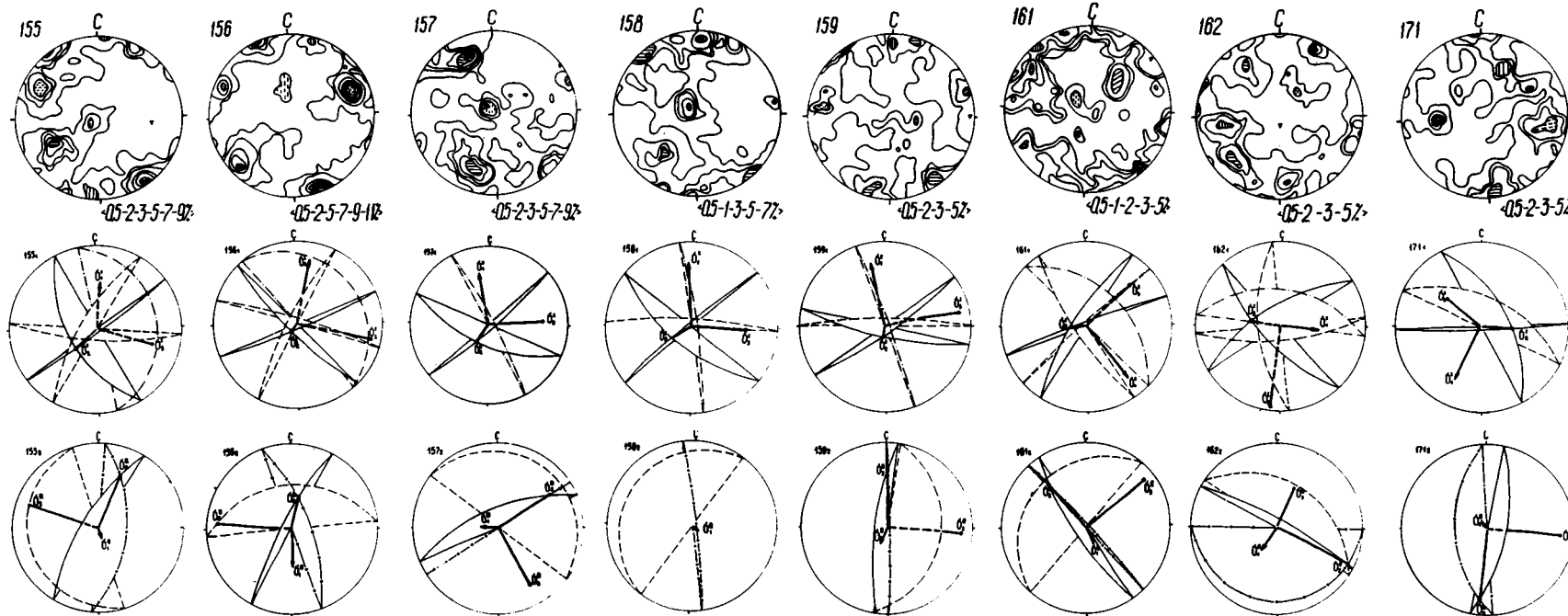
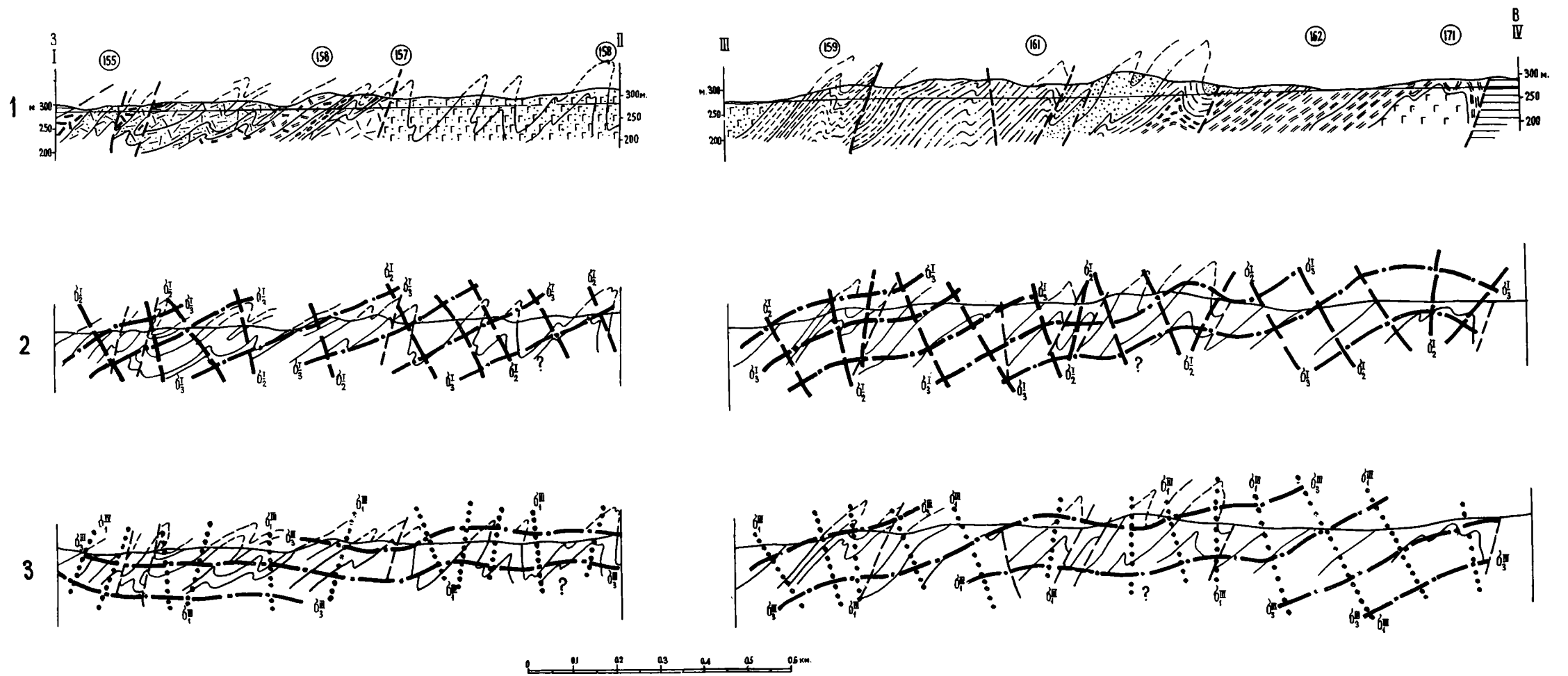


Рис. 31. I - Геологический разрез восточного крыла протерозойского Карсакпайского синклиория по р. Белеуты (Белеутинский участок). Составлен С.Б.Розановым с некоторыми дополнениями автора, 2 - он же с проекциями траекторий осей главных нормальных напряжений I этапа деформации - складчатости продольного горизонтального расправления, 3 - он же с проекциями траекторий осей главных нормальных напряжений III этапа деформации - складчатости продольного вертикального расправления.

I - среднепалеозойские отложения; 2-7 - пачка базальтовых порфиритов болбраунской свиты; 8 - среднезернистые порфириты, 9 - мелко- и среднезернистые порфириты, 10 - порфириты и туффы, 11 - порфириты с внутриформационными конгломератами, 12 - порфириты по среднезернистым туфам, 13 - порфиритоиды; 8-12 - пачка серицитовых сланцев и кварцитов бурманской свиты; 13 - филлиты, 14 - кварц-серицитовые сланцы, 15 - блостосаммитовые кварц-полевошпатовые сланцы, 16 - хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы, 17 - кварц-полевошпатовые тонкопелосчатые сланцы; 18 - пачка базальтовых порфиритов бурманской свиты; 19 - разрывные нарушения; 20-22 - проекции траекторий осей главных нормальных напряжений: 20 - максимальных (растяжения) III этапа, 21 - средних I этапа, 22 - минимальных (сжатия) I и III этапов; 23 - точки наблюдения трещиноватости. Обозначения к диаграммам см. на рис. 17

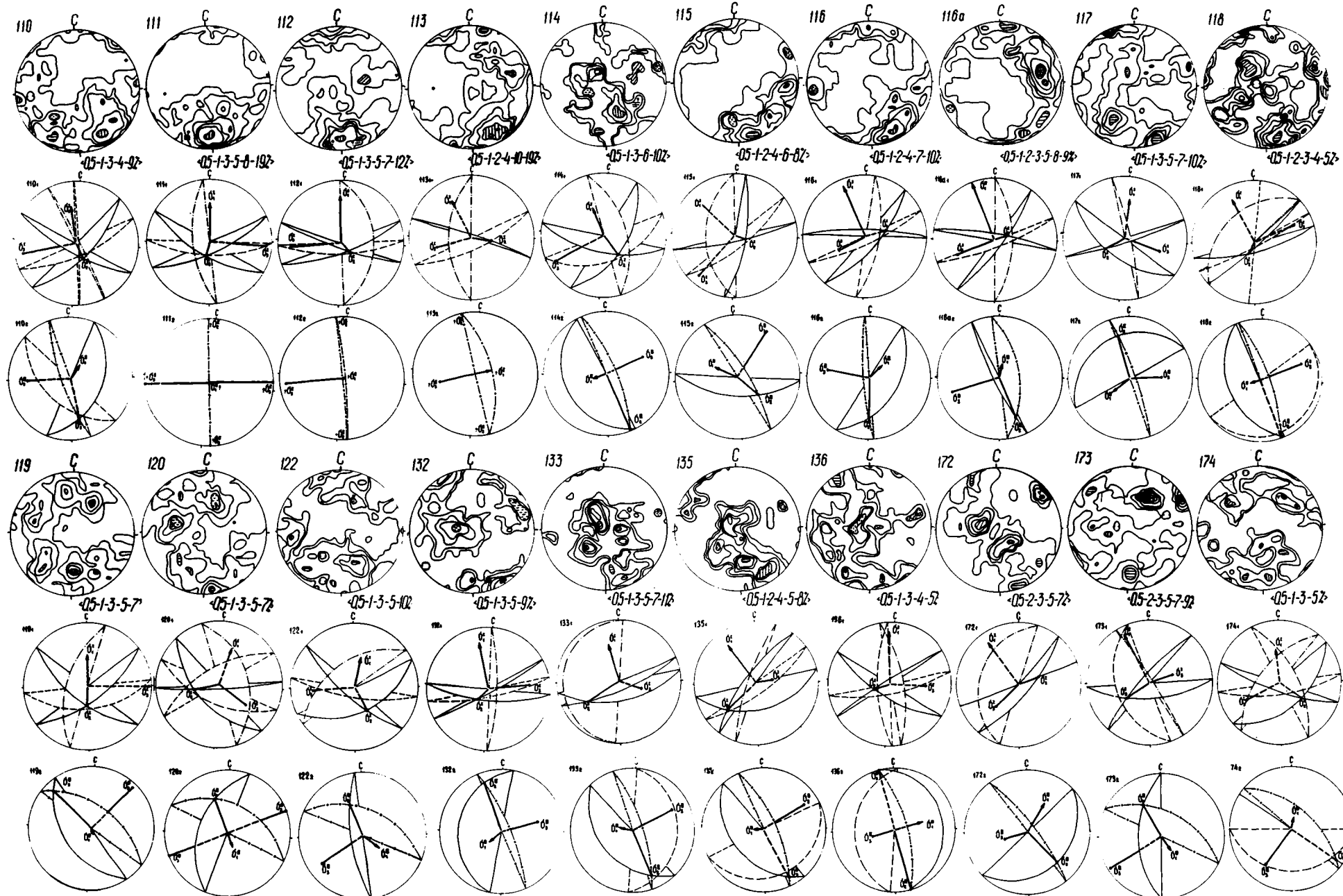
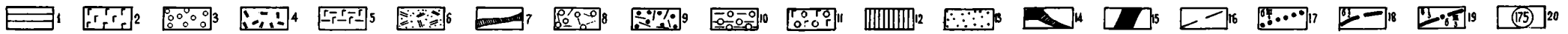
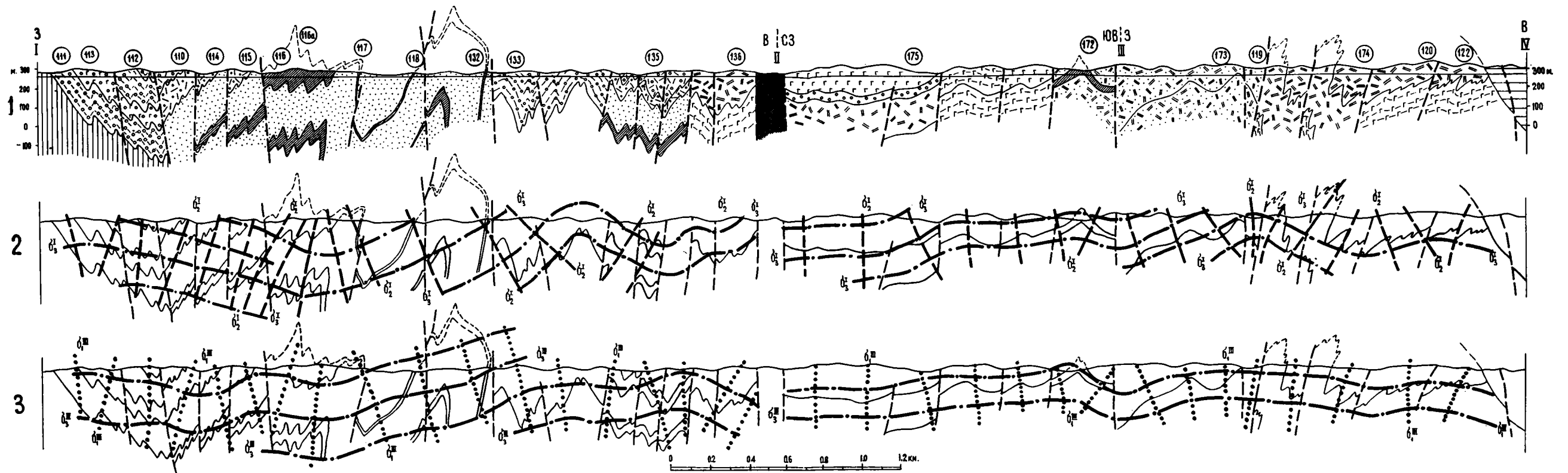


рис. 32. 1 - Геологический разрез осевой зоны протерозойского Каракумского синклиналя по р. Белеуты (Аккиксайский участок). Составлен Д.А.Зайцевым, С.Б.Розановым и О.В.Яна-скуртом с некоторыми изменениями автора. 2 - он же с проекциями траекторий осей главных нормальных напряжений I этапа деформации - складчатости продольного горизонтального расплющивания. 3 - он же с проекциями траекторий осей главных нормальных напряжений III этапа деформации - складчатости продольного вертикального расплющивания;

I - среднепалеозойские отложения; 2-3 - алтайтигуринские свиты; 2 - порфиритоиды по лавам и туфам базальтового и андезитового составов, пепловым туфам дацитового состава, 3 - конгломератные сланцы; 4-5 - молакская свита: 4 - порфиритоиды, 5 - порфиритоиды; 6-9 - аккиксайская свита: 6 - порфиритоиды, 7 - микрокварциты и сланцы, 8 - филлиты, порфиритоиды и конгломератные сланцы, 9 - туфоконгломератные сланцы; 10-11 - белкудукская свита: 10 - конгломератные сланцы, 11 - миндалекаменные порфиритоиды; 12 - бластопамятные сланцы кумолинской свиты; 13-14 - битская свита: 13 - кварц-серпичит-альбитовые сланцы, туфиты, бластопамятные сланцы с рассеянной галькой, 14 - железистые кварциты; 15 - позднепротерозойские габбро-диабазы; 16 - разрывные нарушения; 17-19 - проекции траекторий осей главных нормальных напряжений: 17 - максимальных (растяжения) III этапа, 18 - средних I этапа, 19 - минимальных (сжатия) I и III этапов; 20 - точки наблюдения над трещиноватостью. Обозначения к диаграммам см. на рис. 17

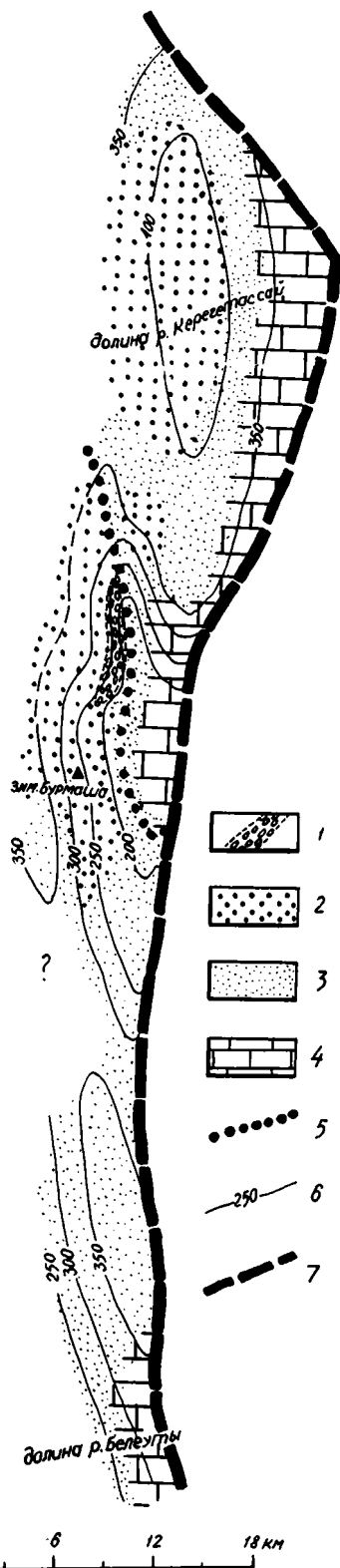


Рис. 39. Карта изопакит верхней пачки бурмашинской свиты для южной части Карсакпайского синклиналя:

1 – область развития конгломератов в основании болбраунской свиты; 2 – области широкого распространения (более 20% разреза) blastopsemitovых сланцев; 3 – области преимущественного распространения кварц-серицитовых сланцев и филлитов; 4 – области широкого (более 3% разреза) распространения мраморов; 5 – южная граница распространения железистых кварцитов; 6 – изопакиты; 7 – восточная граница распространения бурмашинской свиты

**Владислав Сергеевич Милеев,
Сергей Борисович Розанов
ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА ДОКЕМБРИЯ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА**

Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. XI

З а к а з н а я

Редактор *Е. Е. Белёва*
Технический редактор *В. И. Овчинникова*
Корректоры *М. И. Эльмус, И. С. Хлыстова*

Сдано в набор 3/X 1974 г.	Подписано к печати 19/II 1976 г.
Л-54524 Формат 70×108 ¹ / ₁₆	Бумага тип. № 1 Физ. печ. л. 23,0+7,25
(12 схем) Усл. печ. л. 32,2	Уч.-изд. л. 36,32 Изд. № 2142
Зак. 660	Тираж 750 экз. Цена 2 р. 78 к.

Издательство Московского университета.
Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.
Типография Изд-ва МГУ. Москва, Ленинские горы

