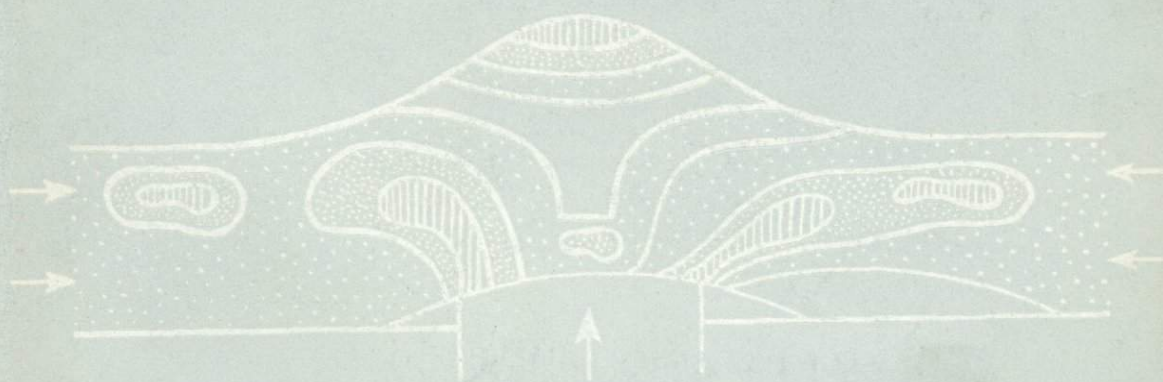


О. В. ГРАБКИН, А. И. МЕЛЬНИКОВ

**СТРУКТУРА
ФУНДАМЕНТА
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
В ЗОНЕ КРАЕВОГО ШВА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

О. В. ГРАБКИН, А. И. МЕЛЬНИКОВ

СТРУКТУРА
ФУНДАМЕНТА
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
В ЗОНЕ КРАЕВОГО ШВА
(на примере Шарыжалгайского блока)

Ответственный редактор
доктор геол.-мин. наук *С. М. Замараев*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск-1980



3139

УДК 551.243(235.35)

В книге рассматриваются геотектоническое положение и внутренняя структура Шарьжалгайского блока, сложенного архейскими образованиями. Основное внимание уделяется расшифровке древнейших раннекембрийских этапов формирования структуры, а также структурным перестройкам, связанным с эволюцией блока в зоне краевого шва Сибирской платформы. Предпринята попытка поэтапного кинематического анализа.

Работа основана на детальном изучении архейских образований в наиболее обнаженных участках Прибайкалья и Присянья и рассчитана на широкий круг геологов-практиков, научных работников, студентов и преподавателей вузов.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема изучения внутренней структуры метаморфических комплексов, слагающих фундамент древних платформ, все больше привлекает внимание исследователей. Она изучается в основном в двух аспектах: раскрытие специфики стиля складчатых и разрывных структур метаморфических толщ и выяснение механизма структурных перестроек внутри фундамента на разных этапах его тектонической истории.

Решение большинства конкретных вопросов упирается в настоящее время в нехватку фактического материала, слабое знание морфологии структурных форм, недостаточную детальность работ.

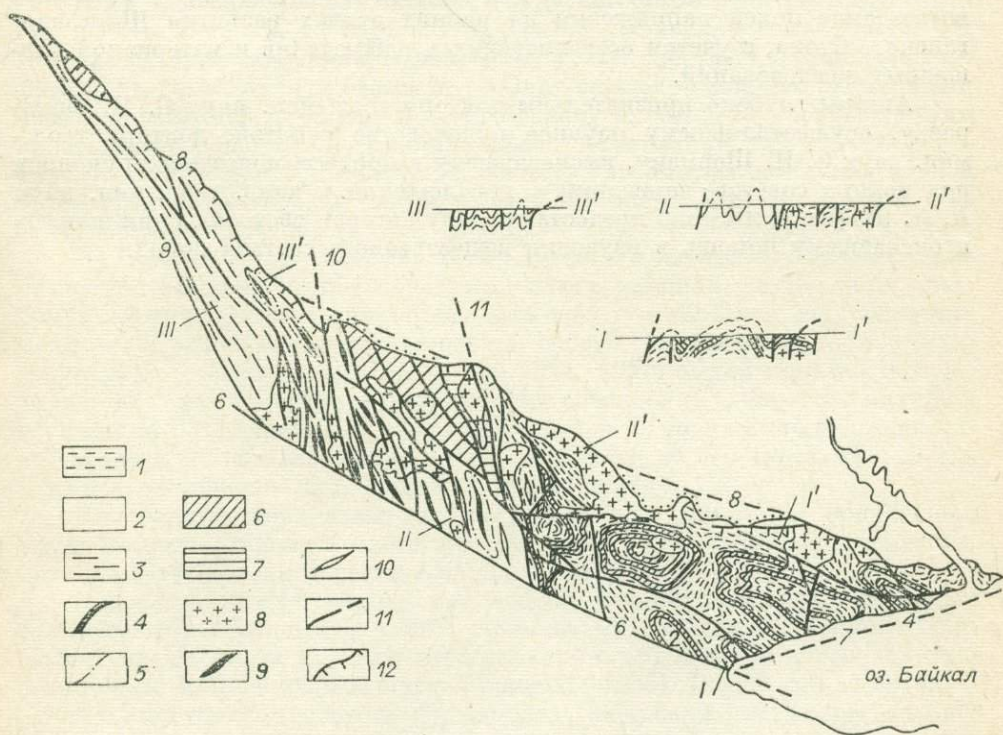


Рис. 1. Схема геологической структуры Шарыкалгайского блока. Составлена с учетом данных А. А. Прокофьева (1971) и материалов детальных геологических съемок.

1—5 — архейские образования (1 — шарыкалгайская серия нерасчлененная; 2 — китайская свита; 3 — ерменская, онотская и таргозская свиты; 4 — маркирующие горизонты гранатосодержащих гнейсов; 5 — условные маркирующие горизонты); 6 — камчадалская свита и свита Соснового Байца нижнего протерозоя; 7, 8 — среднепротерозойские образования (7 — сублукская серия, 8 — палеозойские гранитоиды саянского комплекса); 9 — оси антиформных складок; 10 — оси синформных складок; 11 — разломы, установленные по геолого-геофизическим данным, в том числе и под чехлом и акваторией оз. Байкал; 12 — надвиги.

Цифры на схеме: 1—4 — гранито-гнейсовые купола (1 — Жидойский, 2 — Зыркузунский, 3 — Громотухинский, 4 — Улановский); 5 — Тойсунская брахисинклиналь; 6—11 — разломы (6 — Главный Саянский, 7 — Обручевский, 8 — Присаянский, 9 — Тагнинский (Хусан-Жалгинский); 10 — Онотский; 11 — Дабадский).

В этой связи Шарыжалгайский блок фундамента Сибирской платформы, расположенный северо-западнее оз. Байкал (рис. 1), с его хорошо обнаженными участками побережья озера, бассейна р. Оки и др., представляет собой благодатный и многообещающий объект исследования, способный дать ценные факты для решения многих загадок метаморфической тектоники.

Наряду с известными в литературе общими представлениями о структуре Шарыжалгайского блока программа работ включала следующие основные моменты.

1. Изучение складчатой структуры, характеризующейся нелинейным или слаболинейным типом складчатости, разрывных нарушений и главных систем трещин в юго-восточной части Шарыжалгайского блока.

Такое изучение было проведено путем составления детального структурного разреза в максимально обнаженном районе: на побережье оз. Байкал, между истоком р. Ангары (портом Байкал) и пос. Култук.

2. Изучение складчатости, разломов, трещинной тектоники, наблюдения за характером движения по разрывам в крайней северо-западной части, в одном из районов с ярко выраженным линейным типом структуры Шарыжалгайского блока.

Методически это осуществлялось путем составления детальных разрезов на отдельных хорошо обнаженных участках долин левых притоков р. Ангары.

3. Выявление соотношения складчатых и разрывных нарушений, воссоздание полей напряжения на ранних этапах развития Шарыжалгайского блока, с учетом всех имеющихся наблюдений и материалов площадных исследований.

Авторы глубоко признательны доктору геол.-мин. наук С. М. Зама-раеву, осуществлявшему научное руководство работой, доктору геол.-мин. наук С. И. Шерману, высказавшему в процессе подготовки рукописи ряд ценных советов, замечаний и предложений и канд. геол.-мин. наук А. А. Шафееву, любезно предоставившему авторам свои описания шлифов и оказавшему помощь в изучении вещественного состава пород.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРУКТУРЕ
ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО БЛОКА

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГРАНИЦЫ

Шарыжалгайский блок, сложенный древнейшими кристаллическими породами шарыжалгайской серии, единодушно относимой всеми исследователями к архею, является, согласно наиболее распространенной точке зрения (Обручев, 1949; Сулоев и др., 1962; Смирнов и др., 1963; Бузиков и др., 1964), краевым выступом архейского фундамента Сибирской платформы. Большинство современных исследователей, в их числе и авторы настоящей работы, считают, что Шарыжалгайский блок протягивается на 300 км от побережья оз. Байкал, между истоком р. Ангары и пос. Култук на северо-запад, до бассейна р. Оки в Присаянье (см. рис. 1). По другим представлениям (Прокофьев, 1974), собственно Шарыжалгайский блок обрывается в бассейне р. Оной системой мощных субмеридиональных разломов, к западу и северо-западу от которых распространены нижнепротерозойские геосинклинальные образования так называемого «Булунского блока». Согласно третьей точке зрения, из шарыжалгайской серии следует исключить и китойский комплекс. Границы блока еще будут обсуждаться ниже.

На северо-востоке Шарыжалгайский блок либо трансгрессивно перекрывается осадочными образованиями платформенного чехла, либо надвинут на них. С юга и юго-запада границей его является зона Главного Саянского разлома, представляющая собой грандиозную глубинную структуру — краевой шов (Замараев, 1961, 1967) общей протяженностью свыше 3000 км, по которому происходит сочленение Сибирской платформы с Саяно-Байкальской складчатой областью. Ширина выхода на поверхность пород шарыжалгайской серии колеблется от 75—80 до 10—15 км, в целом постепенно уменьшаясь к северо-западу.

По данным аэромагнитных исследований, структуры обнаженной части Шарыжалгайского блока прослеживаются к северу, под образованиями платформенного чехла (Замараев, 1967).

Шарыжалгайскую серию, сложенную различными гнейсами, кристаллическими сланцами, а также чарнокитами, гранитами, гранито-гнейсами и мигматитами принято сопоставлять с архейскими образованиями Алданского и Анабарского щитов (Фролова, 1955). В ней, как и во внутренних выступах архейского фундамента Сибирской платформы, наблюдается сложное сочетание пород с ассоциациями гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, широко развиты процессы гранитизации, связанные с регрессивным метаморфизмом (высокотемпературным диафорезом) амфиболитовой фации (Крылов, Шафеев, 1969; Судовиков и др., 1962; Рабкин, 1960). Есть много общего также в характере внутренней структуры и стиле тектонического развития этих комплексов.

Своеобразие тектонической позиции Шарыжалгайского блока состоит в том, что он располагается непосредственно в зоне краевого шва Сибирской платформы. Блок вытянут на сотни километров вдоль Присаянской ветви краевого шва и находится здесь в зоне непосредственного,

прямого влияния Главного Саянского разлома. Сложенный древнейшими комплексами архея с возрастом метаморфизма в 2900—3000 млн. лет (Соботович и др., 1965) Шарыжалгайский блок должен был испытать на себе влияние тектонических преобразований в зоне сочленения платформы и складчатой области, начиная с момента заложения глубинного шва. Архейские толщи шарыжалгайской серии представляют собой, таким образом, прекрасный объект для изучения влияния краевых глубинных разломов на кристаллический фундамент Сибирской платформы. Изучая характер деформаций кристаллических пород Шарыжалгайского блока на различных этапах, можно попытаться судить о полях тектонических напряжений в зоне краевого шва в разные периоды его активности.

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕОЛОГИИ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Архейские образования побережья оз. Байкал, начиная с конца прошлого века, многократно изучались геологами нескольких поколений. После работ М. И. Бакшевича, И. Д. Черского (1886), Н. И. Свитальского (1915, 1916, 1924), установивших архейские образования и сделавших первые шаги в изучении их стратиграфии, появилась серия работ Б. З. Коленко (1923, 1926), а затем исследования Д. С. Коржинского, внесшие большой вклад в изучение петрографии, парагенетических ассоциаций и метаморфизма кристаллических образований Прибайкалья. Вопросам региональной тектоники посвящены работы М. М. Тетяева (1916), Н. Н. Падурова, который предложил именовать архейский комплекс Прибайкалья шарыжалгайским, В. А. Обручева (1935), Е. В. Павловского (1956), С. М. Замараева (1967) и многих других исследователей.

Исторически сложилось так, что вопросы внутренней структуры шарыжалгайской серии до конца 50-х годов не привлекали пристального внимания. Неоднократно отмечалось, что складчатость архея отличается необычайной сложностью и напряженностью, указывалось на широкое развитие крутых изоклинальных складок.

Однако точные данные о морфологии складок практически отсутствовали. Е. Н. Щукина, в 1932 г. предпринявшая попытку расчленения архейской толщи Юго-Западного Прибайкалья, выделила в ней три горизонта: нижний — лиловые гранатовые гнейсы; средний — светло-серые биотитовые гнейсы; верхний — слюдяные и актинолитовые сланцы (сейчас установлено, что последние не имеют отношения к шарыжалгайской серии). Эта схема, в то время, по существу, единственная, если не считать первых работ Н. И. Свитальского, не была опубликована. Первые попытки расшифровать внутреннюю структуру архейского блока в целом относятся к 1953—1961 гг. и принадлежат коллективу геологов-съемщиков Иркутского геологического управления (И. М. Ширококов, А. А. Шафеев и др.). По данным исследований Мотской и Среднекитойской партий, шарыжалгайская серия слагает крупный синклиниорий, в крыльях которого залегают биотит-амфиболовые, амфиболовые гнейсы и амфиболиты (шумихинская свита), биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы (жидойская свита), а в ядре — светлые, «гранитного» облика биотитовые, биотит-амфиболовые и гиперстеновые гнейсы (зогинская свита). А. А. Шафеев (1970), изучая район, примыкающий с севера к побережью оз. Байкал, между поселками Култук и Шарыжалгай, выделил здесь гранитизированные образования жидойской свиты. Он указывает, что в составе шарыжалгайского комплекса очень большую роль играют чарнокиты и чарнокитизированные породы, а также граниты, гранито-гнейсы и мигматиты — продукты ультраметаморфизма. Так, зогинская свита рассматривается А. А. Шафеевым как комплекс, не подлежащий стратификации и представляющий собой различные граниты, сильно гранитизиро-

ванные породы, чарнокиты, с которыми неразрывно связаны гранат-кордиеритовые гнейсы. Все эти породы условно включены А. А. Шафеевым в жидойскую свиту. Разреза по берегу оз. Байкал в работе не приведено.

Наши материалы полностью подтверждают вывод А. А. Шафеева о большой роли чарнокитов и гранитов в составе шарыжалгайской серии и, как будет показано, дают основание говорить об их ведущей роли в формировании складчатой структуры. Заслуживает внимания и поддержки стремление отойти от излишне строгой стратификации толщи. В условиях повышенной пластичности пород в глубинных зонах земной коры, при значительной подвижности материала, формирующего складки, мы вряд ли вправе ожидать полного совпадения разрезов на крыльях этих складок.

Работы Ю. З. Елизарьева (1959—1964) посвящены в основном вопросам стратиграфии архейских толщ Прибайкалья и Присаянья. Им выдвинуто положение о трехчленном строении шарыжалгайской серии у побережья оз. Байкал: нижняя свита (шумихинская) представлена главным образом основными кристаллическими сланцами, средняя (жидойская) — преимущественно гранатовыми гнейсами, а верхняя (зогинская) — светло-серыми гнейсами различного состава. Одна из статей Ю. З. Елизарьева (1959) содержит описание разреза по берегу оз. Байкал, от порта Байкал до пос. Култук. Структура всего архейского блока по линии разреза синклинорная. Синклинорий осложнен двумя антиклиналями и одной синклиналью второго порядка с северо-западным простиранием осей. Ядро одной антиклинали находится восточнее пос. Шарыжалгай, другой — к западу от мыса Толстый. Ядро синклинальной складки расположено в районе мыса Половинного. Зоны сбросов субширотного и северо-восточного простирания выделены у мыса Половинного и порта Байкал.

Исследования В. И. Навиль охватывают район, выходящий на северное побережье оз. Байкал на участке между пос. Шарыжалгай и портом Байкал. Весь район вблизи побережья, по данным В. И. Навиль, сложен различными гранитами и гранито-гнейсами, среди которых наблюдаются небольшие «пятна» выходов гнейсов и мигматитов. Разреза по побережью в отчете не приведено, а описание структуры схематично.

И. Н. Крылов и А. А. Шафеев (1969) занимались изучением петрографии и метаморфизма Шарыжалгайского блока. И. Н. Крылов работал над проблемой структурного контроля процессов гранитообразования. Основной методикой полевых работ было составление детальных структурных разрезов отдельных участков на линии порт Байкал — пос. Култук.

В работах приводятся разрезы на участки 100—105, 128—133, 140—143, 145 км Кругобайкальской железной дороги. Цельного структурного разреза по всей линии не дается. И. Н. Крыловым (1969) составлена схема распространения различно метаморфизованных пород, на которой выделены зоны преимущественного развития пород гранулитовой фации и чарнокитов и зоны преимущественного развития амфиболитовой фации и биотитовых гранитоидов.

Основные выводы И. Н. Крылова и А. А. Шафеева сводятся к следующему.

В геологическом развитии Шарыжалгайского блока имели место два тектонических этапа. В первый этап, сопровождавшийся метаморфизмом гранулитовой фации, образовались крупные пологие складки, ориентированные на северо-запад (например, пологая синклиналь Крутой Губы). Второй этап ознаменовался возникновением линейных тектонических зон субмеридионального или северо-восточного простирания, секущих по отношению к структурным формам первого этапа («зоны смятия»). В этих зонах на породы наложен регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации, здесь происходило формирование биотитовых гранитов и гранито-гнейсов. Для зон смятия характерно варьирование, но часто кру-

тое залегание пород, интенсивная мелкая складчатость, разломы, агматиты «складчатого» типа. Пример таких зон — участок между мысом Бакланьим и ст. Шарыжалгай (128—133 км)¹, район р. Хабартуй (145 км) и др.

Структурами, которые в течение первого этапа контролировали развитие процессов чарнокитизации, были многочисленные зоны преимущественно межслоевых разломов, которые в настоящее время фиксируются зонами блоковых агматитов. Образование гранитов тесно связано во времени и пространстве с деформациями пород в зонах смятия, оно проявилось наиболее широко после того, как основной этап деформации закончился.

Следует отметить, что наши наблюдения говорят скорее о совпадении периодов максимального развития процессов деформации и гранитизации пород.

Породы гранулитовой фации более широко распространены в восточной части разреза; в его западной части площади развития различно метаморфизованных пород примерно равны.

Однако, наряду с участками преимущественного развития пород той или иной фации, встречаются зоны частого их чередования, нередко в пределах одного обнажения. Более широкое распространение пород гранулитовой фации в восточной части разреза объясняется блоковым строением района. Восточные блоки всегда приподняты относительно западных, вследствие чего восточная часть разреза является наиболее глубокоэродированной.

По нашим данным, соотношения между блоками по разрезу носят более сложный характер (см. рис. 21).

А. А. Прокофьевым (1974) на основе обобщения материалов геологических съемок, а также личных наблюдений, в том числе вдоль Кругобайкальской железной дороги, составлена тектоническая схема юго-восточной части Шарыжалгайского блока. По линии разреза ст. Уланово — пос. Култук выделены следующие складки (с востока на запад): 1) Улановская антиклиналь (район с. Уланово), размах крыльев 30 км; 2) Маритуйская синклиналь (район ст. Маритуй), размах крыльев 10—15 км, осевая поверхность запрокинута на восток; 3) Громотухинская антиклиналь, ее юго-западное крыло выходит на линию разреза в районе ст. Шарыжалгай, ядро расположено северо-западнее и оборвано крупным сбросом; в целом, это брахиформа, слегка вытянутая на северо-запад; 4) синклиналь, расположенная непосредственно к западу от пос. Култук, размах крыльев примерно 5—7 км, простирание оси северо-западное.

Наши представления о морфологии крупных складок ближе всего согласуются с этой схемой. А. А. Прокофьевым складки выделены путем прослеживания внутри гнейсовой толщи маркирующих пластов, за которые приняты гранатсодержащие гнейсы. Наши выводы о крупных складчатых формах и истории их формирования учитывают, кроме того, детальные наблюдения за более мелкими складками, структурами будинажа, степенью гранитизации пород, а также соотношениями между чарнокитизацией и гранитизацией пород, с одной стороны, и деформациями пород — с другой.

В плане изучения внутреннего строения Присаянской ветви краевого шва Сибирской платформы и его влияния на архейский комплекс имеется ряд общих и региональных работ (Замараев, 1967; Замараев и др., 1975; Наумов, 1974; Берзин, 1967).

В литературе отмечалось, что в зоне краевого шва шириной 10—15 км образовались различные мидониты и катаклазиты, что основной шов сопровождается сложной системой сопряженных и оперяющих разломов,

¹ Здесь и далее привязка осуществлена по реперам вдоль Кругобайкальского участка железной дороги.

также трассирующихся различными тектонитами, что для зоны сочленения платформы и Саяно-Байкальской области характерны интенсивные интрузивные и вулканические проявления различного возраста, начиная с позднего архея — раннего протерозоя (Замараев, 1967).

Было выяснено, что породы высокотемпературных фаций метаморфизма, слагающие фундамент Сибирской платформы, в зоне краевого шва повсеместно испытывают ретроградный метаморфизм (высокотемпературный диафторез) с образованием мощных зон диафторитов (Кориковский, 1967; Крылов и Шафеев, 1969; Крылова и др., 1972).

Весьма ограничены сведения о том, какие изменения претерпела внутренняя структура Шарыжалгайского блока в связи с положением последнего в зоне сочленения платформы с протерозойской складчатой областью. Не предпринимались попытки воссоздать поля тектонических напряжений и выявить механизм формирования разновозрастных складчатых и разрывных структур внутри Шарыжалгайского блока. Это вполне естественно, потому что, прежде чем ставить перед собой указанные задачи, необходимо иметь достоверные данные о морфологии складок и разрывов, о соотношении структурных форм разных порядков. Однако, несмотря на то, что вся территория Шарыжалгайского блока в настоящее время покрыта геологической съемкой, а большая часть его изучена в детальных масштабах, несмотря на большое количество тематических исследований, внутренняя структура и стратиграфия толщи понимаются, как показано выше, различными исследователями по-разному. Сводная детальная карта существует пока только для центральной части блока — района Китойского месторождения силлиманитовых сланцев, но и здесь нет единого толкования: одними авторами структура участка трактуется как антиклинальная, другие выделяют здесь синклиналь. Обнаженность района в большинстве случаев плохая. В зависимости от понимания структуры по-разному строится сводный стратиграфический разрез шарыжалгайской серии.

Легенда для серии карт, составленных Иркутским геологическим управлением, предполагает выделение большого количества свит, различающихся по составу слагающих их гнейсов, кристаллических сланцев и мигматитов, по характеру чередования пород в разрезе. Свиты, в свою очередь, подразделяются на подсвиты и горизонты. Однако, по нашему мнению, пока нет однозначности и определенности в понимании внутренней структуры блока, эта стратиграфическая схема может рассматриваться лишь как первая условная модель, способствующая систематизации накопленного обширного материала.

Данные геологических съемок и тематических исследований (Крылов, 1970; Крылов, Шафеев, 1969) позволяют, как было показано, составить общие представления в стиле складчатости различных участков Шарыжалгайского блока, о распространении и простирации зон разрывных нарушений. Коротко они сводятся к следующему.

В юго-восточной части блока (бассейны рек Жидой, Иркут, северное побережье оз. Байкал) породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, слагают крупные пологие складки, изометричные или брахиформные в плане, с размахом крыльев по одним данным в сотни метров и первые километры (Крылов, Шафеев, 1969), по другим — в 30—40 км (Прокофьев, 1971).

Формирование их связывается с метаморфизмом пород в условиях гранулитовой фации, возраст которого более 2600 млн. лет. На пологие складчатые формы наложены линейные зоны субмеридионального или северо-восточного простирания, шириной от нескольких метров до нескольких километров, где породы метаморфизованы преимущественно в условиях амфиболитовой фации. Здесь характерны сложные и интенсивные дислокации: частая смена пологих и крутых залеганий пород, интенсивная мелкая складчатость и пloyчатость, будинаж, синскладчатые

разломы, по которым восточные блоки приподняты относительно более западных. По отношению к крупным складкам гранулитового комплекса, для крыльев которых не характерна плейчатость, зоны смятия расположены секуще. Первые имеют северо-западное простирание, вторые — субмеридиональное или северо-восточное. В зонах смятия часто встречаются складки, свидетельствующие о повторных деформациях (Крылов, 1970). Время проявления регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации и возникновения зон смятия 1800—2000 млн. лет (Герлинг, Варшавская, 1966). Район распространения изометричных и брахиформных в плане складок ограничен с северо-запада крупным Дабадским разломом (бассейн р. Китой). К западу и северо-западу от пос. Дабады, вплоть до бассейна р. Олот развиты различные гнейсы и кристаллические сланцы китойской свиты — комплекса пород, отличного от образований юго-восточной части Шарыжалгайского блока. Складки китойской свиты описываются А. А. Прокофьевым как четко линейные, с субмеридиональным простиранием осей. Для междуречья Китой — Олот характерно широкое развитие субмеридиональных разрывов, которые образуют сплошную зону шириной около 50 км (Прокофьев, 1971). Эта зона, именуемая обычно Олотской системой разломов, ограничивает с северо-запада поле распространения китойского комплекса (так называемый «Китойский» или «Мало-Бельский» блок). Далее к северо-западу, в бассейнах рек Урика, Белой, Ермы, Тагны и Оки гнейсы и амфиболиты, выделяемые в ерминскую, олотскую и таргазойскую свиты, слагают, по данным А. А. Прокофьева, А. М. Скарюкина, Е. Л. Емельянова и других исследователей, крупные линейные складки с крутыми, часто запрокинутыми на юго-запад осевыми поверхностями. Главные разрывные нарушения в пределах этого блока также имеют преимущественно северо-западное простирание.

В крайней северо-западной части Шарыжалгайский блок сложен породами, регионально метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации, причем, по данным Л. Н. Никитиной (1964), это метаморфизм регрессивный, наложенный на ранее существовавшие парагенезисы гранулитовой фации. Абсолютный возраст его 1800—1950 млн. лет. Аналогичная картина установлена в пределах среднего, Китойского, блока с той разницей, что породы гранулитовой фации играют там большую роль. В целом для всей шарыжалгайской серии количество пород, регрессивно метаморфизованных в амфиболитовой фации, постепенно увеличивается с юго-востока на северо-запад (Никитина, 1964; Крылов, 1970). И. Н. Крылов объясняет это постепенным погружением Шарыжалгайского блока к северо-западу. С этим же обстоятельством связывают обычно изменения стиля складчатости: переход от пологих, крупных, изометричных в плане нелинейных складок юго-востока к линейно вытянутым, крутым и запрокинутым формам северо-запада. Согласно другой точке зрения (Прокофьев, 1971), «древним архейским ядром» Сибирской платформы следует считать лишь юго-восточную часть серии, смятую в нелинейные складки.

В настоящей работе мы попытаемся показать, что возможен иной подход к объяснению фактов. Анализ складчатых форм приводит к выводу, что как по морфологии, так и по механизму образования линейные складки северо-западной части Шарыжалгайского блока вполне могут рассматриваться как результат преобразования брахиформных складок юго-восточного окончания. Находки реликтов гранулитовой фации регионального метаморфизма на крайнем северо-западе (Никитина, 1964) свидетельствуют об общности метаморфической истории всех рассматриваемых гнейсовых комплексов. Постепенное усиление «линейности» структуры на северо-запад в сочетании с постепенным увеличением количества разрывных нарушений, появлением таких крупных наложенных структур, как Олотский, Урикско-Ийский грабены, и с прогрессивным

нарастанием интенсивности регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации составляют, на наш взгляд, достаточно явную картину перестройки структуры присаянской части архейского блока в зоне краевого шва — Главного Саянского разлома и его крупных ветвей: Дабадской, Онотской, Точерской и др.

Выяснение кинематики и динамики развития Шарыжалгайского блока, свидетеля сложной и чрезвычайно длительной истории тектонического развития прибайкальской и присаянской частей краевого шва, имеет большое значение как в связи с проблемами формирования земной коры на ранних этапах ее развития и изучением тектоники ее глубинных зон, как и в плане исследования шовных структур в зонах сочленения платформ и складчатых областей.

Глава 2

СТРУКТУРА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО БЛОКА

Прежде чем перейти к изложению общей схемы структуры, следует, как нам кажется, привести полученные нами фактические данные по разрезу на побережье оз. Байкал. Насколько известно авторам, в литературе нет пока достаточно развернутого описания крупных и мелких структурных форм, развитых на отлично обнаженном участке от порта Байкал до пос. Култук. Описание разреза ведется с востока на запад.

Для удобства изложения описание складчатых и разрывных нарушений дается раздельно.

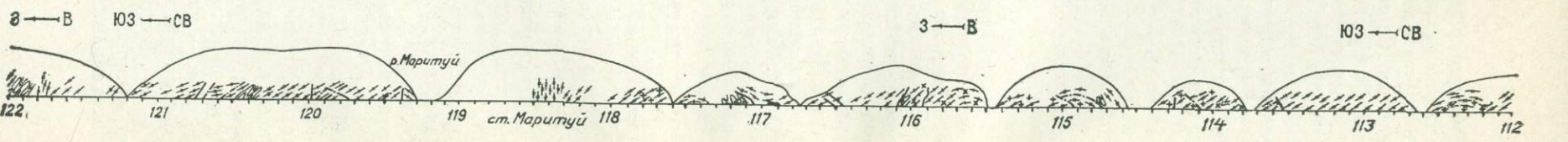
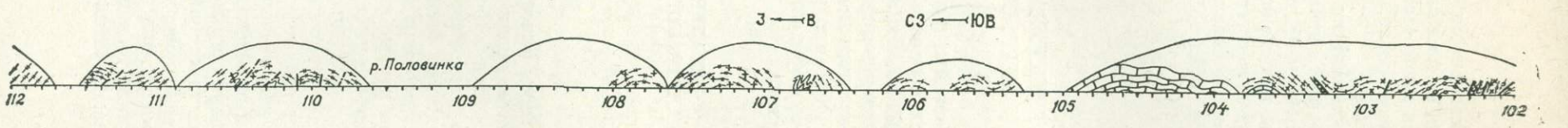
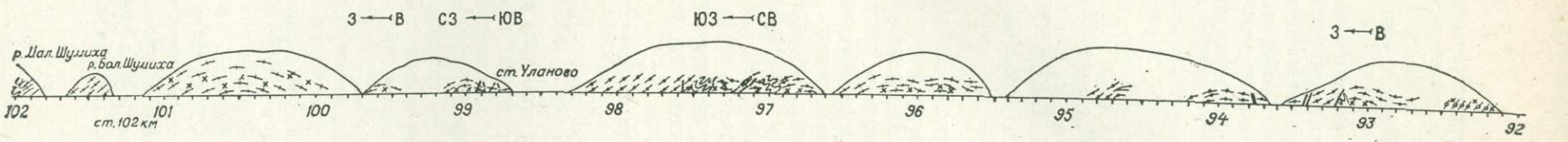
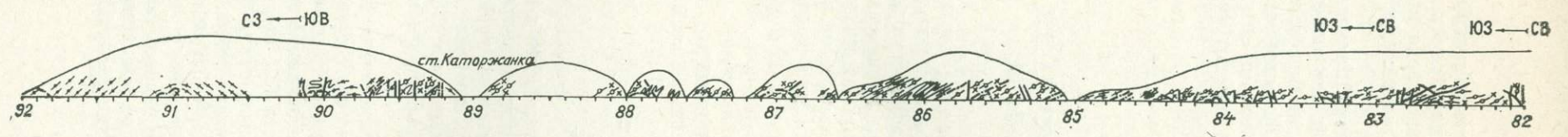
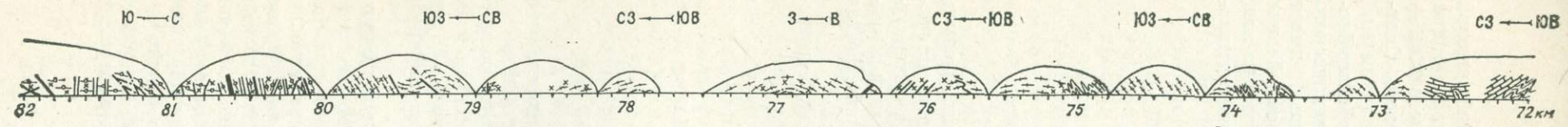
ДЕТАЛЬНЫЙ СТРУКТУРНЫЙ РАЗРЕЗ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО БЛОКА НА ПОБЕРЕЖЬЕ оз. БАЙКАЛ

Складчатая структура

Морфология складок

Следующие ниже описания относятся прежде всего к складкам, которые непосредственно видны в пределах одного или нескольких обнажений. Они устанавливаются либо по закономерной смене горизонтов разного состава, либо по изменению ориентировки в пространстве гнейсовидности, полосчатости, длинных осей будин или глыб агматитов. Обычно это складки второго, третьего или более высоких порядков, имеющие ширину в сотни метров или первые километры (рис. 2).

Изучение разреза начато в обнажениях искусственной выемки Кругобайкальской железной дороги, против вокзала ст. Байкал. Между реперами 72 и 74,5 км породы слагают нормальную синклинали, на крыльях которой залегают гранатсодержащие гнейсы и основные кристаллические сланцы, а ядро, расположенное в районе пикета 72,5 км, сложено мраморами и различными гнейсами. В восточном крыле синклинали, близ ядра пачка переслаивания мраморов и гнейсов слагает серию изоклинальных складок — узких (шириной 1—2 м), длинных, с острыми или округлыми замками. Осевые поверхности складок наклонены к западу под углом 40—55°. В мраморах ядра по тонким прослоям гнейсов также фиксируются сложные мелкие складочки, серии которых опрокинуты к центру синклинали. Пласты различных гнейсов нередко разорваны мраморами и



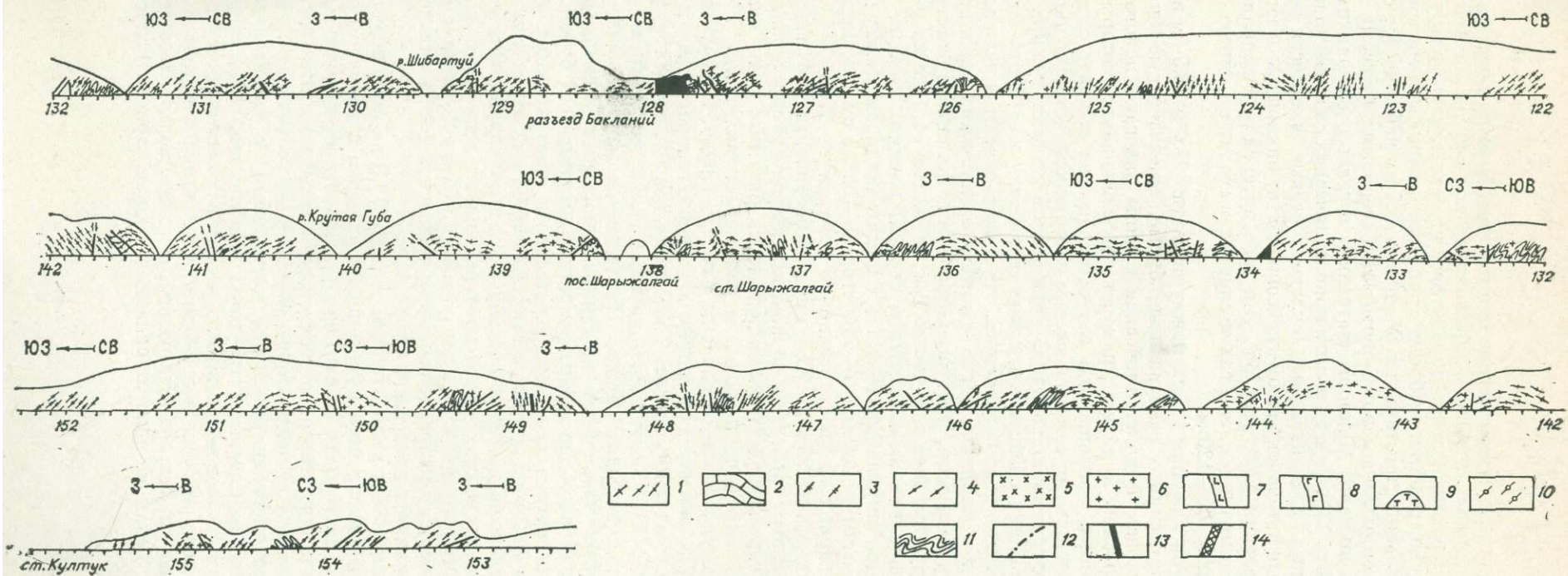


Рис. 2. Геолого-структурный разрез Шарыжалгайского блока вдоль линии Кругобайкальской железной дороги.

1 — биотит-пироксеновые гнейсы и сланцы; 2 — мраморы и кальцифиры; 3 — биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы, амфиболиты; 4 — биотит-гранатовые гнейсы; 5 — диабазы; 6 — долериты; 7 — перидотиты; 8 — чарнокитизированные породы; 9 — гранитизированные породы; 10 — участки интенсивного развития буди-
нажа; 11 — участки интенсивного развития изоклинальной складчатости; 12 — зоны брекчирования пород; 13 — зоны милонитизации; 14 — зоны скарирования и флогопитизации.

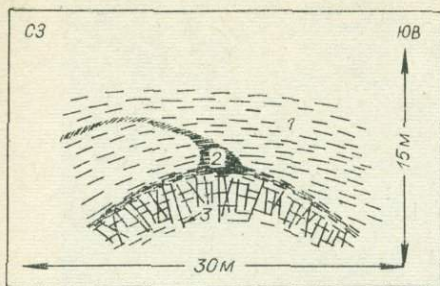
образуют среди них тектонические отторженцы. В районе пикета 73,0 км биотит-пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы на протяжении около 300 м залегают полого. Породы брекчированы, часто разрушены до состояния трухи, разбиты на блоки крупными вертикальными трещинами субмеридионального простирания. У пикета 73,7 км наблюдается сложный извилистый контакт мраморов с биотит-пироксеновыми гнейсами западного крыла синклинали. Мраморы «затекают» в гнейсы несколькими «языками». У пикета 73,8 км в гнейсах и кристаллических сланцах видна серия узких, длинных изоклиналильных складок, осевые плоскости которых, согласно с общей ориентировкой гнейсовидности, наклонены к юго-востоку: азимут падения 120° , угол 65° . Эта зона интенсивной изоклиналильной складчатости в мраморах, гнейсах и сланцах выходит на линию разреза на расстоянии в 100—120 м.

Далее на протяжении 1,5 км между пикетами 74,0 и 75,5 км и дальше к северо-западу сильно разрушенные, бурые, ожелезненные биотит-пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы залегают полого, в них заключены прослой и линзы мраморов, прослеживание которых среди гнейсов и сланцев в большинстве случаев позволяет выявить серии тесно сжатых изоклиналильных складок, осевые поверхности которых параллельны общему погружению пород. С повышением степени гранитизации в монотонных толщах гнейсов залегание становится как будто бы моноклиналильным, однако вполне возможно, что и здесь на самом деле не моноклиналиль, а серии длинных, тесно сжатых, очень узких изоклиналильных складок с острым замком, контуры которых при детальном осмотре обнажений фиксируются довольно часто. Так, у пикета 74,9 км на участке в 70—80 м «моноклиналиль» оказывается серией лежащих сжатых изоклиналильных складок шириной по 1—1,5 м, с общим наклоном осевых плоскостей к северу: азимут падения $0-10^\circ$, угол $20-25^\circ$, с субгоризонтальным положением шарниров, простирающихся по азимуту 270° .

Между пикетами 75,0 и 75,4 км в субгоризонтально залегающих мигматизированных гнейсах и чарнокитах широко распространены вертикальные трещины отрыва, выполненные кварцевыми, реже пегматитовыми жилами. Это ядро широкой и пологой антиклинали. У пикета 75,5 км породы уже полого наклонены к северо-западу. Образуя широкие пологие изгибы, мигматизированные и чарнокитизированные гнейсы и кристаллические сланцы выходят на плоскость разреза почти горизонтально на участке в 2,5—3 км (вплоть до пикета 78,2 км). Широко развиты агматиты, будинированные породы. Наблюдаются системы пологих трещин, залеченных кварцевыми жилами мощностью в несколько сантиметров. Пологое залегание гнейсовидности и длинных осей будин переходит в крутое и вертикальное непосредственно в зонах крупных разломов (пикеты 76,0 и 76,2 км и другие участки). На 76,33 км, при общем пологом погружении гнейсовидности к востоку, в сильно чарнокитизированных породах во многих местах видны контуры мелких лежащих изоклиналильных складок, шарниры которых погружаются к северу, осевые плоскости параллельны общему направлению гнейсовидности. Длина складок (10—12 м и более) намного превышает их ширину.

Между тоннелем и километровым столбом 77,0 на фоне общего пологого залегания фиксируется куполовидная складка с размахом крыльев около 100—150 м. Крылья ее сложены биотит-гиперстеновыми гнейсами, при движении к ядру степень чарнокитизации последних резко возрастает. Складка обозначена не только ориентировкой гнейсовидности, но и двумя зонами брекчирования, в целом согласными с гнейсовидностью. Брекция состоит из плоских остроугольных обломков, скрепленных трухой перетертых гнейсов и гранитов. Брекции резко отличаются по цвету от окружающих пород: они желто-бурые, их обломки окварцованы, а вся масса, особенно рыхлая, цементирующая обломки, подверглась сильному ожелезнению. Такая же пологая складка с сильно чарнокитизированным

а



б

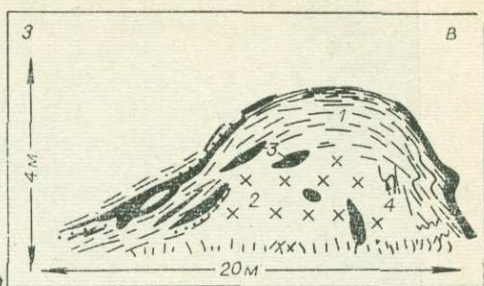


Рис. 3. Внутреннее строение куполовидных складок.

а — внутреннее строение ядра куполовидной складки в чарнокитах (77,8 км).
 1 — гнейсовидность и плоскость мигматизации, 2 — зоны брекчирования и милонитизации, 3 — трещины.

б — внутреннее строение куполовидной складки (98,8 км).
 1 — биотит-пироксеновые гнейсы, 2 — чарнокиты, 3 — будины амфиболитов, 4 — мелкие складки.

ядром, подчеркнутая по гнейсовидности зонами брекчий, наблюдается на 77,18 км. Размах ее крыльев 40—50 м. На участке между пикетами 77,8 и 78,0 км выделяются еще две пологие куполовидные складки, ядра которых сложены чарнокитами. Они почти одинаковы по размеру (размах крыльев 40—50 м), обе подчеркнуты пологими зонами брекчий. Ядро складки у 78,8 км нарушено субвертикальными короткими трещинами, слегка развернутыми веерообразно (рис. 3, а).

На юго-восточном крыле этой складки линейность полого погружается к востоку: азимут падения 90° , угол 10° . Между двумя пологими складками наблюдается узкая зона крутых залеганий гнейсовидности. Породы здесь подверглись сильному сжатию и затем интенсивно выветривались и разрушались. Куполовидные складки и узкая крутая синклиналь выражены в рельефе соответственно округлыми выпуклыми окончаниями гребней и ложбиной между ними.

Таким образом, для всего участка между 74 и 78,5 км характерны пологие залегания. Широкое развитие получили гранитизированные и чарнокитизированные породы, агматиты, будинированные основные породы. Пологие залегания осложнены несколькими куполовидными складками с гранитными (чарнокитовыми) и гранито-гнейсовыми ядрами. Сравнительно редки поздние разрывные нарушения. По положению гнейсовидности этот участок в целом обнаруживает антиклинальное строение (см. рис. 2).

Если у пикета 79,0 км гнейсовидность и осевые плоскости узких изоклинальных складок довольно круто погружаются к запад-юго-западу, а в промежутке 79,1—79,5 км лежат довольно полого, сволнообразными широкими изгибами и крутыми подворотами в зонах взбросов и надвигов, то далее на юго-запад на протяжении 1,3 км (от 79,5 до 80,7 км) гнейсовидность в лейкократовых биотит-гиперстеновых гнейсах, чарнокитах, будинированных породах и агматитах, сменив ориентировку, залегает очень круто, часто вертикально и погружается к восток-юго-востоку. Резко возрастает количество постскладчатых нарушений, интенсивность трещиноватости. На значительных участках породы несут следы раздавливания, огромные блоки целиком превращены в бурую, ожелезненную, раздробленную массу, скрепленную рыхлым материалом — трухой тех же перетертых пород. Характерно, что гнейсовидность здесь часто подчеркивается рассланцовкой и согласными лейкократовыми прожилками.

Широко развиты агматиты, структуры будинажа (рис. 4, а). В участках как более или менее пологого (79,45 км), так и крутого (80,15 км) залегания моноклинали при более внимательном изучении нередко ока-

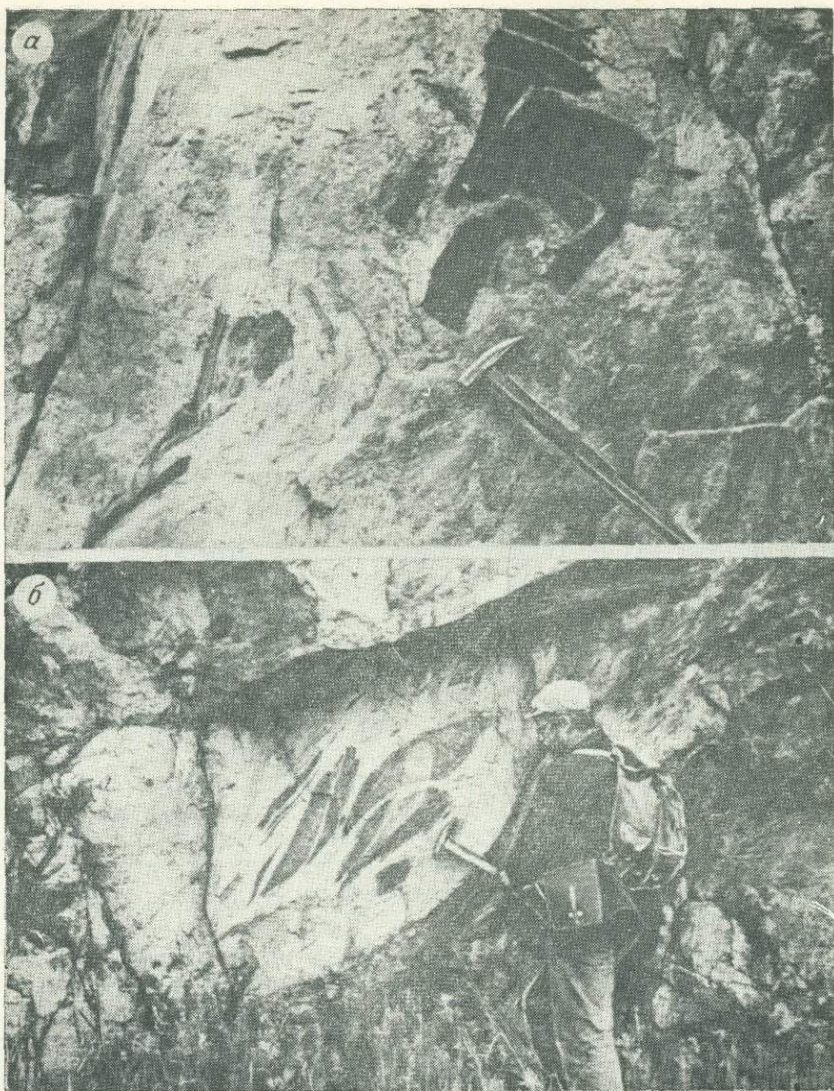


Рис. 4. Структуры будинажа амфиболовых меланократовых сланцев (а) и агматиты в чарнокитизированных породах (б).

зываются нагромождением узких, длинных, сжатых изоклинальных складок с субпараллельными осевыми поверхностями.

По залеганию гнейсовидности в промежутке между 78 и 81 км фиксируется синклиальная структура. Ядро синклинали с пологими залеганиями гнейсовидности находится между шикетами 79,0 и 79,5 км.

У шикета 80,7 км крутые залегания пород сменяются пологими, последние сохраняются до 86 км. На этом участке в лейкократовых биотит-гиперстеновых гнейсах и основных кристаллических сланцах значительно повышается степень чарнокитизации, широко развиты агматиты, почти повсеместно наблюдаются структуры будинажа (рис. 4, б). Общее пологое залегание очень часто нарушается локальными зонами переориентировки гнейсовидности вблизи плоскостей сместителей многочисленных поздних разломов северо-западного, северо-восточного и широтного простираний как пологих, так и крутых. Поскольку переориентировка и «приспособление» гнейсовидности и длинных осей глыб и будин к разломам происходит

на некоторых участках достаточно часто, а разломы следуют через каждые 30—50 м, общая картина сильно усложняется, хотя переориентировка обычно происходит в узкой зоне 5—10 м. Явления «приспособления» ориентировки гнейсовидности, полосчатости, будин и глыб к различным разломам отчетливо видны у пикетов (км): 80,9; 81,4; 81,41; 81,5; 81,9; 82; 83,3; 84. Подробнее о них будет сказано ниже, при описании разрывных нарушений. Общее пологое залегание в нескольких местах (например, у 82,6; 83,4; 83,9 км) осложнено куполовидными складками с чарнокитовыми или гранито-гнейсовыми ядрами, часто подчеркнутые на крыльях и в своде зонами брекчий и милонитов — пологими надвигами чаще всего северо-западного и северо-восточного простираний. В некоторых местах можно видеть, что обширные «моноклинали» на самом деле состоят из скопления почти параллельных изоклиналильных складок шириной часто не более 1—2 м, очень длинных, с острыми, вписывающимися в «моноклиналь» замками (например, у реперов 84,1; 85,9 км). Интенсивная чарнокитизация в большинстве случаев привела здесь к гомогенизации состава пород, текстуры их приближаются к массивным и определение ориентировки плоскостных элементов затруднено. В этом случае, по-видимому, изображение на разрезе моноклиналией с обрывками ориентированных текстур является вынужденной схематизацией. Там же, где чарнокитизация ослабевает, строение этих псевдомоноклиналией предстает во всей их сложности.

В целом на участке между пикетами 80,7 и 86 км выявлена крупная антиклинальная складка.

Далее к юго-западу, на протяжении 3,5 км, от 85,9 до 89,6 км, лейкократовые гнейсы различного состава и основные кристаллические сланцы залегают преимущественно круто, с наклоном к северо-западу, а в районе пикета 89,1 км — к востоку и юго-востоку. Участок характеризуется относительно меньшей степенью чарнокитизации, обилием поздних разрывных нарушений, отсутствием куполовидных складок с чарнокитовыми ядрами. Здесь во многих обнажениях отчетливо видны серии узких, длинных, чрезвычайно тесно сжатых изоклиналильных складок с острыми, длинными замками, где мощности по сравнению с крыльями, нередко сорванными по синскладчатым надвигам и взбросам, увеличиваются в несколько раз. Прекрасно видны серии складок с пологими и очень крутыми осевыми плоскостями у пикетов 85,88; 87,95; 89,45; 89,43 км и в других обнажениях. В наиболее сжатых и сложно деформированных участках ширина складок не достигает и 0,5 м, при длине в десятки метров; длинные крылья в участках интенсивной чарнокитизации будинированы, замки часто разорваны, заполнены затекающим извне лейкократовым материалом, широко развиты структуры будинажа.

По залеганию ориентированных текстур и положению осевых поверхностей мелких изоклиналильных складок можно установить существование сложной синклинали на участке между 85,9 и 89,6 км с ядром, находящимся в районе пос. Каторжанка (89 км).

К западу от этого поселка участок протяженностью в 28 км (от 89,7 до 118 км железной дороги) характеризуется пологими залеганиями и чрезвычайно широким развитием небольших (шириной в среднем 100—200 м) куполовидных складок с пологими, иногда почти горизонтальными залеганиями в сводах и очень крутыми, до вертикальных — на крыльях. Ядра этих складок сложены чарнокитами, биотитовыми гранитами, сильно гранитизированными породами. Такие складки, как видно из дальнейшего описания, либо сливаются между собой (91, 96, 97 км и т. д.), либо между ними находятся породы, испытавшие интенсивное горизонтальное сжатие, смятые в узкие изоклиналильные складки, интенсивно рассланцованные и разрушенные выветриванием больше, чем ядра (93,2; 97; 102; 103 км и т. д.). Здесь обычно сгущается сеть поздних разломов, даек и жил, хотя в целом разрывных нарушений на описываемом участке срав-

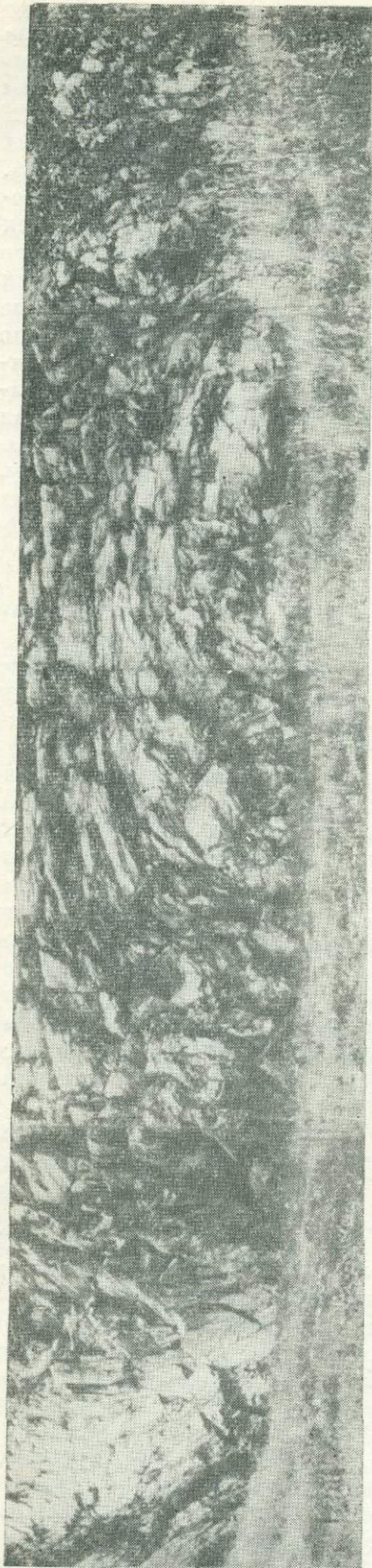


Рис. 5. Панорама ядра мигматитового купола (90 км).

нительно мало. Всего на отрезке в 28 км выделено и изучено более тридцати пологих чарнокитизированных ядер (см. рис. 2). Во многих случаях там, где куполовидные складки редки, они разделены пологими моноклиналями, с погружением плоскостей гнейсовидности к запад-северо-западу, или участками почти горизонтального залегания гнейсовидности, причем непосредственно у гранито-гнейсовых ядер в большинстве случаев видно усиление дислокаций (92,4; 94,6; 107; 110,5 км и т. д.). Детали внутреннего строения куполовидных складок представляют большой интерес для правильного понимания структуры всего Шарыжалгайского блока.

Зона развития этих складок начинается двумя пологими поднятиями, каждое шириной около 200 м, гранитизированные ядра которых расположены у пикетов 89,8 и 90 км (рис. 5), а своды и крылья сложены серыми, тонкополосчатыми, круто залегающими плейчатými биотит-амфиболитовыми гнейсами и амфиболитами. Если ядро и отчасти крылья складки у 89,9 км сильно гранитизированы, то поднятие у репера 90 км можно назвать мигматитовым куполом. Послойная мигматизация и отсутствие агматитов и темных мигматитов свидетельствуют о меньшей степени гранитизации (Шуркин, 1957). По-видимому, породы, слагающие купол, метаморфизованы в амфиболитовой фации. По морфологии мелкие складки, развитые в полосчатых мигматитах, очень разнообразны (см. рис. 5). Сложные, тесно сжатые изоклиналильные складки фиксируются как в крыльях, где их осевые плоскости поставлены круто, так и на своде, где серии лежащих складок описывают плавную дугу, отчетливо обозначая контуры более крупной пологой складки. Такие соотношения свидетельствуют в пользу образования купола за счет вертикальных усилий, приложенных к ранее смятой в складки толще.

У репера 90, 87 км хорошо видна выпуклая, отполированная выветриванием поверхность чарнокитового ядра складки с размахом крыльев

около 100 м. Пластично изогнутые, раздавленные пачки гнейсов несколько уменьшаются в мощности на своде. В западном крыле видны обрывки раздавленных, узких, острых изоклиналильных складок, осевые плоскости которых наклонены на северо-запад.

Утонение гнейсов на своде и раздвиг на крыле, раздавливание изоклиналильных складок являются аргументами в пользу существования вертикальных напряжений, связанных с формированием чарнокитового ядра купола.

У пикета 90,9 км небольшая куполовидная складка очерчена деформированными плоскостями крыльев изоклиналильных складок в мигматитах.

В районе пикета 91 км наблюдается разрушенное чарнокитовое ядро пологого поднятия с размахом крыльев свыше 150 м, на северо-западном фланге которого хорошо видны отпрепарированные выветриванием лежащие изоклиналильные складки длиной 4—5 м, шириной 0,5—0,7 м. Их осевые поверхности наклонены к западу под углом 20° . Круто залегающие породы крыльев несут следы раздавливания. Северо-западное крыло изученного поднятия осложнено маленькой куполовидной складкой с размахом крыльев около 50 м (складка третьего порядка). Судя по ориентировке шарниров мелких лежащих изоклиналильных складок и линейности в крыльях (азимут падения 10° , угол $10-15^\circ$), она полого погружается к север-северо-востоку. Западное крыло ее положе и длиннее, и потому складка в разрезе асимметрична.

Этот маленький купол является хорошей, доступной для изучения моделью более крупных складок такого типа (рис. 6, а).

Наряду с широко развитыми в крыльях мелкими складками, осевые поверхности которых параллельны общему наклону крыла, наряду интенсивной чарнокитизацией пород ядра, с утонением отдельных пачек к своду, в крыльях и своде маленькой складки (как и в более крупных куполах) развиты пологие зоны брекчий и милолитов. Они секут систему субвертикальных трещин без выполнения, слегка развернутых веером и лучше выраженных в верхней части купола. Некоторые из этих трещин заполнены ожелезненными брекчиями, слагающими пологие зоны. Последние, развиваясь местами по гнейсовидности, на значительных отрезках секут ее, формируя внутри купола сложную неправильную сеть (рис. 6, б). В своде несколько зон сливаются, образуя карманы и гнезда брекчированных пород. Отдельные полосы гнейсов и чарнокитов, не нарушенные на крыле, по простиранию постепенно переходят в брекчию на своде.

Все перечисленные особенности строения купола позволяют наметить некоторые выводы. Формирование купола первоначально происходило в пластичной толще, уже смятой в складки, за счет субвертикальных усилий, исходивших, по-видимому, от чарнокитизированных пород ядра. Рост купола возобновлялся и в последующее время, в «жесткий» этап развития Шарыжалгайского блока. По крайней мере, часть брекчий, слагающих пологие зоны, возникла в результате вертикальных подвижек в жестких куполах. Вертикальные и крутые трещины, развернутые веером, по-видимому, связаны с ростом купола в «жесткий» этап и являются трещинами отрыва. В более крупных складках по ним внедрились диабазы, кварцевые жилы.

Между пикетами 91,6 и 91,7 км видно, что моноклинали между куполовидными складками с погружением пород на запад-северо-запад представляют собой серии субпараллельных, узких изоклиналильных складок.

В районе пикета 92,3 км фиксируется еще одно чарнокитизированное ядро с пологим изгибом пород над ним и крутыми залегающими гнейсовидности в крыльях. На этом участке, как и на многих других, пологие зоны брекчирования имеют наибольшее развитие вблизи куполовидных складок. Так, по обе стороны от ядра одной из складок в районе пикетов 92,2 и 92,4 км наблюдаются сопряженные системы пологих трещин, часто заполненных брекчией. Угол между ними составляет примерно $20-25^\circ$.

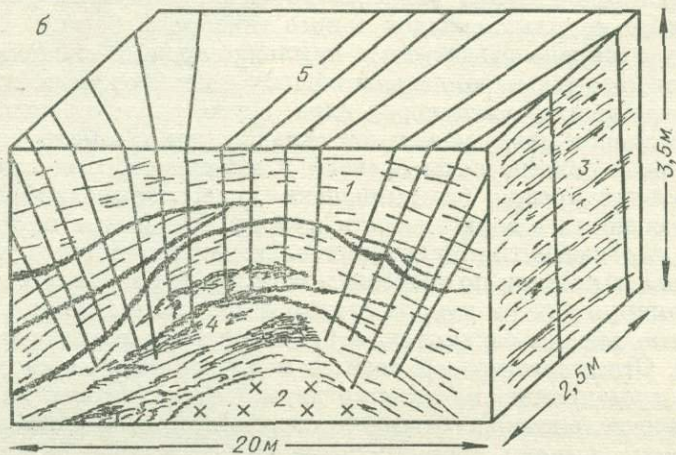
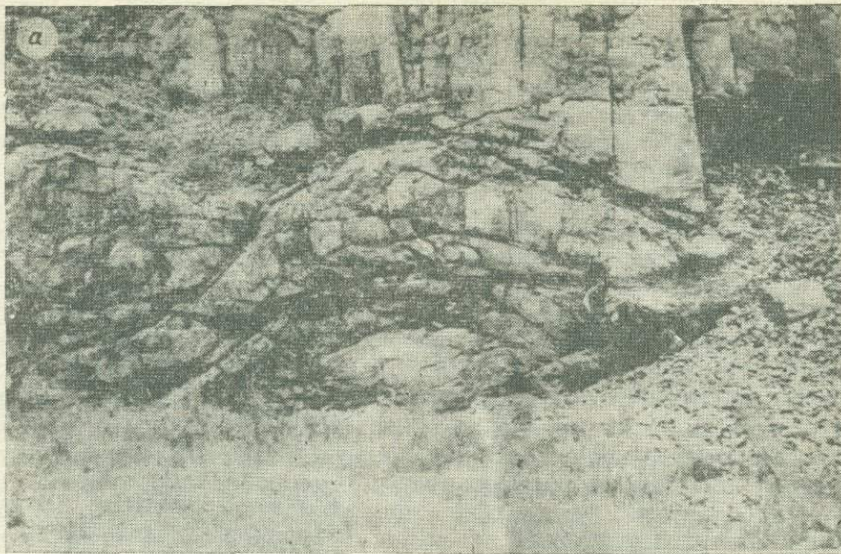


Рис. 6. Ядро одной из мелких куполовидных складок (а) и блок-диаграмма того же участка обнажения (б).

1 — гнейсы, 2 — чарнокиты, 3 — мелкая изоклиальная складчатость на крыле купола, 4 — зоны брекчий и милонитов, 5 — трещины.

С удалением от ядра куполовидной складки эти системы затухают. Наиболее естественно, в соответствии с принятыми теоретическими воззрениями (Белоусов, Гзовский, 1964), предположить образование этих трещин скола за счет напряжений, исходящих от ядра купола в условиях достаточной «жесткости» среды.

По-видимому, часть пологих трещин, заполненных брекчиями, тесно связана в своем образовании с ростом куполовидных складок в «жестком» состоянии.

Ядро следующей к западу куполовидной складки находится у пикета 93,1 км. Выпуклая поверхность чарнокитов ядра хорошо отпрепарирована выветриванием. Отчетливо наблюдается уменьшение мощности отдельных полос гнейсов крыла по мере приближения к своду. В крыльях гнейсовидность, полосчатость, длинные оси будин залегают круто, причем большая крутизна и напряженность изоклиальной складчатости обнару-

живается в восточном крыле. Заметим, что это характерная черта многих куполовидных складок. Об интенсивности деформации в удалении от ядра складки говорит тот факт, что ширина изоклиналильных складок на западном фланге всего 30—40 см при видимой длине до 3 м. Осевые плоскости складок ориентированы почти вертикально. Примечательно, что подобные участки интенсивного раздавливания пород на крыльях куполов, как правило, особенно сильно изменены процессами выветривания, нередко плохо обнажены, покрыты осыпями. Напротив, гранитизированные ядра куполовидных складок чаще всего дают в рельефе положительные формы (гребни, мысы) и поэтому во многих местах прорезаны железнодорожными тоннелями.

В промежутке между реперами 93,7—94,1 км гнейсовидность, длинные оси будин и глыб агматитов залегают очень полого. Породы почти полностью превращены в чарнокиты. Для этого участка не характерны поздние разрывные нарушения, в том числе пологие зоны брекчий.

Далее к западу, у репера 94,65 км серия изоклиналильных складок, в свою очередь, деформирована в пологую складку с подвернутым западным крылом. Ядро пологой складки гранитизировано. Шарниры изоклиналильных складок здесь полого погружаются к северо-востоку: азимут падения 20—30°, угол 10—20°.

Купол, сложенный гранитизированными гнейсами, с хорошо видимым выпуклым, отпрепарированным ядром находится у пикета 95,9 км. Гнейсовые пачки на крыльях мощнее, чем в своде. Отчетливо фиксируются серии опрокинутых от ядра мелких складок, в особенности на западном крыле. Осевые плоскости складок наклонены к юго-востоку: азимут падения 50°, угол 40°. Шарниры их полого погружаются к юго-западу: азимут падения 240°, угол 15°.

У репера 96,1 км можно наблюдать, как быстро меняется залегание гнейсовидности от пологого (азимут падения 310°, угол 15°) в своде, над чарнокитизированным ядром складки, до очень крутого в западном крыле (рис. 7).

У пикета 96,3 км расположено ядро еще одной куполовидной складки с размахом крыльев около 160 м. Здесь хорошо видно, что меланократовые полосы, расположенные непосредственно над чарнокитизированным

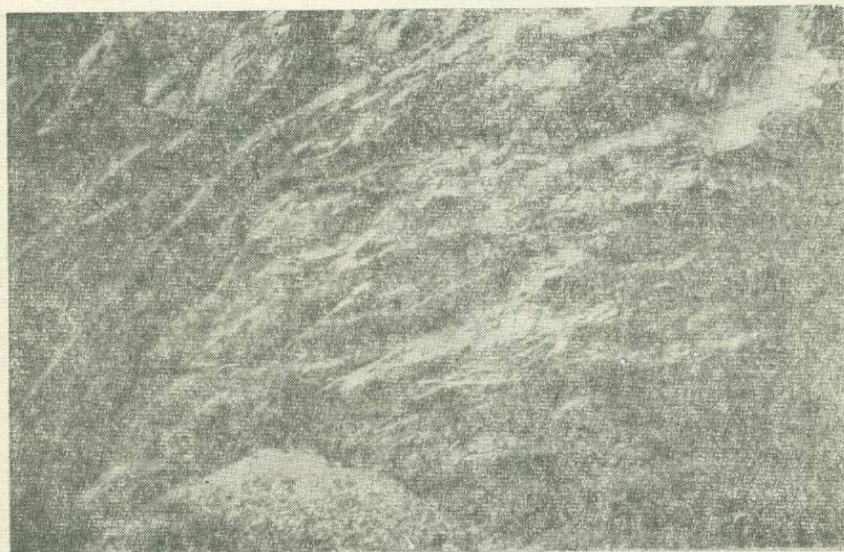


Рис. 7. Смена субгоризонтального залегания гнейсовидности над чарнокитизированным ядром купола крутыми ее залеганиями в западном крыле.

ядром, утоняются с приближением к своду. Материал оттекал со свода на крылья, где мощности увеличены.

В районе 97 км зафиксировано несколько крупных и мелких куполов, разделенных зонами крутых изоклиналиных складок. Большинство куполов асимметричны: западное крыло обычно гораздо длиннее восточного. Осевые плоскости изоклиналиных складок, чаще всего наблюдаемых на западных крыльях, круто наклонены к востоку. Вблизи куполов особенно четко выражены пологие сколовые трещины, часто с брекчиями и милонитами.

Между реперами 97,5 и 98,5 км биотит-широксеновые и биотит-гранатовые гнейсы залегают в синклинали, между антиклинальными выступами (у 97 и 99 км), характеризующимися обилием куполовидных складок с чарнокитизированными ядрами в безгранатовых гнейсах и основных кристаллических сланцах. В пределах небольшой частной синклинали, восточное крыло которой длиннее западного, на значительном участке развиты крутые залегания. Степень чарнокитизации пород здесь уменьшается: в гранатосодержащих гнейсах и сланцах наблюдаются отчетливые полосчатые текстуры. Усиливается плейчатость.

Группа куполовидных складок района 99—102 км по особенностям строения и развития аналогична описанному выше.

Основываясь на изложенных фактах, свидетельствующих о наличии субвертикальных и производных от них распирающих субгоризонтальных напряжений, связанных с формированием чарнокитизированных и гранитизированных ядер, можно с полным правом именовать такие складки гранитными (чарнокитовыми, гранито-гнейсовыми или мигматитовыми) куполами в зависимости от фациальных условий, в которых протекала гранитизация, и от ее интенсивности. Ядра куполов сложены как чарнокитами, так и биотитовыми гранитами, гранито-гнейсами и мигматитами. Тектоническая природа этих разновидностей складов довольно близка. Поэтому ниже мы будем для удобства изложения условно именовать описанные складки гранитными или гранито-гнейсовыми куполами.

Особенно показательна и удобна для изучения небольшая куполовидная складка у пикета 98,8 км. Ее внутренняя структура рисуется полосами и будинами основных кристаллических сланцев на фоне общей лейкократовой гранитизированной массы (см. рис. 3, б). В ядре, где преобладают лейкократовые породы, в присводовой части широко развиты структуры будинажа. Полосы меланократовых пород в своде утоняются, растаскиваются. В крыльях, где меланократовых полос больше, их мощности увеличиваются. В восточном крыле эти темные полосы отчетливо маркируют серию мелких асимметричных складочек и плек, наклоненных или опрокинутых к востоку от ядра. Все эти наблюдения свидетельствуют о большой роли послынного пластического течения материала в формировании этой складки. Без сомнения, материал оттекал со свода на крылья под действием субвертикальных усилий. Анализ ориентировки длинных осей будин приводит к выводу, что эти усилия действовали не строго вертикально, а были направлены круто вверх по линии, слегка отклоняющейся от вертикального положения к востоку. В результате сформировалась асимметричная складка с более длинным западным крылом. По-видимому, напряжения такой ориентировки характерны для большинства куполовидных складок, поскольку почти все они в той или иной степени асимметричны и наклонены к востоку.

На западном фланге этого гранито-гнейсового купола гнейсовидность залегают очень круто, видны части разорванных изоклиналиных складок шириной 0,4—1,5 м. В круто залегающих сланцах широко развиты структуры будинажа. Послойное пластическое течение материала происходило здесь в субвертикальной плоскости под действием горизонтальных напряжений по линии юго-восток — северо-запад. Поскольку дальше к западу, в удалении от купола наблюдаются пологие залегания и интенсивность

деформации затухает, следует предположить, что напряжения исходили с восток-юго-востока, со стороны гранитизированного ядра купола, области трансформации субвертикальных усилий в субгоризонтальные.

В районе 99 км (ст. Уланово) резко возрастает количество пологих зон брекчий, пологих трещин без заполнения, в то время как в гранатосодержащих гнейсах, залегающих в синклинали (97,6—98,2 км), они почти совершенно отсутствуют. Характерными ориентировками систем трещин являются: азимут падения 280° , угол 20° и азимут падения 100° , угол 25° .

Западнее репера 99 км изучен небольшой гранито-гнейсовый купол с размахом крыльев 50 м. В нем отчетливо виден «веер» трещин, расходящихся от ядра (рис. 8). Характерная форма трещин, их рисунок и расположение свидетельствуют о принадлежности их к трещинам отрыва и о генетической связи с ростом купола в «жесткий» этап.

Далее к западу пологие складки с гранитизированными или чарнокитизированными ядрами и сильно дислоцированными флангами шириной от 200 до 300—400 м, по внутреннему строению аналогичные описанным выше, отмечаются у реперов (км): 101,9; 102,5; 105,5; 107,2; 107,9; 110; 110,4; 111,5; 112; 112,3; 115 и т. д. (см. рис. 2).

Внутренняя структура толщи мраморов, обнаженной на отрезке 104—105 км железной дороги, трудно поддается изучению, однако там, где в них есть прослой гнейсов, видно, что складчатость в них крайне сложная и напряженная. Мраморы были в период складкообразования не менее, а иногда более пластичны, чем лейкократовые гнейсы и мигматиты. Формы контактов крупных линз мрамора с гнейсами очень сложны и извилисты. При этом мраморы находятся в ядрах изоклиналиных складок, в межбугорных пространствах между глыбами гнейсов и кристаллических сланцев, т. е. ведут себя как активные пластичные массы. У пикета 103,7 км мраморы, образуя ядро антиклинальной складки с размахом крыльев около 300—400 м (рис. 9), имеют с вышележащими гиперстеновыми гнейсами и чарнокитизированными породами весьма сложный контакт: они затекают в них узкими «языками». В литературе не-

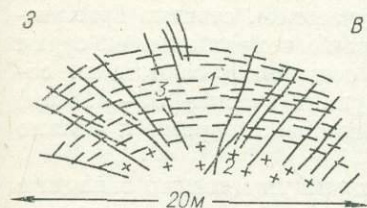


Рис. 8. Ориентировка тектонических трещин в ядре куполовидной складки.

1 — гнейсовидность; 2 — чарнокиты; 3 — трещины.

Рис. 9. Пологая антиклиналь с ядром, сложенным мраморами (Белая выемка, 103,7 км).

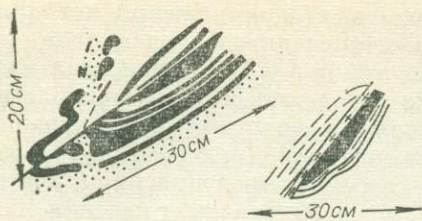


Рис. 10. Структуры, сформированные в процессе неодиократной деформации и гранитизации пород (пояснение в тексте).

однократно описывались случаи, когда в глубокометаморфизованных толщах, в условиях высоких температур и давлений мраморы являются высокопластичными породами (Павловский, Ескин, 1964). Учитывая конкретные особенности шарыжалгайских мраморов, можно предположить, что антиклиналь 103,7 км является складкой нагнетания.

Интересный материал о соотношениях гранитизации и деформации дает обнажение у пикета 112,45 км. Здесь, на юго-западном крыле одного из чарнокитовых куполов наблюдаются обрывки тесно сжатых, разорванных лейкократовым материалом, узких (0,5—1 м) изоклиналиных складок в основных кристаллических сланцах. Прорыв замка лейкократовым материалом происходит снизу, извне складки (рис. 10). Такое соотношение свидетельствует, что гранитизация произошла после формирования изоклиналиных складок. Шарпиры последних погружаются на север: азимут падения 0° , угол $25-30^\circ$.

Необычные структуры будинажа можно видеть у пикета 113,1 км. Здесь наблюдается будина лейкократовых послойно мигматизированных гнейсов в меланократовых, также мигматизированных гнейсах и кристаллических сланцах. Тонкие «теневые» полосы внутри будины не параллельны более мощным и четким полосам вмещающих гнейсов. Такая структура может сформироваться только в результате двукратного «размягчения» и двукратной мигматизации пород.

Между 112,5 и 117,5 км породы сильно гранитизированы, местами почти лишены ориентированных текстур и очень полого погружаются к юго-западу. Однако многие участки этой толщи, кажущейся моноклиналиной, сматы в узкие, длинные, сжатые изоклиналиные складки, местами почти уничтоженные гранитизацией, но иногда неплохо сохранившиеся (114,82; 116,05; 117,1 км и т. д.).

Между 112 и 117 км особенно сгущается сеть пологих зон брекчирования пород, представляющих собой, как показано ниже, надвиги с амплитудами в первые метры.

Западнее, начиная от ст. Маритуй до разъезда Бакланьего, т. е. от 118 до 128 км, выделяется участок преимущественно крутых залеганий гнейсовидности, полосчатости, длинных осей глыб агматитов и будин. Здесь меньшая, по сравнению с предыдущим участком, степень гранитизации пород, чрезвычайно широко развиты хорошо сохранившиеся серии изоклиналиных складок с субпараллельными осевыми плоскостями, совершенно отсутствуют характерные для предыдущего участка ($90-118$ км) пологие куполовидные складки с гранитизированными ядрами и сильно дислоцированными крыльями (см. рис. 2).

К востоку от ст. Маритуй породы имеют преимущественно западные и юго-западные падения, в обнажениях непосредственно против станции (118,4 км) залегают вертикально с северо-западным простиранием 30° , а западнее, у 119,3 км наблюдается пологое погружение их на северо-восток. Здесь, таким образом, выделяется небольшая синклиналиная складка северо-западного простирания.

У 119,4 км к западу от субширотного вертикального разлома, разделяющего толщи биотит-гранатовых и роговообманково-пироксеновых гнейсов, гранатсодержащие гнейсы погружаются к северо-западу: азимут падения 310° , угол $30-40^\circ$. Этот участок интенсивно нарушен пологими надвигами преимущественно северо-восточного простирания, сопровождающимися пологими зонами брекчий. Надвиги этого типа отличаются от



Рис. 11. Изоклиальные складки, осложняющие межкупольные синклинали (пояснение в тексте).

пологих брекчированных зон, описанных восточнее в связи с куполовидными складками (см. выше): брекчии здесь имеют более свежий облик и, как показано ниже, являются более молодыми, чем секущие пегматитовые жилы. Это надвиги другой генерации, относящиеся к более молодой по возрасту группе.

В промежутке между 120 и 122 км биотит-амфиболовые и пироксеновые гнейсы под различными углами падают на северо-запад ($310-320^\circ$). «Моноклиальные» залегания при дальнейшем изучении, в случае хорошей обнаженности и относительно невысокой гранитизации, оказываются сложным нагромождением узких и длинных изоклиальных складок с субпараллельными осевыми плоскостями. Участок между 120 и 125 км особенно благоприятен для наблюдений за складками: обнажения у 120,5 и 121,9 (рис. 11, а); 122,8; 124,5 — 124,9 км содержат множество замков мелких изоклиальных складок, осевые поверхности которых либо сложно изогнуты, либо более или менее круто наклонены к северо-западу и западу, а шарниры погружаются либо к север-северо-востоку ($0-20^\circ$), либо к юго-западу ($180-190^\circ$).

У пикета 125,8 км, рядом с разездом 126 км, в отвесном уступе высотой свыше 20—25 м, прекрасно отпрепарированные выветриванием видны крупные изоклиальные складки. Одна из них шириной 5—6 м имеет узкий, сильно вытянутый замок, при округлых пологих замыканиях по внутренним слоям (см. рис. 11, б). Наличие двух других складок, более узких и сжатых, можно только предполагать по светлым, клинообразным контурам их ядер. Судя по всему, длина таких складок должна измеряться многими десятками метров. Не видя замков, можно легко принять их длинные крылья за моноклиально лежащие пачки. На это обстоятельство, так же как и на широкое развитие докупольной изоклиальной склад-

чатости в метаморфических толщах, неоднократно указывалось в литературе (Эз, 1967, 1976).

Кроме того, весь участок между 118 и 126 км характеризуется широким развитием разрывных нарушений, среди которых особенно часты субширотные. Наблюдаются также зоны сплошного дробления, где обломки гнейсов, гранитов, основных кристаллических сланцев скреплены трухой тех же пород. Обычно они приурочены к участкам наиболее крутых залеганий.

Таким образом, между ст. Маритуй и мысом Бакланьим, как видно из описания, отсутствуют куполовидные складки.

Что же касается следующих двенадцати километров, от 128 до 140 км, т. е. от разъезда Бакланьего до района пос. Шарыкалгай, то здесь снова, как и восточнее ст. Маритуй, куполовидные складки пользуются чрезвычайно широким распространением, по существу, сливаясь в одно крупное гранито-гнейсовое поднятие. На участке протяженностью 12 км наблюдалось около 30 небольших куполов с гранитизированными ядрами, пологими сводами и крутыми крыльями. Крылья куполов и межкупольные пространства сложены породами, явно испытавшими интенсивное сжатие под действием давления со стороны ядер складок. Размах крыльев куполовидных складок, нередко весьма сложных по внутренней структуре, колеблется от 50 до 500 м. Разрывные нарушения различного возраста с пологими и крутыми плоскостями сместителей приурочены главным образом к крыльям куполов и межкупольным зонам, где одновременно возрастает интенсивность мелкой складчатости и плейчатости, наблюдается частая переориентировка гнейсовидности и полосчатости вблизи плоскостей сместителей разрывов и, в связи с этим, частая смена пологих и крутых залеганий (см. ниже).

Остановимся на некоторых деталях строения этого участка. У 128,3 и 128,4 км гранитизированные ядра куполов перекрываются пачками интенсивно будинированных гнейсов и основных сланцев, в которых при удалении к крыльям становится более четкой полосчатость, усиливается плейчатость, местами развивается дробление целых блоков.

В районе пикета 128,8 км послойно мигматизированные светло-серые, сложно смятые в плейки гнейсы «обтекают» гранитизированное ядро, сложенное крепкими, слабополосчатыми, с большим количеством кварца гранито-гнейсами.

Интенсивная послойная мигматизация и плейчатость наблюдается также в серых биотит-амфиболовых гнейсах, слагающих несколько небольших куполовидных складок у 129,2—129,4 км (вблизи устья р. Шибартуй). Здесь широко развиты синскладчатые «вязкие» разрывы с переориентировкой гнейсовидности, и постскладчатые «жесткие» разрывы.

Ядро купола у 129,6 км сложено биотит-гранатовыми чарнокитизированными гнейсами, к поверхности которых «приспосабливается» молодой надвиг северо-восточного простирания с плоскостью сместителя, подчеркнутой пологой зоной брекчированных гнейсов.

Пологое, спокойное залегание сильно гранитизированных гнейсов, наклоненных к север-северо-западу, у 130,9 км осложнено еще одним куполом, в пределах которого линейность и шарниры мелких складок ориентированы на северо-запад: азимут падения 330—340°, угол 25—30°. В западном его крыле широкие (свыше 10 м) изоклиналильные складки, наклоненные к ядру купола, с трудом распознаются по ориентировке будин основных кристаллических сланцев в лейкократовой массе.

В районе 131 км и далее к западу в межкупольных зонах, на крыльях куполов, а иногда и в их ядрах залегает толща тонкополосчатых гнейсов с гранатом, биотитом, кордиеритом, простирание которой меняется от северо-восточного до меридионального и северо-западного. В своей ориентировке шарниры мелких изоклиналильных складок подчинены двум направлениям: северо-западному (азимут падения 340°, угол 30°) и северо-вос-

точному (азимут падения 0—20°, угол 10°). Осевые плоскости складок в большинстве случаев субпараллельны и согласны с общей ориентировкой гнейсовидности.

У 131,6 км в ядре купола залегают лейкократовые биотит-гранатовые гнейсы. По-видимому, вследствие меньшей, по сравнению с более восточными районами, глубины среза, при движении к западу не всегда удается наблюдать чарнокиты и граниты ядер, чаще встречаются сложноскладчатые мигматитовые тонкополосчатые «шапки» куполов, характерные для их высоких сечений (Haller, 1955; Белоусов, 1962). В самом ядре мелкие изоклиналильные складки наклонены к северо-востоку. Купол имеет более длинный и пологий юго-западный склон, крутой и короткий северо-восточный, т. е. также наклонен к северо-востоку. По-видимому, в плане он несколько удлиннен и ориентирован на северо-восток, так как линейность и шарниры мелких складок погружаются на северо-восток (азимут падения 20°, угол 20—40°). Размах крыльев купола около 400 м.

Над тоннелем, у 132,3 км толща сильно гранитизированных, смятых в складки гнейсов с биотитом и амфиболом слагает ядро следующей к юго-западу куполовидной антиклинали с размахом крыльев 400—500 м. Гранитизация постепенно ослабевает к крыльям, и одновременно более крутыми становятся серии изоклиналильных складок. На северо-восточном фланге их осевые поверхности очень круто падают к северо-западу: азимут падения 350°, угол 70—80°. Юго-западное крыло состоит из серии складок, опрокинутых к ядру, их осевые поверхности лежат, таким образом, полого. Наклоны складок и их ориентировка часто меняются от метра к метру. Серии складок деформированы в пологие и крутые дуги, винтообразно изогнуты. Степень их сжатия местами настолько велика, что создаются складки с редуцированными и совершенно пережатыми крыльями (рис. 12, а). Здесь сохраняются только плотно примкнутые друг к другу замки. Дальнейшее сжатие вело к формированию будинированных гнейсов и агматитов, в которых в качестве будин и глыб сохранились главным образом замки складок. Характер распределения мощностей гнейсовых пачек не оставляет сомнения в широком развитии явлений внутрислойного пластического течения материала. Весь облик складок говорит о большой пластичности, высокой степени подвижности материала в период складкообразования (рис. 12, б). Ряд складок несет следы повторных деформаций с повторными процессами мигматизации, причем на втором этапе «размягчение» пород было, по-видимому, менее полным.

Характер изгибов осевых поверхностей и ряд других деталей свидетельствуют о неоднократно возобновлявшемся давлении со стороны ядра купола. Шарниры мелких складок и линейность в пределах межкупольной зоны погружаются преимущественно на северо-восток: азимут падения 30—50°, угол 20—30°.

Ядро следующей пологой чарнокитизированной куполовидной складки находится у пикета 132,5 км. Между ним и ядром описанного выше купола у 132,4 км наблюдается чрезвычайно отчетливо выраженная зона субвертикальных, тесно сжатых, раздавленных изоклиналильных складок. Их осевые поверхности местами круто изогнуты под действием неравномерного горизонтального давления со стороны ядер куполов.

Тоннель у 133,2 км пересекает ядро еще одного купола, на крыльях которого хорошо видны серии причудливо изогнутых изоклиналильных или крутых дисгармоничных складок, принимающих особенно «пластичные» очертания в пачках биотит-пироксеновых гнейсов. Осевая поверхность складки полого лежит в своде купола и становится все более крутой на крыле, будучи, таким образом, подчинена общим очертаниям куполовидного гранитизированного ядра. Мелкие поперечные изгибы на крыльях изоклиналильной складки следует, видимо, объяснить неравномерностью послойного течения материала.

Гранитизированные ядра куполовидных складок отмечены также в районах пикетов 133,5; 134,2; 134,4; 134,55 км. Крылья куполов и межкупольные зоны отличаются крутыми залеганиями, широким развитием разрывных нарушений, сильным дроблением и более интенсивным выветриванием пород. Шарниры мелких складок и линейность погружаются преимущественно на северо-восток: азимут падения 20—40°, угол 5—20°. Детальные наблюдения за морфологией мелкой складчатости и плейчатости позволяет еще раз подтвердить предположения о неодонократности деформации. Многие складки повторно инъецированы кварц-полевошпатовым материалом, прорывающим складку извне, часто вблизи замка и в большинстве случаев

со стороны, где расположено ближайшее ядро купола. Повсеместно наблюдаются пережимы крыльев складок, а также серии мелких плоск, нарушенные местными синскладчатыми разрывами.

У 134,4 км поверхность сместителя мощного разлома северо-восточного простирания, выполненная милонитами, «приспособлена» к поверхности сильно гранитизированных пород ядра одного из куполов (рис. 13).

На примере описанных взаимоотношений яснее вырисовывается влия-



Рис. 12. Детали внутренней структуры межкупольных синклиналей.

а — складки с редуцированными пережатями крыльями (132,2 км); б — замок длинной, узкой лежащей изоклиальной складки (132,2 км).

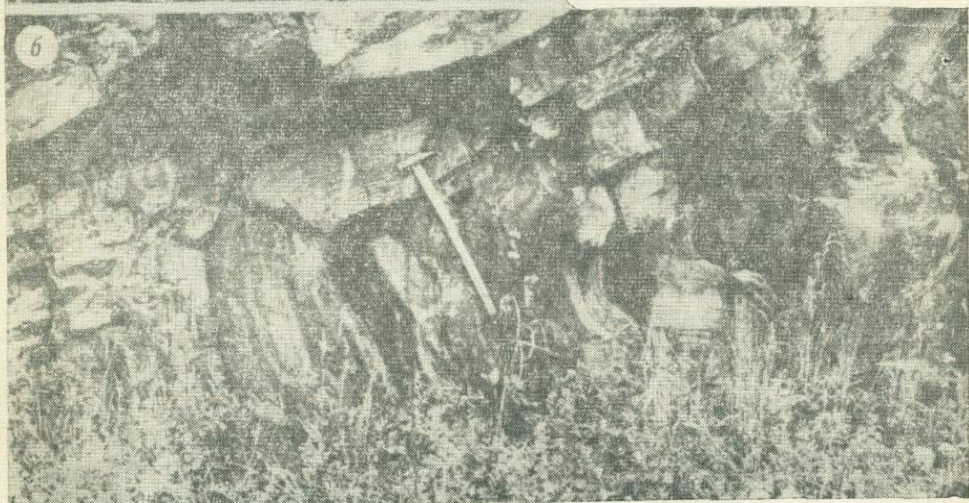


Рис. 13. Поверхность разрыва, огибающая гранито-гнейсовое ядро.

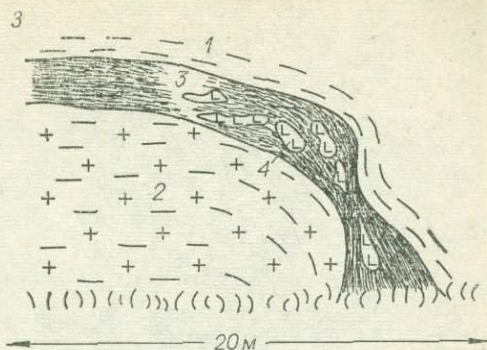
1 — биотит-гранатовые гнейсы, 2 — гранито-гнейсы, 3 — милониты и катаклазиты, 4 — долериты.

ние архейской структуры на постархейские «жесткие» деформации: гранитизированные ядра куполов служили твердыми упорами, а их поверхности определяли изгибы плоскостей сместителей части молодых взбросов и надвигов.

Показательна внутренняя структура гранито-гнейсового купола, ядро которого, сложенное гранитами, расположено у пикета 134,4 км. Оно перекрывается пачкой тонкополосчатых основных кристаллических сланцев мощностью 5—6 м, выше которых находится пластообразная залежь светлых гранито-гнейсов. Распределение мощностей свидетельствует о дисгармоничном строении купола. Мощность светлых и наиболее пластичных гранито-гнейсов резко уменьшается к своду, в то время как мощность более «жестких» основных пород сохраняется почти без изменений. На поверхности гранитного ядра наблюдается зона раздавленных, превращенных в труху пород, мощность которых на крыльях около 20 м, а в своде — 0,8—0,9 м. Вблизи свода купола часто видны структуры будинажа, в которых длинные оси будин ориентированы субгоризонтально. Все эти факты позволяют предположить существование неоднократно возобновлявшегося давления со стороны гранитного ядра купола. Восточное крыло последнего осложнено сериями длинных и узких изоклиналиных складок. При видимой длине в 10—15 м ширина каждой складки не превышает 1 м. Осевые поверхности складок вблизи ядра купола лежат полого, а в удалении от него — круто, с падением на северо-запад: азимут падения 350° , угол $10-60^\circ$. Пологое западное крыло купола оборвано зоной разлома. Размах его крыльев первоначально составлял, по-видимому, 150—200 м.

Далее к востоку на отрезке в 4,5 км сплошь развиты небольшие гранито-гнейсовые купола шириной в 100—150 м. Гранитизированные ядра куполов разделены зонами круто залегающих или стоящих на головах пород, сериями крутых, узких, тесно сжатых, раздавленных и будинированных изоклиналиных складок, часто с трудом различимых в раздробленных и сильно выветренных породах. Пожалуй, очень показательной, типичной предстает такая структура в окрестностях ст. Шарьжалгай. Ядра куполов наблюдаются здесь в районах пикетов 136; 136,5; 136,9; 137,4; 137,7; 138,7; 139,2 км. Отчетливые зоны генетически связанной с куполами изоклиналиной складчатости и крутых залегающих можно видеть у 136,2—136,3; 136,8; 137,1—137,2; 137,5; 137,8; 138,4 км и т. д. (рис. 14). Основные черты внутреннего строения куполов и межкупольных зон аналогичны тем, которые были описаны выше. Поэтому остановимся только на новых деталях, дополняющих наши представления о гранито-гнейсовых куполовидных поднятиях как особых своеобразных структурных формах глубинных зон земной коры (Белюсов, 1962).

На западном крыле одного из куполов (136,2 км) отчетливо видна крупная и довольно широкая изоклиналиная складка, осевая плоскость которой резко, почти под прямым углом изогнута в соответствии с очертаниями гранитизированного ядра (рис. 15, а). Пологие залегающие гнейсовидности в своде (азимут падения $350-0^\circ$, угол $20-30^\circ$) сменяются на крыле очень крутыми, с общим погружением осевых поверхностей изо-



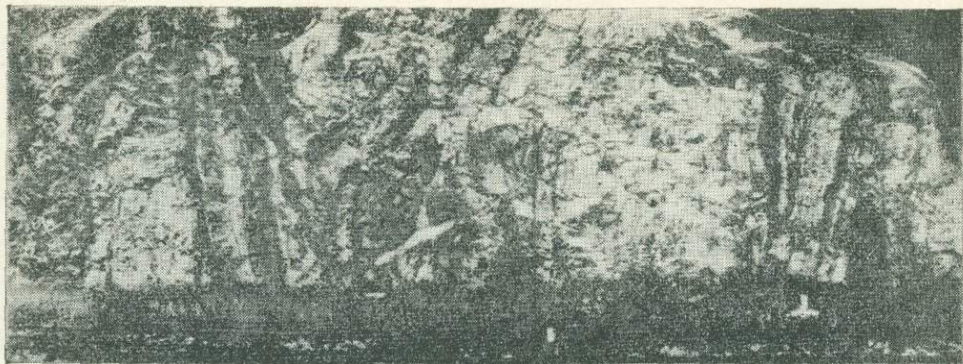


Рис. 14. Крутая, сильно сжатая межкупольная синклиналь с реликтами изоклиналильных складок (137,8 км).

клинальных складок к западу: азимут падения 270° , угол 80° . Шарниры мелких складок и линейность довольно круто наклонены к северу: азимут падения 360° , угол 50° . Генетическая связь изгибов осевых поверхностей изоклиналильных складок с напряжениями, концентрирующимися у ядра купола, представляется здесь явной.

В куполе у 136,5 км лежащие изоклиналильные складки фиксируются не только в крыльях, но и в пологом своде, над гранито-гнейсовым ядром (рис. 15, б).

Важное и интересное дополнение к этому факту дает изучение купола у пикета 136,9 км. Здесь над наиболее гранитизированным центральным ядром наблюдаются обрывки изоклиналильных складок в гранатосодержащих гнейсах (рис. 15, в). Осевые поверхности их либо субвертикальны, либо круто наклонены к запад-северо-западу. Шарниры круто падают на северо-восток: азимут падения 10° , угол 50° . Такие соотношения купола с изоклиналильными складками говорят, на наш взгляд, о вторичной природе гранито-гнейсового поднятия, о его развитии в толще, уже испытывавшей ранее сложные складчатые деформации.

В ядре гранито-гнейсового купола у 139,2 км находится небольшой штокообразный массив черных, крупнозернистых тяжелых пород, которые были детально изучены в 1916 г. Б. З. Коленко и определены им как перидотиты.

Характер залегания, параллелизм залежей слоям гнейса, нахождение отдельных пропластков и линз его среди гнейсов и гранитов говорят о доскладчатом возрасте перидотита. Вместе с тем Б. З. Коленко (1916) указывает, что зерно перидотита в ближайшей контактовой зоне с гнейсом мельче, чем в остальной его массе. Это свидетельствует о внедрении ультраосновной магмы в холодные пласты. Массив согласно облекается пачкой основных кристаллических сланцев и гнейсов, мощность которой в своде и на крыльях сохраняется почти неизменной. Выше расположена мощная согласная залежь гранито-гнейсов, характер ее контактов обнаруживает высокую пластичность по сравнению с вмещающими породами. Наблюдается резкое (в 2—3 раза) сокращение мощности этой залежи в своде купола. Пачка гнейсов и кристаллических сланцев, перекрывающая гранито-гнейсы, залегает в своде купола очень полого (рис. 16). Куполообразная форма залегания перидотитов и вмещающих пород подчеркивается пегматитовыми жилами, внедрившимися по контактам.

Участок между 139,5 и 142,5 км железной дороги, в отличие от описанного выше, лишен гранито-гнейсовых куполов. Очень полого, спокойно залегающие основные кристаллические сланцы и пироксенсодержащие

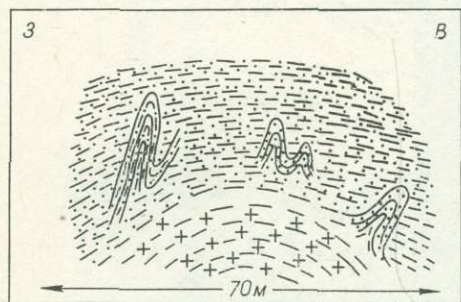
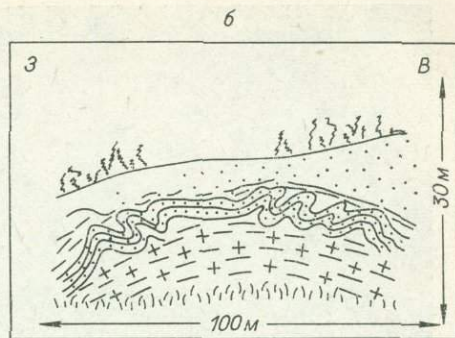
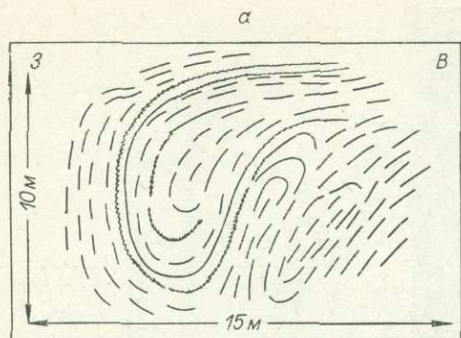


Рис. 15. Взаимоотношение куполовидных и изоклиальных складок (а, б, в объяснены в тексте).

ми, с углами падения пород в них от 20 до 50°. Эта простая, пологая складка, получившая в литературе наименование синклинали Крутой Губы, описывается как типичный пример структурных форм полей развития пород гранулитовой фации (Крылов, Шафеев, 1969). Ее шарнир полого погружается на северо-запад.

Смежный с этой синклиналию участок разреза, расположенный западнее, между 142,5 и 145,5 км вновь характеризуется развитием гранито-гнейсовых куполов, разделенных зонами очень круто или вертикально стоящих пород, в большинстве случаев смятых в изоклиальные складки.

Гранитизированные ядра куполов находятся в районе пикетов 143,5 (над тоннелями), 144,2 и 145,1 км.

Еще юго-западнее, между 145,5 и 149,5 км гнейсы и кристаллические сланцы слагают крутую моноклиаль с падением пород преимущественно на северо-запад. За исключением маленькой куполовидной складки у 148 км, здесь нет гранито-гнейсовых куполов.

Купола вновь следуют один за другим в промежутке между 149,2 и 151 км. Морфологические особенности структуры аналогичны описанным выше. В зонах крутостоящих изоклиальных складок, разделяющих пологие ядра, тонкополосчатые будинированные гнейсы погружаются к северо-западу: азимут падения 310—320°, угол 45—70°. На некоторых участках обнажений четко видны по-разному ориентированные полосы, свидетельствующие о двукратной мигматизации (рис. 17, а).

Наконец, последний участок линии разреза, примыкающий с востока к пос. Култук (153—155,5 км), характеризуется частой сменой пологих и крутых залеганий, постоянно меняющейся ориентировкой плоскостей гнейсовидности, широким развитием изоклиальной складчатости (рис. 17, б), интенсивным расщеплением пород преимущественно по гнейсовидности. Преобладающие направления падения пород, среди которых наиболее широко распространены биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, — юго-запад, запад и северо-запад (см. рис. 2).

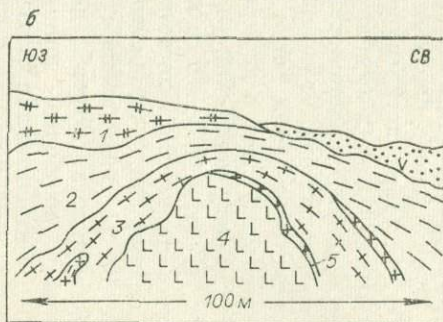


Рис. 16. Тело перидотитов в ядре куполовидной складки (а — фотопанорама, б — схема).

1 — биотитовые гнейсы, 2 — биотитовые теньевые мигматиты, 3 — амфиболовые сланцы, 4 — перидотиты, 5 — пергматитовые жилы.

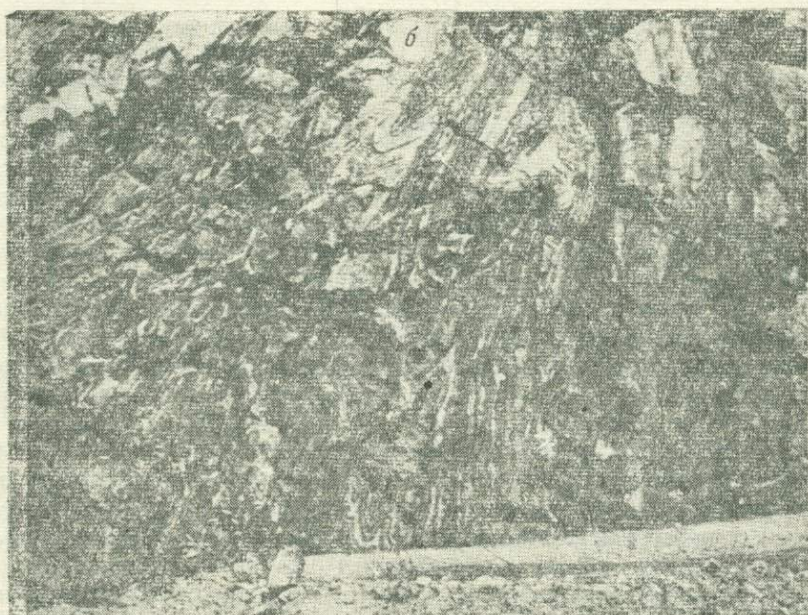
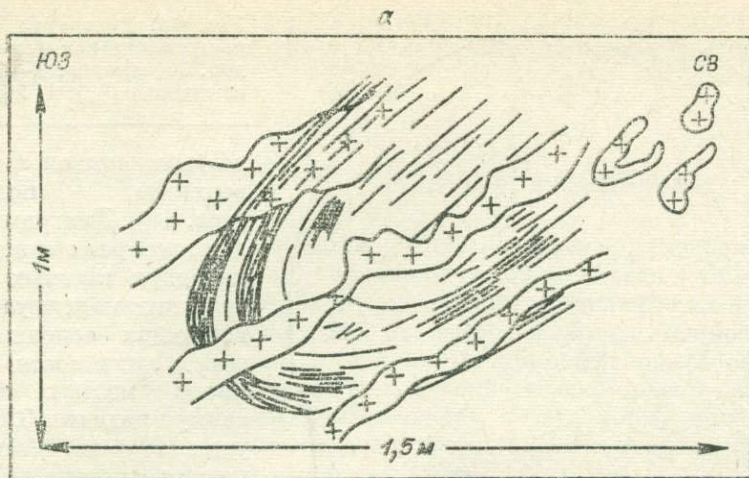


Рис. 17. Детали внутреннего строения межкупольных синклиналей. а — две системы мигматитовой полосчатости в пироксеновых кристаллических сланцах одной из синклиналей, б — дисгармоничная складчатость (149,5 км).

Линейность и шарниры мелких складок

В процессе полевых наблюдений большое внимание было уделено изучению ориентировки линейности различных видов, а также шарниров мелких складок. Основная масса замеров получена в западном секторе полигона. Помимо минеральной линейности в породах широко представлена линейность-бугорчатость на плоскостях сланцеватости. Мелкие складки изучались как вблизи гранитизированных пологих сводов куполовидных поднятий, так и в сильно дислоцированных межкупольных пространствах. Результаты изучения представлены в виде круговой диаграммы, отображающей ориентировку линейности и шарниров мелких складок. Наблюдаются статистические максимумы точек — проекций

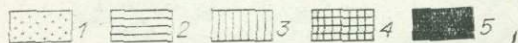
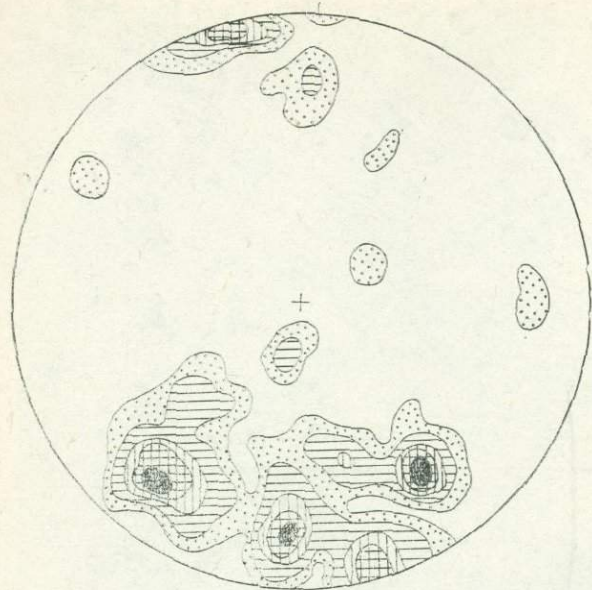


Рис. 18. Диаграмма ориентировки шарниров мелких складок. 75 замеров. 1—5 — соответственно (%): 1; 3; 1/3; 6; 9; 12.

воздымающихся линий на верхнюю полусферу (рис. 18). Диаграмма свидетельствует о существовании двух главных статистических максимумов, отвечающих основным системам линейности и шарниров мелких складок: азимут падения $320-330^\circ$, угол $10-15^\circ$ (северо-западная система) и азимут падения $25-30^\circ$, угол $10-12^\circ$ (северо-восточная система).

Между главными максимумами линий, сочетающихся под острым углом, расположены второстепенные максимумы, отвечающие системам линейности

и шарнирам мелких складок субмеридионального простирания, с погружением преимущественно к северу или северо-западу: азимут падения 355° , угол $5-7^\circ$; азимут падения 340° , угол $2-3^\circ$ и другие. Возможно, появление части промежуточных максимумов обусловлено статистическим разбросом точек.

Полученные фактические данные в основном хорошо согласуются с результатами И. Н. Крылова и А. А. Шафеева (Крылов, 1970; Крылов, Шафеев, 1969). Интерпретируя эти результаты, И. Н. Крылов (1970) пришел к выводу, что линейность и шарниры мелких складок имеют северо-западное простирание в полях развития пород гранулитовой фации метаморфизма, северо-восточное и субмеридиональное простирание — в линейных узких «зонах смятия», представленных породами амфиболитовой фации, наложенной на гранулитовую.

Как показано выше, наши полевые наблюдения приводят к иной интерпретации структуры: по нашему мнению, «зоны смятия» И. Н. Крылова могут соответствовать на разрезе (см. рис. 2) межкупольным зонам интенсивных дислокаций.

Этап, связанный с проявлением регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, в структурном отношении характеризуется ростом многочисленных мелких гранито-гнейсовых куполов, осложняющих своды и крылья крупных пологих поднятий этапа чарнокитизации.

Учитывая тот факт, что в породах гранулитовой фации метаморфизма линейность, мелкие складки и длинные оси будин чаще всего действительно ориентированы на северо-запад, а в породах амфиболитовой фации — на север или северо-восток (рис. 19), и принимая, что каждому из этих метаморфических этапов отвечает этап куполообразования (это подтверждается существованием куполовидных складок как с гранулитовыми, так и с гранито-гнейсовыми ядрами), следует, по нашему мнению, предположить, что куполовидные крупные пологие складки этапа чарнокитизации имеют преимущественно северо-западное простирание, а наложенные на них, осложняющие их мелкие гранито-гнейсовые купола —

субмеридиональное или северо-северо-восточное. Эти представления подтверждаются данными площадных исследований в пределах Шарыжалгайского блока.

Структуры тектонического разлинзования (будинажа)

Основная особенность методики полевых работ, примененной при изучении структур будинажа, — их высокая детальность. Обнажения фотографировались, с особой точностью изучались отдельные их фрагменты. При изучении будин измерялись их высота и длина, мощность вмещающего будины слоя и длина межбудинных промежутков. Морфология будин фиксировалась с фотографической точностью. Большое внимание уделялось поискам обнажений, позволяющих видеть форму будин в нескольких измерениях. Полученный материал обрабатывался статистически с применением ЭВМ.

В шарыжалгайском комплексе будинированию подвергаются прослои амфиболитов, амфиболовых гнейсов и других пород основного состава (см. приложение, табл. I). Значительно реже встречаются будины карбонатных и жильных пород.

Наиболее распространенными являются будины капле- и эллипсоидной формы в биотитовых гнейсах, плагиогнейсах и гранито-гнейсах. Обычно они встречаются в виде отдельных тел, вытянутых цепочкой. Межбудинные промежутки чаще всего заполнены вмещающими гнейсами. Формирование будинажа происходило в условиях ультраметаморфизма, когда гнейсы обладали высокой пластичностью и могли втекать в образующиеся разрывы. Значительно реже встречаются будины блоковой формы. Они, по-видимому, образовались либо на более поздних стадиях, когда вмещающие породы стали более жесткими, а относительно слабое сжатие уже не могло изменить форму блоков, либо одновременно с остальными, на участках пониженной пластичности.

До сих пор, говоря о будинах, мы имели в виду их форму в поперечном сечении. Однако не менее важно знать их объемную форму. Из имеющихся наблюдений можно сделать вывод о преобладании в толще объемных форм, известных в литературе под названием стержневых (Судовиков, 1957; Тохтуев, 1967, 1972). Это цилиндрические, реже призматические тела. Однако не редки и объемные формы, близкие к изометричным или несколько удлиненные в направлении падения пород.

Среди различных морфологических видов будин особое место занимают каплевидные. Считается, что такие будины обладают минимальным сопротивлением движению в вязкой среде (Громин, 1970). Узкие окончания такого рода будин указывают направление течения среды. На основании многочисленных замеров ориентировки каплевидных будин в породах шарыжалгайского комплекса определены преимущественные направления пластического течения вещества в гранито-гнейсовых куполах и межкупольных зонах юго-западной части Шарыжалгайского блока. На фоне общей сложной картины внутрислойного дифференциального перемещения вещества намечаются определенные закономерности, в частности — преимущественный отток материала от сводовых частей куполов в межкупольные зоны (рис. 20, а).

Изучение формы и размеров будин показало, что соотношение длины будин (в поперечном сечении) и мощности будинируемого слоя характеризуется вполне определенными закономерностями, которые обусловлены типом и интенсивностью тектонического процесса, составом и физическим состоянием пород в момент будинообразования, мощностью деформируемого слоя и другими факторами.

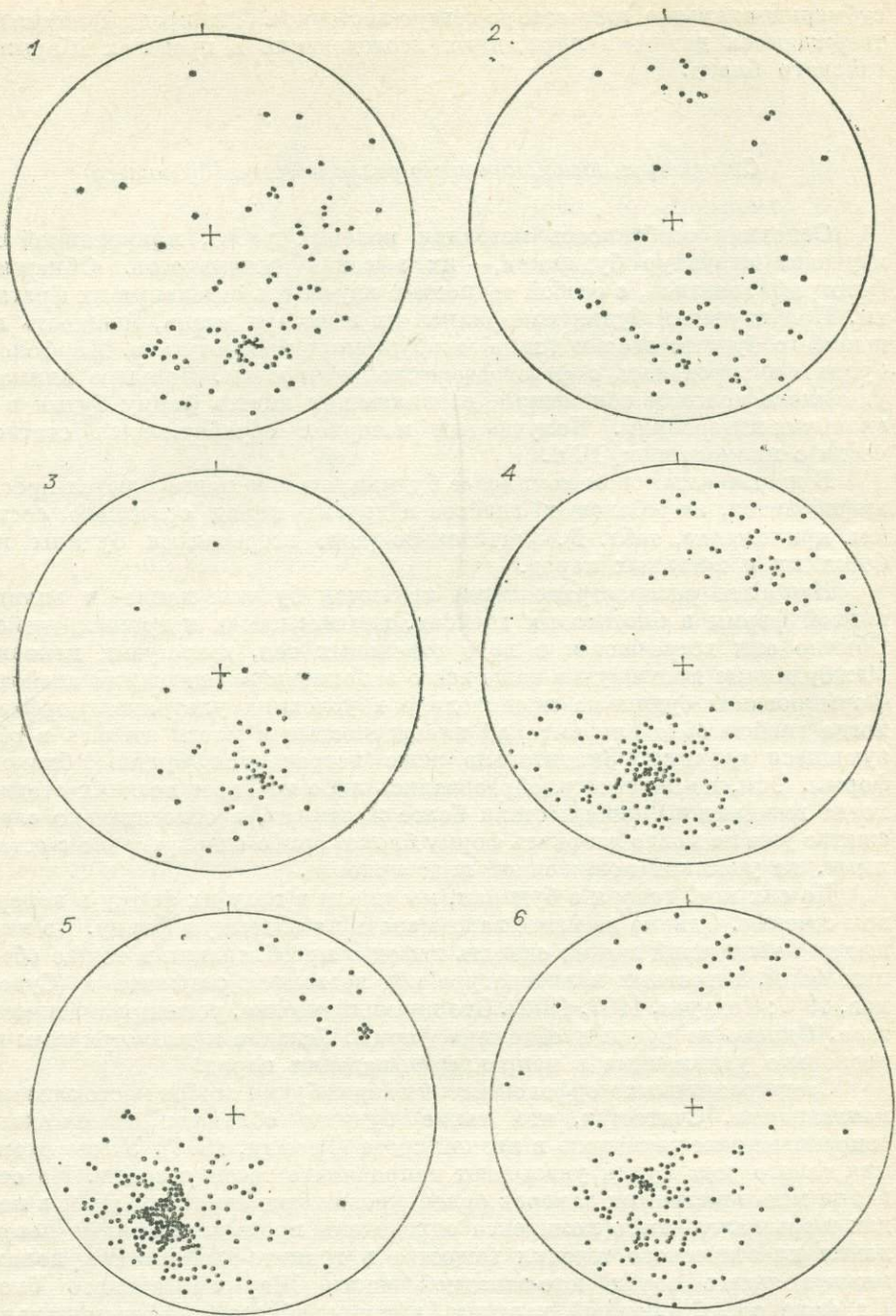
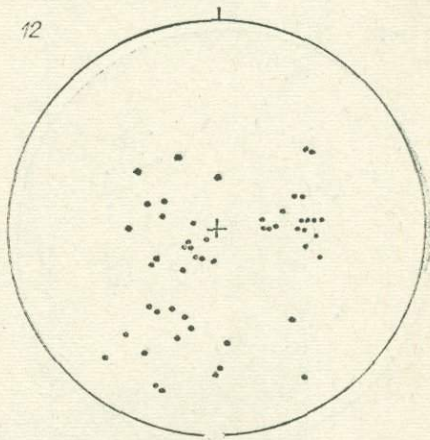
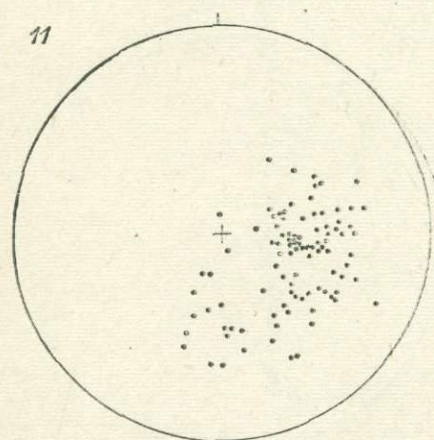
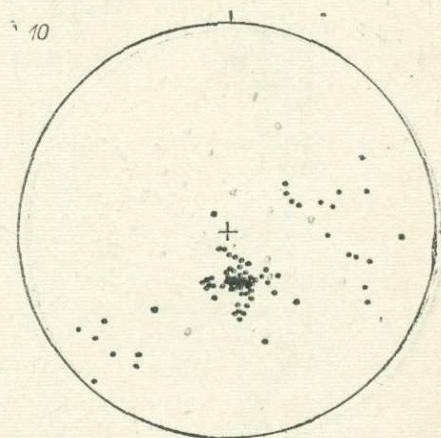
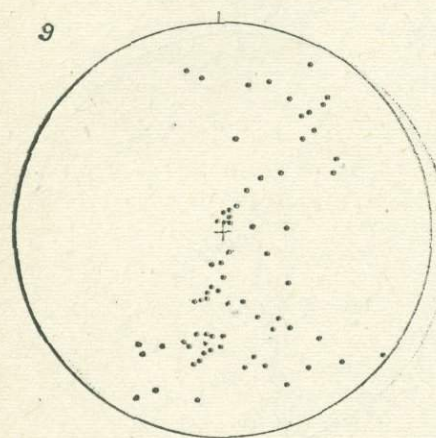
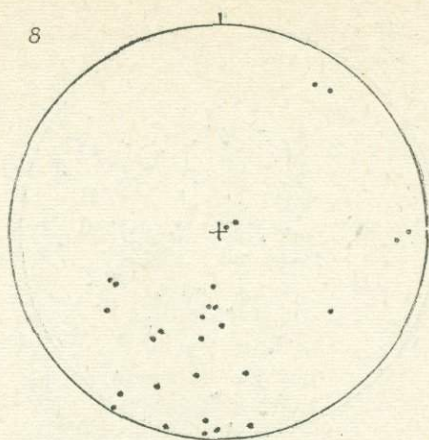
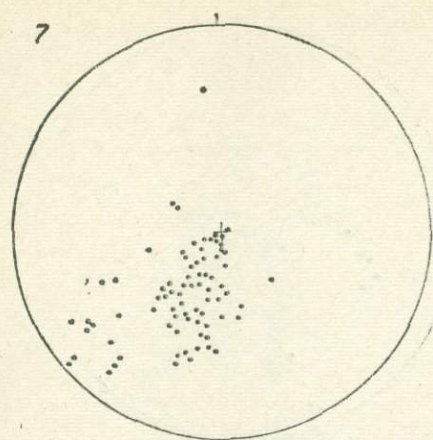
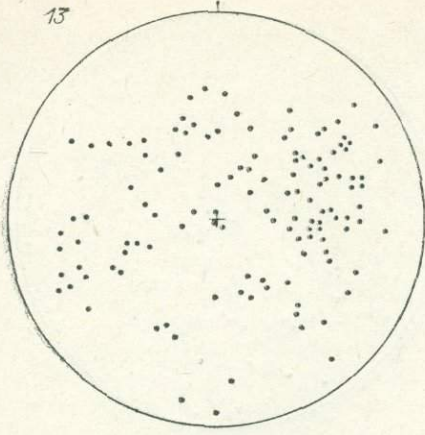


Рис. 19. Диаграммы ориентировки шарниров мелких складок (1—9) и длин железной дороги (структурная привязка на рис. 31): 73—80 км (1—91 и 53 замера); 100—110 км (4—183 и 13—124 замера); 110—120 км (5—223 и 16—36 замеров); 140—146 км (8—26 и 17—41 замер);

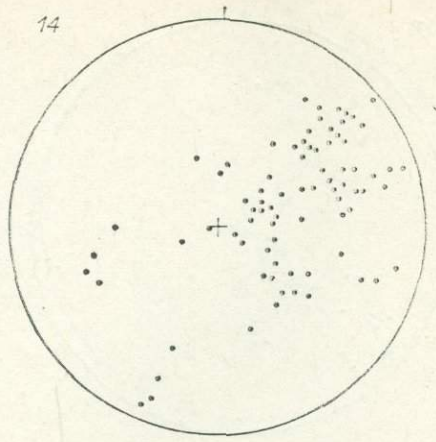


ных осей будин (10—18) в пределах следующих участков Кругобайкальской
 10—81 замер); 80—90 км (2—66 и 11—99 замеров); 90—100 км (3—49 и 12—
 14—79 замеров; 120—128 км (6—150 и 15—40 замеров); 128—140 км (8—79
 146—156 км (9—72 и 18—30 замеров).

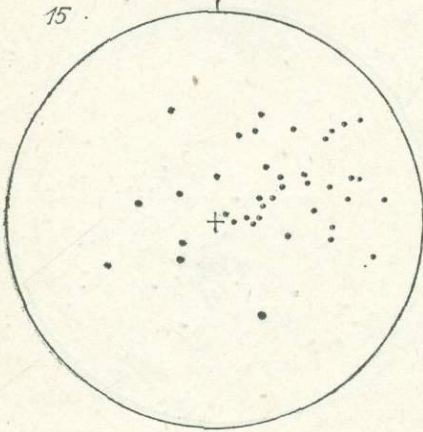
13



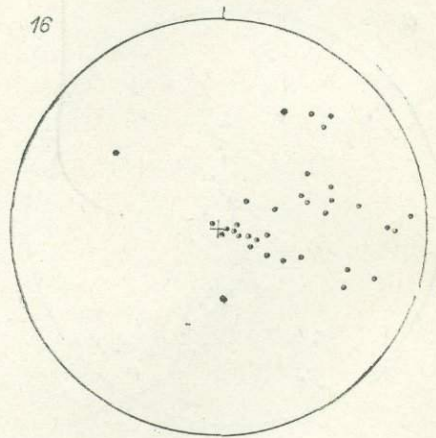
14



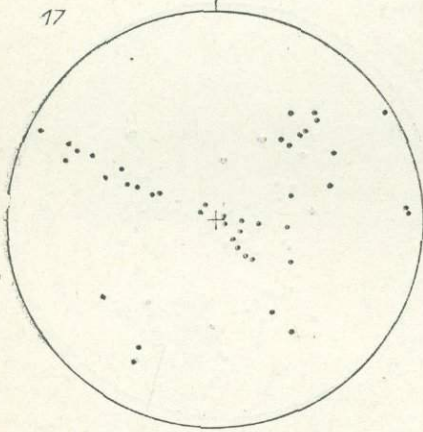
15



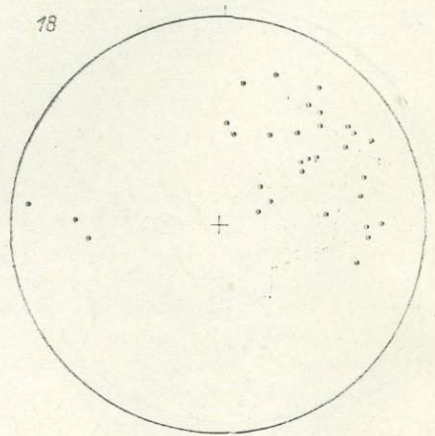
16



17



18



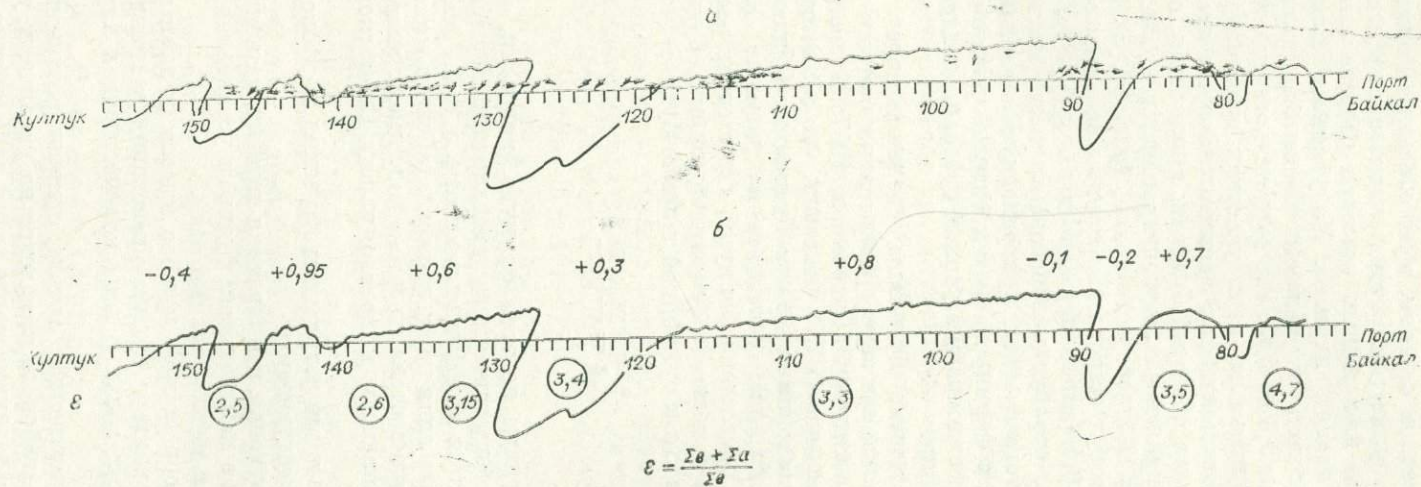


Рис. 20. Структурный разрез шарыжалгайской серии по побережью оз. Байкал с нанесением данных о направлениях пластического течения материала (а) и результатов статистического изучения структур будинажа (б).
 Стрелками показано направление пластического течения вещества (определено по ориентировке каплевидных будин); K — коэффициент корреляции между длиной и высотой будин; цифры в кружках — степень растяжения толщи, определенная по формуле В. Н. Кузнецова (1969 г.) (пояснение в тексте).

Статистическая обработка на ЭВМ большого количества (около тысячи) замеров длины и высоты будин для пород различного состава позволяет наметить закономерности, определяющие соотношения параметров будин. Следует отметить, что будины в настоящее время изучаются преимущественно в поперечном сечении, а их объемные формы еще недостаточно изучены. По результатам математического анализа соотношений длины и высоты будин для разных участков разреза выявилась очень любопытная, на наш взгляд, картина. На участках развития гранито-гнейсовых куполов степень корреляции названных выше параметров будин весьма высока: от 0,6 до 0,95. Это свидетельствует о том, что формирование структур будинажа на этих участках определялось субвертикальным давлением воздымающихся гранито-гнейсовых ядер, иными словами, здесь формировался обычный будинаж выжимания, обусловленный сжатием слоев при напряжениях, ориентированных нормально по отношению к более ранней сланцеватости толщи (рис. 20, б).

В межкупольных зонах степень корреляции между высотой и длиной будин падает до 0,2—0,4 (длина превышает высоту). Это, по-видимому, свидетельствует о том, что будинообразование здесь шло в обстановке чрезвычайно интенсивного сжатия, приводившего к расплющиванию деформированной толщи, с формированием преимущественно будинажа нагнетания. Ориентировка сжимающих усилий субгоризонтальна и нормальна к сланцеватости толщи.

Известно, что, развитие будинажа свидетельствует об условиях растяжения. Однако пока известно сравнительно немного попыток оценить величину этого растяжения (Судовиков, 1957; Кузнецов, 1969; Милеев, 1974). Н. Г. Судовиков (1957) указывал, что величину растяжения можно оценить по расстояниям между будинами. Однако при оценке растяжения толщи необходимо учитывать и размеры самих будин. Б. И. Кузнецов (1969) предложил формулу, где степень растяжения толщи ε определяется как отношение суммарной ширины будин Σb и межбудинных промежутков Σa к суммарной ширине будин:

$$\varepsilon = \frac{\Sigma b + \Sigma a}{\Sigma b}$$

Расчеты, произведенные по этой формуле, показали, что величины растяжения слоев и соответственного уменьшения первоначальной их мощности характеризуются коэффициентами от 2,5 до 4,7 (см. рис. 20, б). В целом величина растяжения пород шарыжалгайского комплекса постепенно ослабевает с северо-востока на юго-запад, имея наименьшие значения на участке, прилегающем к краевому шву Сибирской платформы (см. рис. 20, б).

Таким образом, основные результаты изучения морфологии структур будинажа сводятся к следующему.

1. На основании изучения направления течения материала в процессе куполообразования по каплевидным будинам установлен преимущественный отток вещества в межкупольные зоны.

2. Статистической обработкой замеров высоты и длины будин установлены различия в характере будинообразования в гранито-гнейсовых куполах и межкупольных зонах и дана количественная характеристика этого процесса.

3. Проведена количественная оценка степени растяжения кристаллических толщ шарыжалгайского комплекса на различных участках разреза и установлено, что величина растяжения закономерно уменьшается с северо-востока на юго-запад и что степень растяжения в сводах куполов обычно выше по сравнению с крыльями и межкупольными синклиналиями.

*Интерпретация разреза:
купола и межкупольные синклинали первого порядка*

Из приведенного выше описания разреза видно, что вдоль линии порт Байкал — пос. Култук наблюдается чередование более или менее значительных по протяженности участков двух типов. Одни характеризуются в целом пологими залеганиями, с развитием на этом фоне гранито-гнейсовых куполов, сливающихся между собой или разделенных зонами крутых изоклиналильных складок. Для других характерно почти полное отсутствие гранито-гнейсовых куполов. Это преимущественно крутые моноклинали, серии изоклиналильных складок, иногда широкие спокойные мульды.

Резкие границы между участками провести довольно трудно. Поскольку каждый небольшой гранито-гнейсовый купол представляет собой, как показано выше, гранито-гнейсовое поднятие, обусловленное процессами глубинного диапиризма, есть основание полагать, что участки слияния многих частных куполов на фоне пологих залеганий сильно гранитизированной толщи должны рассматриваться как обнаженные в современном эрозионном срезе пологие своды крупных гранито-гнейсовых поднятий — структурных форм первого порядка, имеющих, как и частные купола, ультраметаморфическую, глубинно-диапировую природу. Наблюдавшиеся в обнажениях куполовидные формы шириной 100—500 м являются, таким образом, складками второго порядка.

В результате выделяются шесть гранито-гнейсовых поднятий первого порядка (см. рис. 20), выходящих на линию разреза ориентировочно на следующих участках Кругобайкальской железной дороги: (в км) 74—78; 81—86; 90—118 (Улановский купол); 128—140 (Шарыжалгайский купол); 143—146; 149—152.

Разделяющие их участки, лишенные мелких куполов, с преобладанием крутых залеганий интерпретируются в таком случае как межкупольные синклиналильные зоны первого порядка, испытавшие тангенциальное сжатие. Это следующие отрезки (в км): 72—74 (синклиналь порта Байкал); 78—81; 86—90; 118—128 (Маригуйская синклиналь); 140—143 (синклиналь Крутой Губы); 146—149; 152—156.

Синклиналь Крутой Губы представляет собой пологую, спокойную, симметричную мульду. Все остальные межкупольные синклинали асимметричны и опрокинуты к восток-северо-востоку.

Ширина куполов первого порядка колеблется от 3 до 28 км, а соответствующих межкупольных синклиналей — от 2 до 10 км.

Поскольку большинство мелких куполов (форм второго порядка) асимметричны, наклонены или опрокинуты к восток-северо-востоку, следует предположить, что и крупные гранито-гнейсовые диапиры — купола первого порядка — имеют аналогичную форму.

Устанавливается, таким образом, общий наклон или опрокидывание структуры к восток-северо-востоку, т. е. от зоны Главного Саянского разлома.

Одной из характерных черт разреза является то, что самые длинные участки сплошного развития мелких куполов находятся в центральной части блока, в удалении от пос. Култук и порта Байкал. С приближением к периферии идет все более частая смена «купольных» и «бескупольных» зон (см. рис. 20). Интерпретируя этот факт с вышеизложенных позиций, можно заключить, что с удалением от пос. Култук и от порта Байкал гранито-гнейсовые асимметричные поднятия становятся все шире, т. е. напряженность складчатости убывает. Возникает вопрос, не связан ли такой рисунок складчатости с наличием в районе этих поселков крупных ветвей краевого шва Сибирской платформы — глубинных разломов чрезвычайно древнего, возможно, архейского заложения (Замараев, 1967).

Во всяком случае, влияние Главного Саянского разлома, выражающееся в запрокидывании структуры к востоку и, возможно, обусловившее вторичную ее «линейность», представляется достаточно явным. И если раньше принято было считать юго-восточную оконечность блока «девственным» шарыжалгайским комплексом, с неизменной первичной структурой, то теперь, в связи с изучением морфологии складок, накапливаются факты, свидетельствующие о важной роли краевого шва на ранних этапах развития структуры. Опрокидывание гранито-гнейсовых поднятий свидетельствует, по всей видимости, о существовании устойчивых тангенциальных напряжений, связанных с зоной влияния Главного Саянского разлома в период куполообразования или придавших структуре блока асимметрию в более позднее время.

Следует отметить, что заключения о морфологии крупной структуры Шарыжалгайского блока, полученные путем анализа мелких форм (купола и межкупольные синклинали второго порядка), в целом хорошо согласуются с данными площадных исследований, проведенных северо-западнее, а также с материалами А. А. Прокофьева и других геологов, работавших над созданием на стратиграфической основе схемы структуры юго-восточной части шарыжалгайской серии.

Общие черты строения и истории формирования складчатых форм

Как следует из приведенного выше описания складчатости, вдоль линии разреза порт Байкал — ст. Култук зафиксировано и изучено большое количество куполовидных складок с размахом крыльев от 50—70 до 400—500 м. Эти складки обладают, по нашему мнению, характерными признаками структурных форм, получивших в литературе наименование гранито-гнейсовых куполов (Escola, 1949; Болк, 1946; Haller, 1955; Белоусов, 1962; и др.). Не повторяя описания куполов Финляндии, Канады, Южной Африки и других районов, отметим, что по своему строению куполовидные складки шарыжалгайской серии имеют достаточно близкое сходство с классическими примерами. В. В. Белоусов указывал, что «основной особенностью строения древнейших толщ земной коры является развитие в них гранито-гнейсовых куполов и валов. Можно считать, что гранито-гнейсовые купола и валы определяют строение арhea и являются его основными структурными формами» (Белоусов, 1962, с. 334). Этот вывод подтверждается данными о структуре Шарыжалгайского блока.

Резюмируя описания, приведенные выше, можно следующим образом сформулировать основные выводы о морфологии и истории формирования куполовидных складок.

1. Ядра куполов сложены чарнокитами, чарнокитизированными гнейсами, различными гранитами и гранито-гнейсами, а также наиболее лейкократовыми разновидностями гнейсов. В подавляющем большинстве случаев эти породы обнаруживают признаки высокой пластичности, большой подвижности в период складкообразования. В ядрах есть породы, характерные как для гранулитовой, так и для амфиболитовой фации регионального метаморфизма. По мере удаления от ядра степень гранитизации уменьшается: теневые мигматиты и агматиты сменяются послонными мигматитами, гнейсами и кристаллическими сланцами, т. е. породами с лучше сохранившимися меланократовыми разновидностями.

2. В сводах куполов залегания гнейсовидности, полосчатости, длинных осей будин и глыб пологие, по мере движения к крыльям они становятся круче, а на периферии куполов и в межкупольных зонах часто приближаются к вертикальным.

3. Как в сводовых частях, так и в крыльях куполов обнаружены серии изоклиналильных складок, обычно узких и длинных, лежащих или крутых, с осевыми поверхностями, деформированными в соответствии с общей формой купола. Детальное изучение показало, что формирование гранито-гнейсовых куполов происходило в толще, ранее смятой в узкие сжатые изоклиналильные складки, лежащие или опрокинутые преимущественно к восток-северо-востоку, с северо-западным или субмеридиональным, по-видимому, пологим погружением шарниров. Другая часть изоклиналильных и близких к ним по форме складок образовалась в связи с ростом гранито-гнейсовых поднятий.

4. Внутреннее строение куполов дисгармонично. Устанавливается широкое развитие процессов внутрислойного пластического течения вещества. В пачках гнейсов и кристаллических сланцев, согласных с ними залежах гранито-гнейсов, агматитов, теневых мигматитов и гранитов создаются раздувы и утонения (пережимы), распределение которых отражает сложную картину поля напряжений в период роста купола в пластичной толще (см. приложение, табл. II). В наиболее подвижных лейкократовых породах, слагающих пластообразные тела, характерно уменьшение мощности в своде, над ядром купола, наблюдается отток материала в стороны, на крылья, с образованием структур будинажа и иногда мелких складок течения, опрокинутых от свода.

Анализ распределения мощностей, местоположения зон оттока и нагнетания в совокупности с общей формой куполов и межкупольных синклиналей приводит к выводу о наличии субвертикальных давлений со стороны гранитизированных ядер и, таким образом, о ведущей роли вертикальных сил в формировании структуры.

5. Породы крыльев куполов и крутых межкупольных синклиналильных зон отличаются сильной дислоцированностью. На изоклиналильные складки, существовавшие до начала роста куполов, здесь наложена складчатость, вызванная раздвижением пород растущими куполами. Ведущая роль в ее формировании принадлежит субгоризонтальным усилиям, трансформированным из вертикальных в процессе раздвигания. Периферия куполов и межкупольные синклинали характеризуются наиболее четко выраженными ориентированными текстурами, что создает более благоприятные, по сравнению с приядерными участками, условия для изучения структуры. Наблюдаемые здесь складки сложны, резко дисгармоничны, несут следы неоднократной деформации и мигматизации, они различны по форме даже в близко расположенных слоях (см. приложение, табл. III). Поскольку разрез изучался в основном в вертикальных обнажениях, были видны в поперечном срезе преимущественно складки с субгоризонтальными и пологими шарнирами. Они полого погружаются к северо-западу, северу или северо-востоку. Можно предположить, что некоторые участки, интерпретируемые как крутые моноклинали, представляют собой серии складок с крутыми, возможно, субвертикальными шарнирами. Породы подобных межкупольных моноклинали несут явные следы неравномерного горизонтального сдавливания. Генетическая связь межкупольных складок с гранито-гнейсовыми и гранитными ядрами представляется несомненной.

6. Большинство гранито-гнейсовых куполов является асимметричными: с более длинным и пологим западным — юго-западным крылом, при коротком и крутом восточном — северо-восточном.

Налицо, таким образом, общий наклон складчатой структуры к востоку — северо-востоку.

7. Ряд признаков говорит о том, что рост куполов продолжался в остывших, жестких, ставших хрупкими породах, видимо, в послепархейский этап развития Шарыжалгайского блока. Об этом свидетельствуют веерообразные в сводах трещины отрыва, генетически связанные с ростом куполов в хрупкой среде; пластообразные залежи раздавленных пород

над гранитизированными ядрами; развитие вблизи куполов сопряженных систем пологих трещин.

8. По своему происхождению и механизму формирования гранито-гнейсовые купола Шарыжалгайского блока являются глубинными складчатыми формами, получившими наименование гранитных и гранито-гнейсовых диапиров (Wegmann, 1930; Белоусов, 1960). Граниты и гранито-гнейсы шарыжалгайского комплекса, содержащие биотит, гиперстен, роговую обманку, являются продуктами ультраметаморфических преобразований (гранитизации, чарнокитизации) вмещающих толщ (Шафеев, 1970).

При гранитизации объем пород увеличивается (Bederke, 1953). Они насыщаются летучими, становясь менее плотными и более легкими, чем окружающие породы. Начинается «всплытие» гранитизированных масс, обусловленное «инверсией плотностей». Формирующиеся гранито-гнейсовые массы механически воздействуют на вмещающие толщи, приводя к образованию куполов с пологими сводами и крутыми сильно дислоцированными крыльями.

9. Поскольку в истории развития шарыжалгайской серии было два основных периода гранитообразования; первый, связанный во времени с максимальным развитием регионального метаморфизма гранулитовой фации (2900 млн. лет) и (второй) амфиболитовой фации (2000—1800 млн. лет) и поскольку в ядрах куполов наблюдаются продукты ультраметаморфизма обеих этих эпох, следует предположить существование глубинных диапиров двух генераций.

Имеющиеся на сегодня геологические и экспериментальные данные говорят, однако, в пользу того, что максимальное развитие процессов гранитизации и мигматизации отвечает условиям амфиболитовой фации метаморфизма, т. е. температуре около $650-760^{\circ}$ и давлению водяных паров в 2000 бар (фон Платтен, 1967). Учитывая изменения, связанные с эволюцией теплового режима Земли, такие параметры должны были существовать на глубине 5—20 км, при оптимальных глубинах в 10—15 км (Белоусов, 1962). На больших глубинах, при больших температурах и давлениях, т. е. в условиях гранулитовой фации, широкому течению процесса гранито- и мигматитообразования препятствует недостаток водяных паров, преобладание безводных минеральных фаций. Поэтому наиболее представительные, «динамичные» складки глубинного типа приурочены, как показывает опыт, к зонам амфиболитовой фации метаморфизма (Менерт, 1963; Каляев, 1970). Среди куполов описанного нами разреза отчетливо выделяются две группы: спокойные, очень пологие, «вялые» гранито-гнейсовые поднятия, сливающиеся друг с другом, без четких крутых синклиналей на периферии и более ярко выраженные, более «напряженные» купола с интенсивнейшими дислокациями крутых межкупольных синклиналей (см. рис. 2 и 20). Учитывая данные петрологических исследований, доказывающие регрессивную природу метаморфизма амфиболитовой фации (Крылов, Шафеев, 1969), можно следующим образом представить себе путь развития структуры Шарыжалгайского блока на ранних этапах: в связи с региональным метаморфизмом гранулитовой фации и гранитизацией (чарнокитизацией) первого этапа формируются очень пологие, «вялые» гранито-гнейсовые купола. Затем в период высокотемпературного диафореза амфиболитовой фации вновь образуются подвижные гранитизированные массы как за счет ремобилизации гранитоидов прошлого тектоно-метаморфического цикла, так и путем гранитизации дополнительных масс пород. Происходит подновление и усложнение части «вялых» куполов первого этапа, а также образование многочисленных новых, «напряженных» гранито-гнейсовых диапиров. Все это значительно усложняет существовавшую ранее сравнительно простую структуру.

Разрывные нарушения и тектоническая трещиноватость

Общие сведения о разрывных нарушениях юго-восточной части Шарыжалгайского блока

В процессе изучения прибайкальского разреза Шарыжалгайской серии от порта Байкал до пос. Култук отмечались все более или менее крупные разрывные нарушения как древние, так и молодые, выяснялась их ориентировка, особенности строения сместителей, проводились наблюдения за движениями блоков. Во многих случаях удавалось установить генетический тип разрыва. Отмечались все крупные, наиболее характерные для данного обнажения системы тектонических трещин и зоны расслаивания с набором минимального представительного комплекса замеров, характеризующих каждую систему. Хотя массовые замеры трещин, в полном смысле этого слова, не проводились, собранный материал, на наш взгляд, позволяет получить основные выводы о характере и главных тенденциях развития Шарыжалгайского блока в послепалеозойский этап, который условно можно именовать жестким, противопоставляя его архейскому этапу с господством пластической тектоники.

К сожалению, литература, посвященная анализу разрывных нарушений в пределах Шарыжалгайского блока, выяснению характера смещений по разрывам и их генетического типа, весьма ограничена. В работах Е. В. Павловского (1956), Н. А. Флоренсова (1960) и других определены генеральные направления разрывных смещений — северо-западное и северо-восточное — в целом для Юго-Западного Прибайкалья. Региональный структурный и тектонофизический анализ разрывов и трещин предпринят в работах С. И. Шермана (1969), в основном посвященных детальному изучению структуры и выяснению полей напряжений в пределах Слюдянского флогопитоносного поля. Для района распространения пород шарыжалгайской серии С. И. Шерманом отмечается соответствие простираний разрывных нарушений разного возраста простиранию Главного Саянского разлома или отклонение от него на $10-15^\circ$. Непосредственно в зоне милонитизации и катаклаза Главного Саянского разлома вторичные разрывы параллельны или субпараллельны ему. К югу от главной линии разлома, на площади распространения слюдянской серии основное направление разрывов северо-восточное, и лишь южнее, в пределах развития хангарульской серии вновь преобладают субширотные и северо-западные нарушения.

Все исследователи, таким образом, связывают формирование разрывов и трещин в отдельных районах с общим развитием Юго-Западного Прибайкалья, отмечают их подчиненность глубинному Саянскому разлому.

Если, учитывая радиологические данные, а также все сказанное выше о складчатости, полагать, что завершение складкообразовательных процессов и консолидация блока относятся ко времени, непосредственно следующему за высокотемпературным диафорезом амфиболитовой фации (2000—1800 млн. лет), то, начиная с протерозоя, а по мнению С. М. Замаева (1961), — с верхнего архея, Шарыжалгайский блок существовал в качестве жесткого массива и постоянно испытывал воздымание. В связи с байкальской, раннекаледонской и, возможно, более поздними фазами складчатости образуются многочисленные разломы, обновляются разрывы, заложенные ранее, развиваются разнообразные системы тектонических трещин (Одинцов и др., 1957).

В литературе специально не рассматривался механизм деформации «жесткого» Шарыжалгайского блока в полях напряжений послепалеозойского этапа, не выявлялись соотношения древней архейской структуры, структуры пластического этапа, с планом жесткой деформации.

В связи с изучением проблем гранитообразования, структурные наблюдения внутри Шарыжалгайского блока провел И. Н. Крылов (1970;

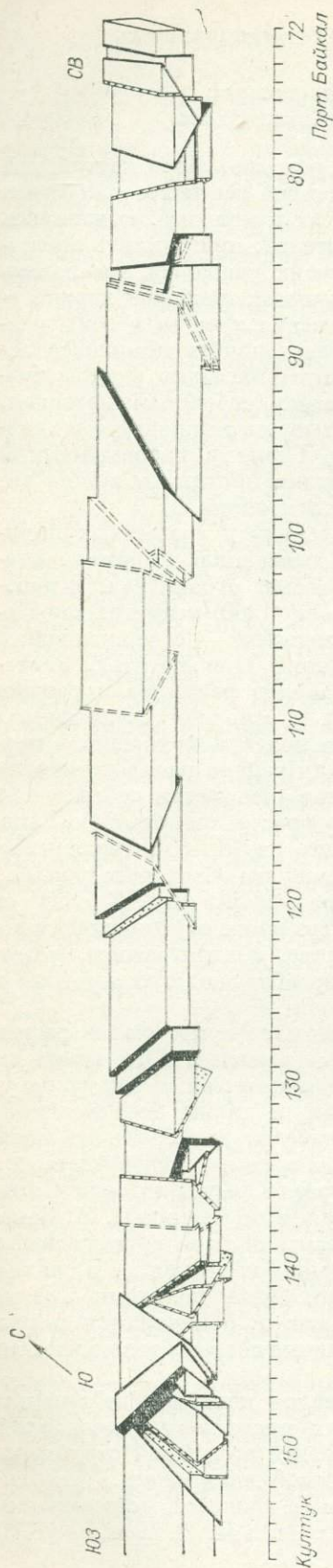


Рис. 21. Схема блокового строения шарьялгайской серии вдоль линии Кругобайкальской железной дороги.

Крылов, Шафеев, 1969), наблюдавший относительно смещения крыльев преимущественно древних, связанных с пластической деформацией разрывных нарушений. По мнению И. Н. Крылова, во всех случаях блоки смещены относительно друг друга таким образом, что более восточные всегда являются относительно приподнятыми. Именно с этим обстоятельством и вытекающим из него выводом о более глубоко эрозионном срезе восточной части прибайкальского разреза связывается преобладание в ней пород гранулитовой фации метаморфизма. Наблюдения, излагаемые ниже, показывают, что нами выявлена гораздо более сложная картина (рис. 21), часто с перемещениями восточнее расположенных блоков вниз (Грабкин, Мельников, 1977).

Перейдем теперь к классификации и краткой характеристике крупных разрывных нарушений юго-восточной части Шарьялгайского блока. Это необходимо для реконструкции тектонической истории послепалеозойского этапа, определения генетической принадлежности различных систем тектонических трещин и поэтапного восстановления полей напряжений.

Обилие разрывов и соответственно большой объем наблюдений не позволяют привести здесь последовательное описание разрывных структур по линии разреза порт Байкал — ст. Култук, как это было сделано в разделе, посвященном складчатости. Эти обстоятельства заставляют ограничиться изложением классификации и наиболее характерных примеров.

Классификация разрывных нарушений может быть произведена по нескольким основаниям:

- по отношению к складчатой структуре;
- по генетическому типу;
- по отношению к гнейсовидности архейских пород;
- по наличию или отсутствию пластической деформации вблизи плоскости сместителя;
- по возрасту.

О соотношении складчатых и разрывных нарушений

Не подлежит сомнению, что значительная часть разрывов генетически связана с заключительными этапами формирования складчатой структуры. Такое

предположение возникло в процессе полевых работ, в связи с наблюдавшимися непосредственно в обнажениях веерообразно расположенными в сводах гранито-гнейсовых куполов трещинами отрыва и мелкими разрывами (см. рис. 8). Часто по этим трещинам проявлялись более поздние взбросовые и сдвигово-взбросовые движения, из-за чего внешний облик типичных трещин отрыва утрачен.

Генетическая связь разрывов и трещин со складчатостью позже выявилась и в более крупном плане. Как уже указывалось, в обнажениях неоднократно удавалось определять направление движения блоков в крыльях разрывов. Используя эти данные, оказалось возможным разбить Шарыжалгайский блок вдоль линии разреза на более или менее сопоставимые по размеру условные частные блоки. Ограничениями условных частных блоков явились те разрывы, по которым четко наблюдалось относительное перемещение крыльев. При этом использовались наблюдения по заведомо разновозрастным разрывам, начиная от самых древних до самых молодых. На полученной блок-диаграмме (см. рис. 21) наблюдается очень сложная картина, не отвечающая ранее высказанным предположениям о неизменном ступенчатом поднятии к востоку (Крылов, Шафеев, 1969) и свидетельствующая о генетической связи части крупных разрывов района с наиболее крупными складками, а именно с древнейшими поднятиями — гранито-гнейсовыми куполами первого порядка. Такой вывод следует из сопоставления схематического разреза, отображающего складчатые формы первого порядка и осложняющие их гранито-гнейсовые купола второго порядка (см. рис. 20) с блок-диаграммой, которая показывает относительные смещения условных частных блоков (см. рис. 21), и диаграммой, на которую нанесены все крупные разрывы, зоны расланцевания, крупные пегматитовые жилы, дайки основного состава, т. е. не только разрывы, по которым наблюдались относительные перемещения блоков, но те, по которым подобные движения не установлены, хотя не исключено, что они имели место. Как видно из сопоставления, обе диаграммы дают принципиально одну и ту же картину, а разрывы и жилы внутри условных блоков не затушевывают, а скорее подчеркивают особенности, выявленные первой, более общей диаграммой.

Особенно показательно соответствие между складчатой структурой и расположением в пространстве разрывов и трещин для центральной зоны Шарыжалгайского блока, на участке между 90 и 115—120 км Кругобайкальской железной дороги. Здесь, как было показано, выделяется самое крупное по разрезу гранито-гнейсовое поднятие первого порядка — пологий асимметричный Улановский гранито-гнейсовый купол, наклоненный к востоку. С другой стороны, на блок-диаграмме виден почти правильный «веер» разрывов и трещин, соответствующий этому куполу и захватывающий соседние крупные складки. По существу, главной блоковой структурой, отображенной на диаграмме, следует считать именно это сводовое поднятие, представляющее собой центр всего послепалеозойского Шарыжалгайского свода.

Центральными, наиболее приподнятыми блоками послепалеозойского сводового поднятия являются частные блоки в районе 103—105 км. Следует отметить, что И. Н. Крылов и А. А. Шафеев (1969) описывают этот участок как поле развития наиболее типичных ассоциаций гранулитовой фации регионального метаморфизма, что хорошо согласуется с нашими построениями. Отсюда к западу и востоку наблюдаются «лестницы» опускающихся блоков, причем, если в районе 100—105 км ограничения блоков крутые, по разрывам типа взбросов, иногда со сдвиговой составляющей, то на участках, соответствующих крыльям Улановской антиклинали, в районе реперов 115—120 и 90—95 км блоки разделяются сериями очень отчетливых надвигов, становящихся все более пологими по мере движения к периферии свода (см. рис. 21).

Если система веерообразно расположенных в плане и разрезе разрывов генетически связана с крупным пологим гранито-гнейсовым куполом района ст. Уланово, то, по всей вероятности, заложение разрывов этой системы относится ко времени завершения складкообразовательных процессов, уменьшения степени пластичности горных пород, начала формирования жесткой структуры. Исходя из радиологических данных, которые были приведены выше, можно предполагать, что эти процессы относятся ко времени, непосредственно следующему за периодом регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, т. е. после рубежа 2000—1800 млн. лет.

Несомненно, что дальнейшее развитие зон разломов происходило в связи с поднятием, продолжавшимся длительное время. Оси унаследованных сводово-блоковых поднятий приурочены к наиболее крупному гранито-гнейсовому куполу района Уланово, а также к другим антиклиналям первого порядка.

Поскольку рост гранито-гнейсовых куполов в пластичную стадию их формирования, а также рост унаследованно развивающихся в условиях жесткой среды поднятий происходили под влиянием вертикальных напряжений, следует предположить, что формирование некоторых элементов трещинно-разрывной структуры и, в частности, части сопряженных систем разрывных нарушений вызвано поперечным изгибом.

Моделирование складок поперечного изгиба, изучение полей напряжений в них, определение мест возникновения разрывов и их типов проведено М. В. Гзовским (1963). При этом в различных сериях экспериментов выяснено влияние на распределение напряжений и на общую картину возникновения разрывов таких факторов, как мощность отложений, форма складки, влияние дополнительного горизонтального сжатия и т. д.

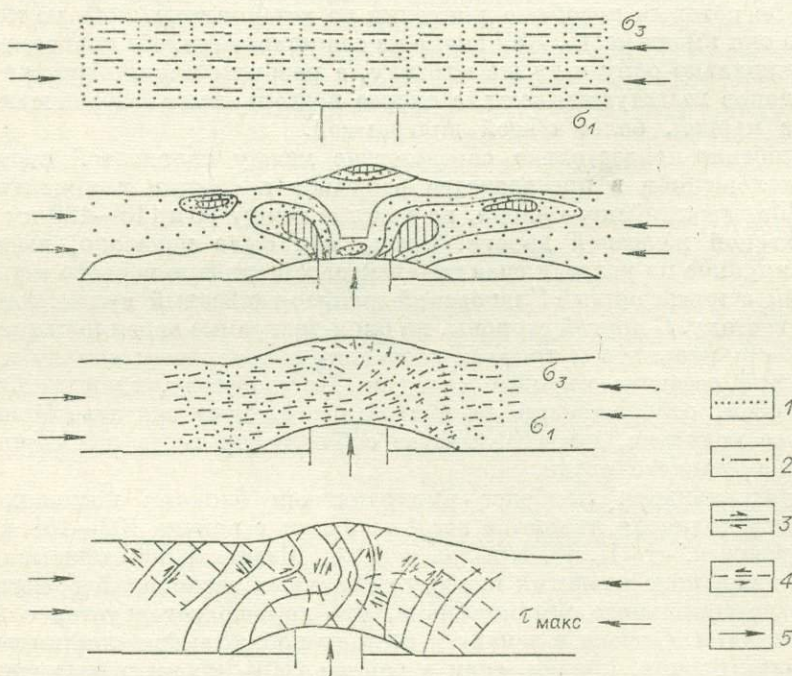


Рис. 22. Распределение напряжений в антиклинали поперечного изгиба из 30%-ного студня желатины, развивающейся в условиях слабого дополнительного сжатия, которое само по себе не вызывает изгиба модели (Гзовский, 1963).

1 — траектории σ_1 ; 2 — траектории σ_3 ; 3 — траектории правых максимальных касательных напряжений; 4 — траектории левых максимальных касательных напряжений; 5 — активные усилия.

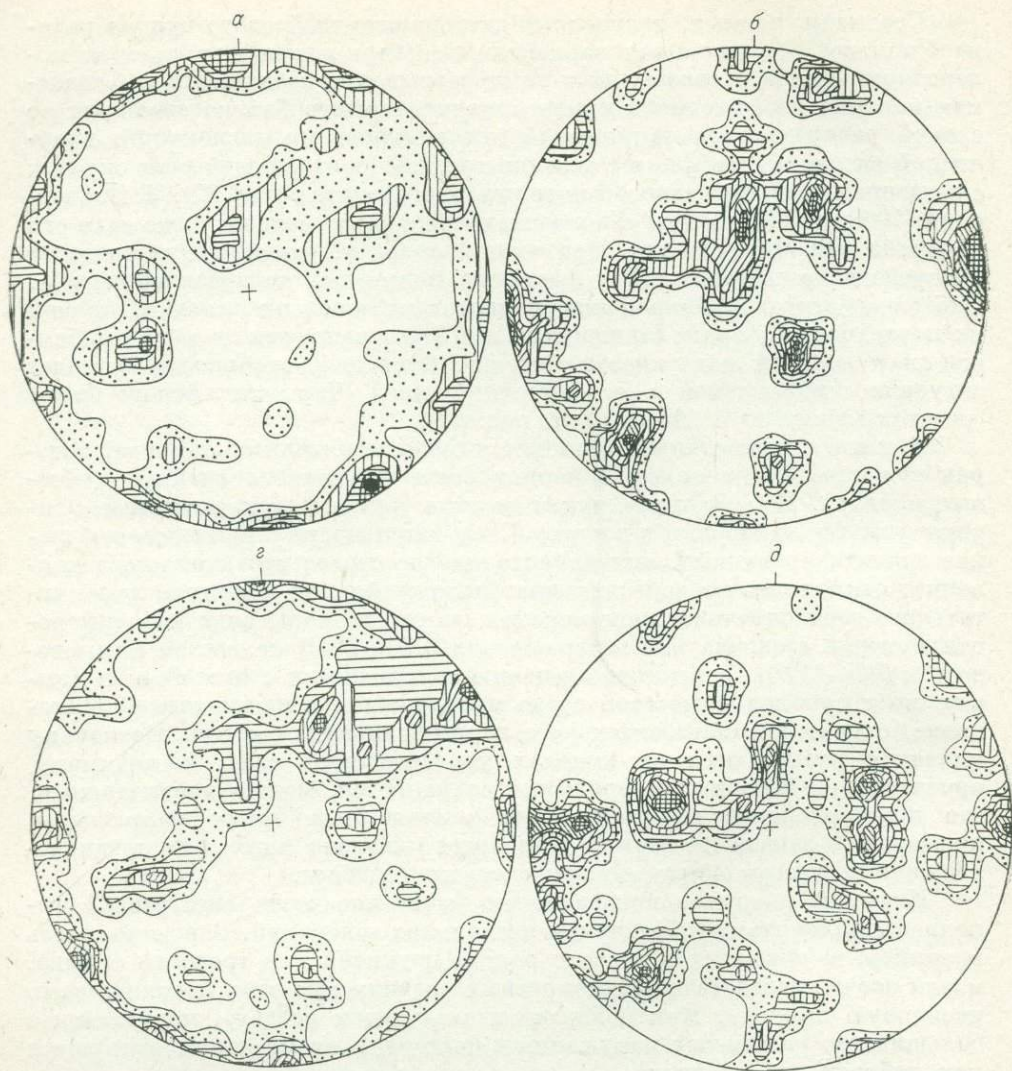
Сравнение данных, полученных для гранито-гнейсового купола района Уланово, с различными вариантами экспериментов для складок поперечного изгиба и связанных с ними разрывов показало, что наблюдаемая картина размещения и ориентировки разрывов близко совпадает со схемой распределения напряжений и возникновения дислокаций, полученной экспериментально в серии опытов, воспроизводящей рост складок с введением дополнительного горизонтального сжатия (рис. 22). М. В. Гзовский (1963, с. 370) пишет: «Горизонтальное сжатие модели, даже если его величина недостаточна для образования складок, оказывает влияние на распределение напряжений и разрывов в складке поперечного изгиба. Оно способствует формированию надвигов на крыльях складки, причём их поверхности должны становиться все более пологими по мере приближения к верхней поверхности модели». Очевидно, это вполне отвечает ситуации, наблюдаемой в юго-восточной части Шарьжалгайского блока (участок между 90 и 105 км) (см. рис. 21).

В связи с изложенным, становится более понятной обстановка, которая существовала в архее, в период роста пластичных гранито-гнейсовых куполов. Как крупные, так и мелкие купола асимметричны, опрокинуты или наклонены к востоку. Следовательно, диапирическое внедрение гранитизированных масс происходило не строго вертикально, а наклонно, отклоняясь от вертикального положения под влиянием дополнительного горизонтального напряжения, направленного, судя по морфологии куполов с запада или северо-запада ($270-290^\circ$) на восток или юго-восток ($90-110^\circ$). Судя по размещению сопряженных с куполами разрывов, рост куполов в жесткой среде продолжался в напряженной обстановке, с участием дополнительного горизонтального сжатия. Поскольку поднятия развиваются на куполах унаследованно, т. е., по-видимому, ориентировка основных напряжений сохраняется, можно предположить, что послеархейские горизонтальные усилия были также направлены, примерно, с запада на восток. Как будет показано ниже, это предположение подтверждается анализом трещиноватости.

Изучение разрывов показало, что часто плоскости сместителей выполнены милонитами и брекчиями нескольких генераций. Вероятно, часть разрывов, заложенных в связи с ростом поднятий как трещины отрыва, могли позже, вследствие неоднократных подвижек по ним, изменить свою первичную природу. Как показано в следующем разделе, подавляющее большинство разрывных нарушений в настоящее время документируются как взбросы или надвиги.

Из рассмотрения блок-диаграммы (см. рис. 21) следует, что не все трещины и разрывы можно увязать с унаследованными сводово-блоковыми поднятиями — ростом куполов в условиях хрупкой среды. Часть разрывных нарушений, особенно приуроченных к западной и восточной границам Шарьжалгайского блока, где наблюдается усложнение структуры, несомненно, обязана своим происхождением не росту поднятий, а региональным полям напряжений.

Чтобы попытаться отделить системы разрывов и трещин, связанные со складчатостью, от других систем, была составлена круговая диаграмма на сетке Шмидта, на которую нанесены все зафиксированные в пределах Улановской антиклинали разрывы и системы тектонических трещин — всего 1080 замеров (рис. 23, а). Сравнение этой диаграммы с данными Л. У. де Ситтера (1960) о теоретически возможных в антиклинальной складке системах трещин показало, что ряд максимумов анализируемой диаграммы отвечает по генетическому типу соответствующим максимумам его диаграммы. Имея основание предполагать, что Улановская антиклиналь слегка вытянута в северо-западном направлении (см. раздел о линейности), считаем четкий 5%-ный максимум с координатами: азимут падения 150° , угол 85° , обусловленным трещинами отрыва. Системы с максимумами: азимут падения 0° , угол $85-90^\circ$ и азимут падения 300° , угол



87° хорошо совпадают с обозначенными Л. У. де Ситтером трещинами скальвания. Смещение на анализируемой диаграмме пояса максимумов, проходящего через центр круга, к северо-западу, а также отклонение на 5° от вертикального положения максимума, соответствующего трещинам отрыва, говорят о том, что шарнир антиклинали погружается на северо-запад под углом 5°. Это, как мы видели, совпадает с выводами, полученными путем анализа ориентировки линейности и шарниров мелких складок, а также с данными площадных исследований.

Из сравнения диаграмм следует также, что целый ряд выявленных статистических максимумов соответствует системам тектонических трещин и разрывов, не укладывающимся в схему Л. У. де Ситтера и, по всей вероятности, связанным не с ростом гранито-гнейсовых поднятий, а с региональными тектоническими напряжениями. Это, во-первых, системы преимущественно пологих трещин и разрывов с координатами максимумов: азимут падения 340°, угол 20°; азимут падения 275°, угол 35°; азимут падения 140°, угол 25° и др. и, во-вторых — поясные максимумы, отвечающие субвертикальным системам трещин и разрывов. Первые представляют собой, как следует из полевых наблюдений, преимущественно моло-

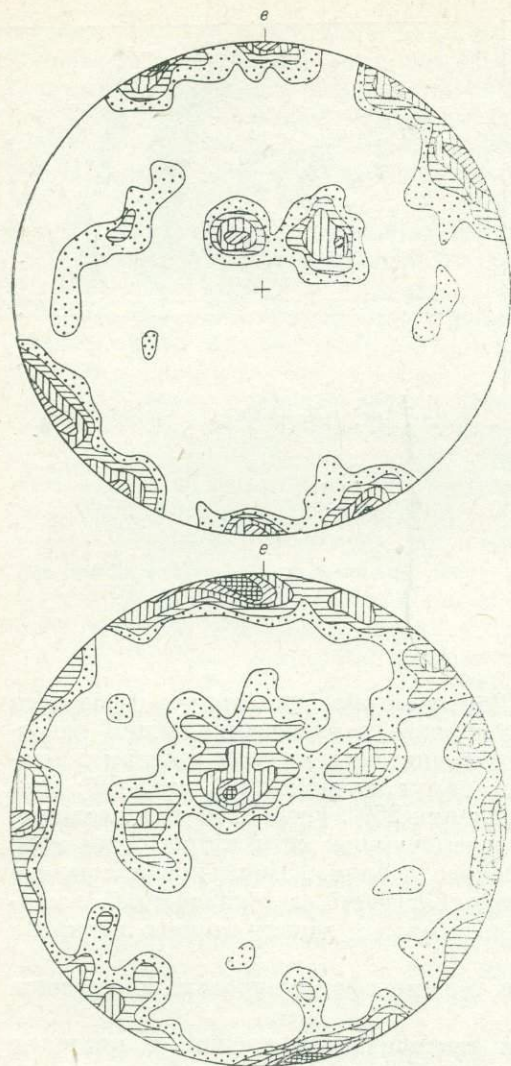


Рис. 23. Диаграммы трещиноватости пород шарыжалгайского комплекса. а — Улановский купол, 1080 замеров, изолинии (%): 1, 2, 3, 4, 5, 6; б — Шарыжалгайский купол, 690 замеров, изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6; в — разломы древнего заложения, 61 замер, изолинии: 2, 4, 6, 8, 10; г — западная часть разреза, 970 замеров, изолинии: 1, 2, 3, 4, 5; д — центральная часть разреза, 1000 замеров, изолинии: 1, 2, 3, 4, 5; е — восточная часть разреза, 540 замеров, изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6.

дые, вероятно, мезокайнозойские разрывы и трещины с пологими, искривленными и разветвляющимися, сложно построенными плоскостями сместителей, выполненными брекчиями по различным гнейсам, кристаллическим сланцам и гранитоидам. Во многих случаях по ним смещены пегматитовые жилы и диабазовые дайки, причем четко устанавливается надвиговый характер движений. Гораздо реже наблюдались плоскости сместителей надвигов, выполненные пегматитами, с повышением вблизи надвига степени гранитизации пород, пластической деформацией гнейсов в зоне 3—5 м и наложенными брекчиями (рис. 24, а). По всей вероятности, в последнем случае речь идет о разрывах древнего заложения, подновленных в связи с поздними подвижками. Можно предположить, что основная масса молодых пологих трещин

и разрывов связана с движениями, сформировавшими неоднократно описанный в литературе Ангарский надвиг (Данилович, 1949, 1956, 1963).

Появление на диаграмме сливающихся поясовых максимумов свидетельствует обычно о наличии сдвиговых перемещений (Данилович, 1961). Присутствие сдвиговой составляющей во многих взбросах и сбросах Юго-Западного Прибайкалья многократно устанавливалось прямыми наблюдениями (Замараев, 1967; Шерман, 1969). Известно также, что в районе исследований находится так называемый Обручевский разлом, крупный мезокайнозойский сдвиго-сброс (Флоренсов, 1960). Не исключено, что поясовые максимумы диаграммы отражают сдвиг, связанный с этим региональным нарушением. Сравнение с данными Л. У. де Ситтера другой диаграммы, показывающей ориентировку разрывов и трещин в пределах гранито-гнейсового купола района ст. Шарыжалгай (см. рис. 23, б), дает результаты, сходные с только что изложенными. Здесь также пояс максимумов, который, по Л. У. де Ситтеру, должен совпадать с диаметром круга, смещен к северу, что говорит о пологом погружении шарнира в субмеридиональном направлении. Ряд максимумов нашей диаграммы совпадает с полями трещин отрыва или скалывания, связанными с формированием складки. Однако в отличие от диаграммы ориентировки трещин и разрывов Улановского купола, расположенного восточ-

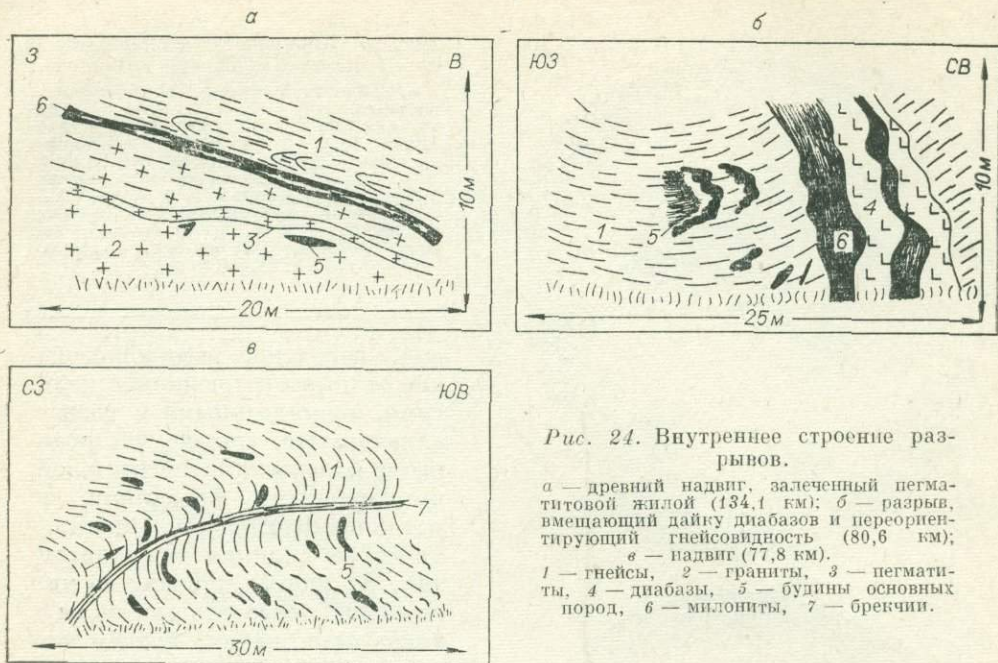


Рис. 24. Внутреннее строение разрывов.

а — древний надвиг, залеченный пегматитовой жиллой (134,1 км); б — разрыв, вмещающий дайку диоритов и переориентирующую гнейсовидность (80,6 км); в — надвиг (77,8 км).
1 — гнейсы, 2 — граниты, 3 — пегматиты, 4 — диориты, 5 — будины основных пород, 6 — милониты, 7 — брекчии.

нее, соответствующая диаграмма Шарьжалгайского гранито-гнейсового поднятия показывает большее разнообразие в отношении систем региональной трещиноватости. К пологим надвигам и крутым сдвигам добавляются максимумы с координатами: азимут падения 220° , угол 70° ; азимут падения 240° , угол 75° ; азимут падения 260° , угол 70° и т. д., возможно отражающие процесс сгущения региональной сети взбросов по мере приближения к зоне Главного Саянского разлома. Такое предположение сделано на основании наших полевых наблюдений за локализацией и морфологией разрывов. Сгущение сети разрывов к западу хорошо видно на блок-диаграмме (см. рис. 21).

Резюмируя все сказанное выше, можно сформулировать следующие выводы.

— Значительная часть разрывов и тектонических трещин в пределах юго-восточной части Шарьжалгайского блока генетически связана со складчатой структурой и заложилась на последних этапах складкообразования. Основные системы этих нарушений удалось конкретно выявить на блок-диаграммах и диаграммах трещиноватости.

— Некоторая часть поздних, преимущественно мезокайнозойских трещин и разрывов генетически не связана со складчатостью и возникла в связи с региональными полями тектонических напряжений. Эти системы нарушений также удалось отделить и конкретно показать на блок-диаграмме и диаграммах трещиноватости. В основном это либо надвиги и взбросы, либо сложные разрывы со сдвиговой составляющей.

Генетические типы разрывов

Классификация разрывных нарушений Шарьжалгайского блока по генетическому типу встречает трудности в том отношении, что большая часть разрывов характеризуется сложной, многоэтапной историей развития. Как следует из вышеизложенного, часть разрывов была заложена в обстановке растяжения и, по-видимому, первоначально представляла собой сбросы, сопровождавшиеся связанными с ними системами трещин

отрыва. Однако в последующем эти разрывы развивались в обстановке сжатия, и в настоящее время они в большинстве случаев документируются как взбросы и сдвиго-взбросы, плоскости сместителей которых чаще всего подчеркнуты милонитами. Разрывы и трещины, заложенные в связи с формированием гранито-гнейсовых куполов в соответствии с механизмом скальвания, также претерпели неоднократные подвижки с изменением знака движения.

Таким образом, разделение разрывов по генетическому типу произведено на основании наблюдений за наиболее выраженными подвижками. В известной мере оно является условным.

Все разрывы, изученные в юго-восточной части Шарыжалгайского блока, можно подразделить на взбросы, надвиги, сбросы, сдвиго-взбросы и сдвиго-сбросы.

Взбросы и надвиги, переходящие друг в друга, — наиболее широко развитая на юго-востоке Шарыжалгайского блока группа разрывных нарушений. Они имеют северо-западное, северо-восточное, субмеридиональное и субширотное простирания. Самыми распространёнными являются северо-западные системы, почти столь же интенсивно выражены северо-восточные. Роль субмеридиональных и особенно субширотных нарушений возрастает с приближением к зоне Главного Саянского разлома.

По ряду морфологических признаков, а также по возрасту все взбросы и надвиги можно подразделить на три группы.

1. Разрывы, заложение которых связано с последними этапами роста пластичных гранито-гнейсовых куполов. Часто вблизи поверхностей сместителей таких взбросов и надвигов увеличивается степень гранитизации пород, в зоне 5—10 м гнейсовидность архейских пород претерпела пластическую деформацию, переориентировку. Плоскости сместителей нередко подчеркнуты жилами ортогнейсов и пегматитов. Как правило, на древние структуры накладывается зона милонитизации, образовавшаяся позже, в менее глубинных условиях, в процессе подновления взброса. Описанные нарушения относятся к наиболее древним в пределах рассматриваемой группы. Примерами подобных разрывов являются взбросы и надвиги, наблюдавшиеся на отрезке от 76 до 80 км, у 81 и 82 км железной дороги и других участках разреза (см. рис. 24, б, в).

2. Взбросы и надвиги, резко секущие гнейсовидность архейских пород и не характеризующиеся ее «приспособлением» к поверхностям сместителей. Последние обычно подчеркнуты мощными зонами милонитов. Часто к взбросам этой подгруппы приурочены дайки диабазов с четкими секущими контактами. Многие из этих нарушений имеют длительную, сложную историю развития. В целом разрывы этой подгруппы, по-видимому, менее древние по сравнению с нарушениями первой подгруппы. Они не контролируют процессы гранитизации и не вызывают пластическую деформацию. Однако, как следует из блок-диаграммы и круговых диаграмм (см. рис. 21 и 23), часть этих взбросов и надвигов также связана с ростом складок. По всей видимости, заложение их относится к периоду роста куполов в хрупкой среде, после завершения основных процессов складкообразования, но их развитие происходит на относительно меньшей, по сравнению с нарушениями первой подгруппы, глубине.

Примерами разрывов такого типа являются нарушения, изучавшиеся у реперов 76, 79, 81, 90, 102, 135 км железной дороги.

3. Взбросы и надвиги, поверхности сместителей которых сопровождаются зонами брекчий по архейским гнейсам и гранитоидам. Эти весьма распространенные системы сложно ветвящихся разрывов смещают зоны милонитов, связанные со взбросами и надвигами более древнего заложения, разрывают и смещают пегматитовые жилы и дайки диабазов. Несомненно, они моложе нарушений двух первых подгрупп и, судя по тому, что с ними связаны не милониты, а брекчии, возникли в условиях малой глубинности.

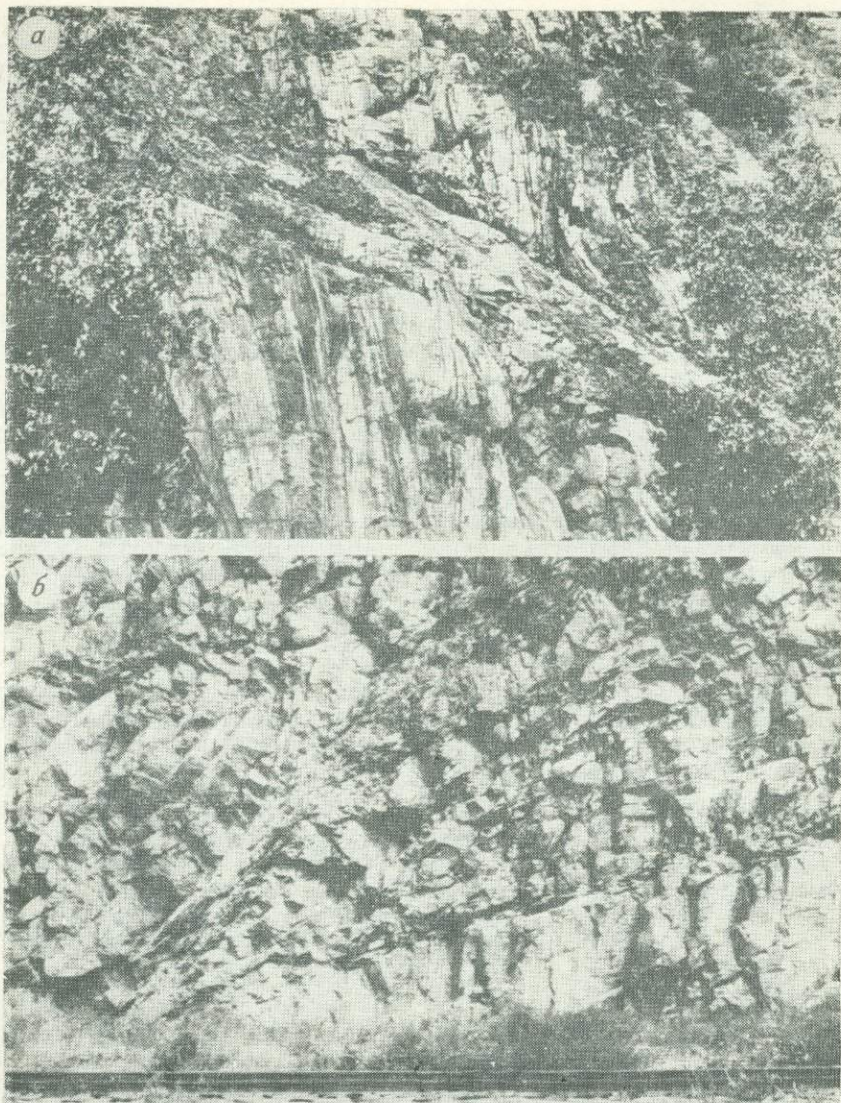


Рис. 25. Пологие надвиги со сместителями, выполненными брекчиями (а) и милонитами (б).

Типичными представителями нарушений указанной подгруппы являются взбросы и надвиги, наблюдавшиеся у 76, 114, 119, 120 км железной дороги и на других участках разреза (рис. 25, а, б).

Сбросы пользуются в юго-восточной части Шарьжалгайского блока узким распространением. Они имеют преимущественно северо-восточное простирание, от 35 до 50° . В юго-западной части блока, вблизи зоны Главного Саянского разлома наблюдаются системы субширотных сбросов и сдвига-сбросов с простиранием $80-95^\circ$. Падение поверхностей сместителей этих разрывов, как правило, крутое, субвертикальное. Плоскости их сместителей иногда подчеркнуты пегматитовыми и кварцевыми жилами (рис. 26). Крупные разрывы этого типа сопровождаются зонами трещиноватости. Трещины обычно короткие, извилистые, с неровными краями. Нередко они следуют через определенный интервал (2—3 м), образуя местную упорядоченную сеть, характерно их выполнение маломощными кварцевыми жилами. Подобные системы трещин и жил наблюдались,

в частности, у 76 км железной дороги. Амплитуды сбросовых перемещений установлены непосредственно в обнажениях по наблюдениям за смещениями пологих лейкократовых жил и отдельных характерных прослоев гнейсов. Они не превышают величин порядка первых метров.

На основании суммы морфологических признаков и особенностей распространения (например, приуроченности к сводовым частям крупных складчатых структур—гранито-гнейсовых поднятий) сбросовые нарушения можно отнести к трещинам отрыва. Большая часть их заложилась, по-видимому, на последних стадиях складкообразования и наиболее интенсивно развивалась в процессе последующего роста гранито-гнейсовых куполов в жесткой среде. Такой механизм формирования рассматриваемой группы разрывов подтверждается данными полевых наблюдений, а также



Рис. 26. Сброс, залеченный кварцевой жилой.

анализом диаграмм (см. рис. 23, а, б), где соответствующие максимумы хорошо совпадают с теоретически предсказанным положением трещины отрыва (Ситтер, 1960). Северо-восточные и субширотные простирания сбросов, заложившихся и развивавшихся по механизму отрыва, в тесной связи с ростом куполов еще раз подтверждают предположение о том, что большая часть гранито-гнейсовых антиклинальных поднятий вытянута в северо-западном и субмеридиональном направлениях и, строго говоря, представляет собой не изометричные купола, а, возможно, овальные, более или менее удлиненные брахиформы.

Сдвига-взбросы, сдвига-надвиги и сдвига-сбросы. Некоторые из исследованных взбросов, надвигов и сбросов имеют более или менее значительную сдвиговую составляющую. Особенно четко такие разрывы проявлены в юго-западной части блока, в области преимущественного распространения пород амфиболитовой фации регионального метаморфизма, где гораздо интенсивнее, чем в гнейсах гранулитовой фации и чарнокитах, выражены линейные текстуры, а также серии мелких складок и микроплойчатость. Полевые наблюдения показали, что амплитуды сдвиговых перемещений по отдельным частным плоскостям незначительны (десятки сантиметров — первые метры), преобладают левосторонние сдвиги, хотя встречаются и случаи отчетливо выраженных правосторонних смещений. Более крупные сдвиги представляют собой, видимо, сумму мелких сдвигов по плоскостям сланцеватости, обычно субпараллельных гнейсовидности и полосчатости. Выяснилось, что направление перемещений по плоскостям во многом определяется ориентировкой в пространстве, во-первых, плоскостных элементов структуры (сланцеватости, гнейсовидности, полосчатости) и, во-вторых, характером расположения на

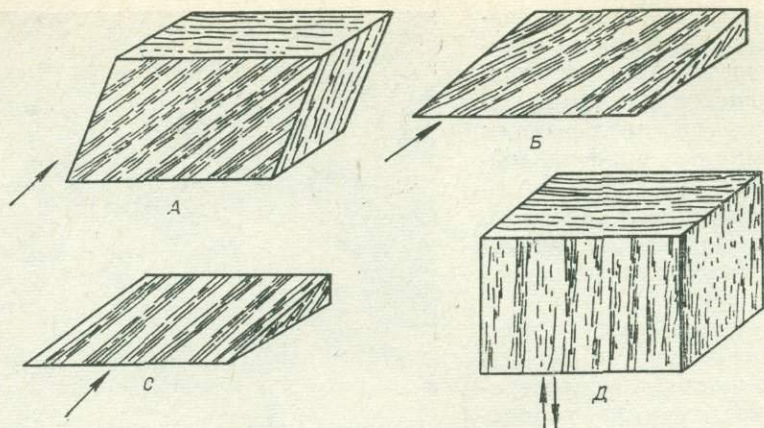


Рис. 27. Влияние ориентировки линейности — бугорчатости на формирование разрывов различного типа.

А — сдвиг-взброс, Б — надвиг со сдвигом, С — надвиг, Д — взброс (сброс), штрихами показана линейность — бугорчатость, стрелками — направление перемещения по разрывам.

плоскостях мелких линейных структур, в особенности, линейности — бугорчатости и субпараллельных плек. Появлению сдвиговой составляющей во взбросах, надвигах и сбросах способствует диагональное или субгоризонтальное положение линейности и наоборот: чем ближе совпадает направление линейности в плоскости с положением воображаемых линий падения, тем более вероятно образование «чистого» взброса (сброса) — при крутом положении плоскостей или надвига — при пологом их положении (рис. 27). При наличии линейности — бугорчатости или плейчатоности пластины пород как бы спаяны одна с другой: валики одной поверхности входят в желоба другой. В случае возникновения сжимающих усилий направление движения, по существу, predetermined: оно, естественно, будет происходить вдоль желобов и удлиненных бугров, а не вкрест линейной текстуры. Влияние мелких архейских структурных форм на формирование послеархейских дислокаций является весьма характерной и важной особенностью развития структуры Шарыжалгайского блока и во многих случаях определяет конкретные местные черты строения разрывов и направления смещений по ним. В тех случаях, когда непосредственными полевыми наблюдениями сдвиговых составляющих в разрывах не установлено, об их наличии говорит поясовое расположение краевых максимумов на диаграммах трещиноватости (см. рис. 23).

О возрасте разрывных нарушений и тектонической трещиноватости

Как и в случае классификации разрывов по генетическому типу, разделение их по возрасту встречается трудности, основная из которых сложность и длительность развития большинства разрывов, неоднократное возобновление подвижек по ранее заложенным нарушениям. В процессе разработки приводимой ниже схемы, общей и во многом условной, которая дает возможность выделить лишь самые основные этапы послеархейского развития Шарыжалгайского блока, принимались во внимание следующие черты строения разрывов и трещин:

- степень влияния разрыва на плоскостные текстуры архейских пород (степень пластической деформации);
- характер вещественного выполнения плоскости сместителя (наличие или отсутствие тех или иных продуктов дислокационного метаморфизма);

- характер магматических проявлений в зоне разлома (сопровождение плоскости сместителя либо жилами пегматитов, либо дайками основных пород — базальтов, диабазов, долеритов. Большинство исследователей считает основные породы более молодыми по сравнению с пегматитами);
- взаимоотношения между различными разрывами, трещинами и выполняющими их жилами и дайками, наблюдавшиеся непосредственно в обнажениях.

Классификация разрывов и трещин, с учетом указанных признаков, представляется в следующем виде.

Взбросы, надвиги, сбросы, сдвиго-взбросы и сдвиго-надвиги древнего, предположительно, верхнеархейского — раннепротерозойского заложения. Эти разрывы сопровождаются интенсивной пластической деформацией архейских гнейсов, переориентируя плоскостные текстуры в соответствии с ориентировкой плоскости сместителя в зоне до 10 м.

Плоскости их сместителей чаще всего сопровождаются зонами наложенной милонитизации. В отдельных случаях разрывы выражены только зоной интенсивной пластической деформации. Это подтверждает заключение о том, что появление милонитов связано с новыми, относительно более поздними подвижками по ранее заложенным разрывам. Иногда зоны пластической деформации и повышенной гранитизации субпараллельны зонам милонитов, но разобщены в пространстве (см. рис. 24, а). В некоторых случаях на пластическую деформацию и милониты накладываются последствия третьего этапа подвижек, еще более поздних, связанных с приповерхностными условиями и выраженных в брекчировании пород.

Многие из описываемых разрывов сопровождаются жилами ортогекситов и пегматитов.

Зоны милонитов, ортогекситов и пегматитов секутся и смещаются разрывами другой, более поздней, предположительно, нижнепротерозойской возрастной группы, плоскости сместителей которых подчеркнуты милонитами или брекчиями, либо смещаются по трещинам без выполнения.

Ориентировка разрывов древнего заложения весьма разнообразна: среди них преобладают крутые нарушения северо-западного и северо-восточного простираний; менее развиты субширотные разломы от пологих до субвертикальных; еще меньшее значение имеют субмеридиональные разрывы с наклоном поверхностей сместителя к западу или востоку под углами 50—70°. На основании 61 замера ориентировки разломов и трещин этой возрастной группы построена круговая диаграмма на сетке Шмидта (см. рис. 23, в), на которой отчетливо выделяется ряд 10- и 8%-ных максимумов, отвечающих системам северо-восточного (азимут падения 335°, угол 85—90°; азимут падения 335°, угол 15° и др.), широтного (азимут падения 0°, угол 85—90°) и северо-западного (азимут падения 55°, угол 30°; азимут падения 60°, угол 85°) простираний. Как показывают полевые наблюдения, многие из максимумов обусловлены сочетанием сопряженных систем трещин скола в связи с ростом гранито-гнейсовых поднятий (например, системы: азимут падения 335°, угол 15° и азимут падения 55°, угол 30°; системы: азимут падения 335°, угол 85—90° и азимут падения 60°, угол 85—90°) (см. рис. 21). Другие максимумы не укладываются в теоретическую схему Л. У. де Ситтера (1960) и, вероятно, вызваны региональными полями тектонических напряжений (например, неоднократно отмечавшиеся в различных частях разреза сопряженные системы; азимут падения 295°, угол 50° и азимут падения 95°, угол 60°).

Взбросы, сбросы, сдвиго-взбросы, сдвиго-сбросы средней возрастной группы. Заложение их приурочено, по-видимому, к концу протерозоя — нижнему палеозою.

К этой группе относятся разрывы, почти всегда секущие архейскую гнейсовидность и не вызывающие ее переориентировки, приспособления к

плоскостям сместителей. Последние выполнены милонитами и иногда подчеркнуты дайками базальтов, диабазов или долеритов. В поле неоднократно наблюдались случаи пересечения и смещения пегматитовых жил зонами милонитов, а также маломощными диабазами. В свою очередь, диабазовые дайки смещаются по системам трещин и разрывов, подчеркнутых брекчиями свежего облика.

Из обширной группы разрывов средней возрастной группы выделены те, по которым внедрились дайки диабазов. Построенная на сетке Шмидта диаграмма имеет два максимума, соответствующих, по всей вероятности, сопряженным системам разрывов и трещин северо-западного и северо-восточного простираний. Большинство разрывов и трещин этой группы являются крутыми или вертикальными.

Надвиги, взбросы, сдвиго-взбросы и сдвиго-надвиги молодого (предположительно мезокайнозойского) возраста. Отличительными чертами этой группы разрывов являются: отсутствие по ним пластической деформации, их резко секущее положение по отношению к элементам архейской структуры, отсутствие зон милонитизации. Плоскости сместителей обычно сопровождаются более или менее мощными, часто сложно разветвленными в разрезе зонами брекчий по гнейсам, гранитоидам, кристаллическим сланцам, диабазам (см. рис. 25, б). С описываемой группой разрывов не связаны какие-либо дайки или жилы. Непосредственно в поле по разрывам и связанным с ними трещинам наблюдались смещения зон милонитизации, сопровождающих более древние нарушения, а также смещения пегматитовых жил и даек основных пород.

На круговых диаграммах этой группе разрывов и трещин отвечает ряд статистических максимумов, расположенных вблизи центра круга (пологие системы). Ориентировка нарушений в пространстве разнообразна: простирания варьируют от субширотных до субмеридиональных. Как было показано выше, положение максимумов совпадает с теоретически предсказанным положением систем разрывов, связанных с ростом антиклинальных складок. Этот факт, по нашему мнению, свидетельствует о том, что часть разрывов мезокайнозойского этапа деформации приурочена к древним разрывам, заложенным на последних этапах складчатости (брекчирование наложено на зону милонитизации (см. рис. 25, б), другая часть возникла заново в связи с продолжавшимся в мезокайнозойское поднятием.

Вместе с тем ряд максимумов, соответствующих пологим системам дислокаций с надвиговым типом перемещений по ним не соответствует разрывам, теоретически возможным в связи с ростом антиклинальной складки. Это, по нашему мнению, говорит о существовании общих для всей юго-восточной части Шарыжалгайского блока горизонтальных напряжений мезокайнозойского этапа, накладывающихся на длительно существующие вертикальные напряжения и обуславливающие формирование региональных систем надвигов.

По ряду морфологических признаков и взаимоотношений, наблюдавшихся в поле, среди разрывов и трещин мезокайнозойского этапа установлены сопряженные системы, что позволяет предпринять попытку реконструкции осей напряжений для мезокайнозойского этапа по методу М. В. Гзовского (1954).

*Некоторые закономерности размещения,
структурной приуроченности и ориентировки
в пространстве постскладчатых разрывов*

Используя блок-диаграммы и круговые диаграммы (см. рис. 21 и 23), удалось установить связь части разломов как древних, так и молодых, со складчатой структурой и отделить другую группу нарушений, обязанных

своим возникновением общим, региональным тектоническим напряжением. Выше установлено, что рост гранито-гнейсовых куполов и развитие в них разрывов происходили в обстановке общего сжатия блока, что предполагает наличие горизонтальных напряжений. В последующее время возникновение многочисленных нарушений, генетически не связанных со складчатостью, также заставляет думать о региональных субгоризонтальных напряжениях (см. выше).

Таким образом, отвлекаясь от разрывов, заложившихся в связи с ростом гранито-гнейсовых поднятий под действием субвертикальных усилий, можно анализировать остальные нарушения и трещины, наложенные на уже сложившуюся структуру под действием горизонтально направленных тектонических напряжений, сжимающих Шарыжалгайский блок в целом, со всеми его внутренними структурно-вещественными неоднородностями.

В настоящее время при рассмотрении постскладчатого развития кристаллических щитов, срединных массивов, блоков докембрийского основания в большинстве случаев условно принимаем их внутренние однородными, гомогенными, либо рассматривают крупные неоднородности в связи с взаимоотношениями литолого-стратиграфических комплексов. Слабо изучен вопрос о том, как сказываются структурные неоднородности на последствиях, вызываемых приложением к блоку внешних горизонтальных сжимающих усилий. Еще менее ясны закономерности постскладчатой деформации блоков с нелинейной внутренней структурой, ранее испытывавших процессы гранитизации.

Наблюдения в юго-восточной части Шарыжалгайского блока показали, что наложение постскладчатых разрывов контролируется древней складчатой структурой, при этом большую роль играют не только главные складки, но и формы второго, а иногда и третьего порядка.

Для выявления общих закономерностей размещения разрывов были построены сводные круговые диаграммы разрывов и трещин трех равных по длине участков байкальского разреза: восточной (72—105 км), центральной (105—133 км) и западной (133—156 км). На всех трех диаграммах, так же как и на диаграммах, построенных для отдельных крупных гранито-гнейсовых куполов, отчетливо обозначены максимумы, соответствующие системам, генетически связанным с ростом гранито-гнейсовых поднятий (см. рис. 23, *г, д, е*). Исключая их из анализа и анализируя только максимумы, соответствующие системам «наложенных» разрывов, можно сделать следующие выводы: наиболее четко выражены либо поясовые максимумы на периферии круга, вероятно отражающие присутствие в разрывах сдвиговой составляющей, либо максимумы, расположенные в большей или меньшей близости от центра круга и соответствующие скорее всего надвигам и взбросам. Диаграмма центральной части разреза (см. рис. 23, *д*) несет заметно меньшую нагрузку в отношении систем нарушений, не связанных со складчатой структурой. На диаграммах окраинных частей разреза, особенно западной, прилежащей к Главному Саянскому разлому (см. рис. 23, *г, е*), число максимумов, соответствующих наложенным региональным системам, возрастает. Здесь появляются не свойственные центральному участку разреза максимумы с координатами: азимут падения 140° , угол 55° ; азимут падения 170° , угол 40° ; азимут падения 90° , угол 30° и другие.

На описанные закономерности деформации блока как единого «жесткого» массива накладываются частные, но весьма важные особенности размещения и морфологии постскладчатых разрывов, обусловленные его внутренними структурно-вещественными неоднородностями. Последние созданы древней складчатостью и процессами гранитизации. Обобщая и несколько идеализируя внутреннюю структуру «жесткого» Шарыжалгайского блока, подвергавшегося дальнейшим деформациям в поле субгоризонтальных сжимающих напряжений, можно представить ее в виде сово-

купности гранитизированных пологих ядер, в плане более или менее удлиненных, ориентированных на север-северо-запад и разделенных межкупольными синклиналильными зонами, где относительно слабо гранитизированные породы залегают круто и смяты в сложные узкие складки, чаще всего изоклиналильные. В плане межкупольные зоны «обтекают» гранитизированные ядра и «приспосабливаются» к их очертаниям.

Наблюдения показали, что ядра представляют собой наиболее жесткие консолидированные массы внутри Шарыжалгайского блока. С точки зрения физико-механической, они сложены породами, наиболее устойчивыми против раздавливания. Слабо гнейсовидные текстуры периферии ядер часто переходят к центру в массивные, не обнаруживающие, с точки зрения теории деформации, ярко выраженных ослабленных направлений. Таким образом, в едином массиве Шарыжалгайского блока в эпохи сжатия гранитизированные ядра представляли собой жесткие упоры.

Межкупольные участки, напротив, в ходе постскладчатой жесткой деформации вели себя как ослабленные зоны. В них широко развиты и ярко выражены гнейсовидные и полосчатые текстуры, обуславливающие механическую неоднородность среды. Относительно малые количества гранитизирующего лейкократового вещества распределены здесь вдоль гнейсовидности и не формируют, как в случае ядер, массивных жестких упоров. Еще в стадию пластического роста куполов межкупольные зоны подверглись интенсивному сжатию. В последующее время, в связи с ростом куполов в «жесткой» среде, сжатие этих зон продолжается. Здесь не только формируется крутая сланцеватость, параллельная осевым поверхностям серий изоклиналильных складок, но и, вследствие длительного мощного сжатия, целые массивы между куполами шириной в сотни метров и первые километры оказываются раздавленными, нацело раздробленными, по существу, превращенными в брекчии, едва сохраняющие в обнажении подобие упорядоченного крутого залегания.

Естественно, что разрывные нарушения, возникающие в связи с региональным полем субгоризонтальных тектонических напряжений, появляются прежде всего в межкупольных зонах, как наиболее ослабленных, и часто огибают (как в плане, так и в разрезе) «жесткие» гранитизированные ядра.

Учитывая особенности архейской складчатой структуры и опираясь на полевые наблюдения, можно таким образом сформулировать следующие закономерности размещения наложенных разрывов и трещин.

1. Большая часть их приурочена к межкупольным зонам и крыльям гранито-гнейсовых куполов первого и второго порядка. В ядрах куполов наложенные поздние разрывы не характерны. Почти все разрывы ядер возникли раньше как трещины отрыва, генетически связанные с ростом куполов.

2. Для синклиналильных межкупольных зон наиболее характерны поздние взбросы — крутые разрывы, наследующие ослабленные плоскости крутой сланцеватости, параллельной осевым плоскостям серий крутых изоклиналильных складок.

3. Для крыльев гранито-гнейсовых куполов первого порядка, где породы залегают более или менее полого, типичны поздние надвиги.

4. Крупные гранито-гнейсовые купола осложнены куполами и межкупольными зонами второго порядка с шириной куполов от 50 до 500 м, влияние которых на распределение и морфологию поздних разрывов аналогично влиянию крупных структурных форм.

Часто непосредственно в обнажениях наблюдается изменение крутизны разрыва по мере перехода его из крутой межкупольной зоны (взброс) на крыло купола второго порядка (надвиг, огибающий гранитизированное ядро).

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО БЛОКА

Понимание механизма формирования современной структуры Шарыжалгайского блока предполагает восстановление тектонических полей напряжений для основных этапов геологического развития региона. Не подлежит сомнению, что в породах и структурах изученного разреза запечатлена чрезвычайно сложная и длительная история, и наблюдаемая сегодня картина есть результат неоднократной смены эпох с господством то горизонтальных, то вертикальных напряжений, результат наложения друг на друга разнородных и разноплановых деформаций, происшедших в условиях различных глубин (и, следовательно, в обстановке различных температур и давлений), в разные, далеко отстоящие друг от друга во времени эры, резко отличавшиеся по условиям и, в соответствии с учением об общей и необратимой эволюции Земли, подчас трудно сопоставимые на основе актуалистического метода.

Особые трудности, естественно, возникают при попытках воссоздать картину развития деформаций на самых древних этапах, в частности в раннем архее. На основании работ Н. В. Фроловой, Е. В. Павловского, Ю. М. Шейнманна (Фролова, 1953, 1955, 1962; Павловский, 1962, 1964, 1970; Шейнманн, 1970) можно предполагать, что в это время происходит преобразование первичной базальтовой коры симатического типа в кору сиалитическую путем интенсивной гранитизации основного субстрата. В тектоническом плане этот процесс, несомненно, должен выражаться интенсивным куполообразованием. Для всех дальнейших рассуждений и выводов далеко не безразличен вопрос о том, на какой глубине происходило формирование гранито-гнейсовых куполов.

Ответ на этот вопрос непосредственно подводит и к определению глубины среза наблюдаемой сегодня структуры блока.

Принимая во внимание наличие минеральных ассоциаций гранулитовой фации и исходя из современной величины геотермического градиента, можно было бы определить глубину формирования комплекса в 20—25 км (Белоусов, 1962). Однако работы Е. А. Любимовой (1958) по древней геотермике позволяют считать, что величина теплового потока в архее в несколько раз превышала современную, на основании чего многие специалисты полагают (Шейнманн, 1970; Каляев, 1970), что процессы гранито- и куполообразования могли протекать на глубинах, не превышающих 5—6 км. Некоторые конкретные черты строения Шарыжалгайского блока могут подтвердить это общее предположение или, во всяком случае, указывать на принадлежность его структурных форм к определенному относительно приповерхностному этажу с условиями, не совсем типичными для настоящей глубинной складчатости (Белоусов, 1960, 1966).

Во-первых, по размеру в шарыжалгайском комплексе выделяются купола двух порядков: крупные формы первого порядка поперечником в десятки километров и мелкие купола, осложняющие первые, шириной в сотни метров или первые километры. Основываясь на личном опыте изучения метаморфических толщ других регионов и на литературных данных (Каляев, 1970), можно предполагать, что в условиях типичной глубинной складчатости, в обстановке очень высокой пластичности пород должны формироваться крупные купола диаметром в десятки и даже сотни километров. Мелкие же формы, по-видимому, возникают в условиях пониженной пластичности толщ, т. е. в общем случае, в более высоких этажах, или, как предполагает Г. И. Каляев (1970), в более позднее, скорее всего послепермское, время, когда интенсивность теплового потока резко понизилась. Это подтверждается и опытами по моделированию процесса диапиризма и диапировых форм в материалах разной пластичности (Белоусов, Гзовский, 1964).

Таким образом, изложенные данные приводят к предположению о двух этапах куполообразования, причем во время второго этапа процесс шел в условиях меньшей пластичности, чем в первый. Это хорошо согласуется с выводами, полученными при изучении метаморфизма (Крылов, Шафеев, 1969).

Во-вторых, форма гранито-гнейсовых куполов шарыжалгайской серии в разрезе и в плане не является типичной для глубинных комплексов. В разрезе купола асимметричны, причем десятки куполов имеют однотипную асимметрию, одинаково наклонены к востоку или северо-востоку. В то же время, формы типичной нелинейной глубинной складчатости обычно по-разному ориентированы, автономны, имеют разную ориентировку и углы наклона осевых поверхностей, не обнаруживают общих закономерностей ориентировки в разрезе (Павловский, 1962; Грабкин, 1965). В плане, как следует из работ А. А. Шафеева, А. А. Прокофьева и материалов детальных геологосъемочных работ, купола также имеют некоторую тенденцию к общей ориентировке в северо-западном и субмеридиональном направлениях, при этом мелкие купола особенно часто принимают овальные и вытянутые формы. Но, как уже неоднократно отмечалось, в наиболее характерных комплексах с глубинной складчатостью структура чаще всего разориентирована, отдельные поднятия формируются там независимо друг от друга и полностью автономны в плане (Белюсов, 1962; Павловский, 1962; Грабкин, 1965; Каляев, 1970; и др.).

В-третьих, в сериях изоклинальных складок, развитых на периферии куполов и в межкупольных прогибах, складки в большинстве своем имеют субгоризонтальные шарниры (см. рис. 18). Между тем принято считать (Белюсов, 1962; Сорский, 1952), что в комплексах, формирование складчатости которых происходило на значительной глубине, под огромным давлением вышележащих толщ, материал пластически течет в горизонтальном направлении, и поэтому широко развиты складки с вертикальными шарнирами. В случае шарыжалгайского комплекса давление сверху не могло полностью воспрепятствовать субвертикальному перемещению материала и образованию нормальных серий тесно сжатых складок с субгоризонтальными шарнирами. Следовательно, есть основания предполагать течение процесса в приповерхностном этаже, где, как явствует из всего сказанного выше, на вертикальные напряжения, диапирическое внедрение, всплывание куполов накладывались характерные для приповерхностных горизонтов региональные субгоризонтальные напряжения, обусловившие элементы общей ориентировки структуры в плане и в разрезе.

Наконец, в-четвертых, особенности морфологии мелких складок, обилие синскладчатых разрывных нарушений небольшой амплитуды свидетельствуют в пользу относительно пониженной пластичности, значительной вязкости материала, скорее всего деформированного, в особенности на втором этапе куполообразования, в условиях умеренной глубины.

Таким образом, на основании всех изложенных выше соображений можно, по нашему мнению, предполагать, что крупные купола сформированы на глубине порядка 7—8 км, в условиях недостатка водяных паров. Мелкие, осложняющие их формы образованы в новый этап интенсивного подтока тепла на глубине 4—6 км, в присутствии достаточного количества водяных паров. Глубина современного эрозионного среза Шарыжалгайского блока должна быть не более 4—8 км. Одним из важных вопросов, касающихся ранних этапов развития Шарыжалгайского блока, является вопрос о том, происходит ли куполообразование в спокойной, слабо деформированной, субгоризонтальной слоистой толще, или купола накладываются на ранние, докупольные складки. Другими словами, представляет ли куполообразование самый древний стиль складчатости, характерный для наиболее ранних этапов развития земной коры, или это

складчатость, возникающая в свой черед в связи с определенными термодинамическими и тектоническими условиями?

Фактический материал, а также данные, полученные ранее (Крылов, Шафеев, 1969), однозначно свидетельствует об интенсивнейших докупольных деформациях. При этом основными структурными формами, на которые накладываются купола, являются серии тесно сжатых, узких и длинных, преимущественно изоклиналиных складок. О сложной и интенсивной докупольной складчатости говорит и существование агматитов складчатого типа. Как показано выше, складки обнаружены как на крыльях и в сводах куполов, так и вдали от гранитизированных ядер, в участках, первоначально принимавшихся за моноклинали.

Особенности морфологии и локализации части изоклиналиных складок и «складчатых» агматитов не позволяют целиком связать их образование с самим процессом роста куполов. Так, осевые поверхности многих пакетов длинных и узких складок деформированы последующим поднятием гранитизированных масс, «глыбы» агматитов с заключенной в них ранней складчатостью разорваны и растащены лейкократовым материалом, слагающим ядра и крылья куполов и т. д.

Таким образом, ясно, что куполообразование было не первым, а очередным этапом деформации древней слоистой толщи шарыжалгайской серии, соответствовавшим определенному погружению, усилению притока тепла, увеличению давления. Этапам куполообразования с господством радиальных движений предшествовал, как следует из полевых наблюдений, по крайней мере, один этап деформаций пород, во время которого формировались изоклиналиные складки, по-видимому, субмеридионального и северо-западного простираения. С другой стороны, после куполообразования и стабилизации «жесткого» блока в его пределах неоднократно происходили интенсивные деформации раскола, вновь связанные, как показано в главе 2 настоящей работы, с господством горизонтальных тектонических напряжений (см. рис. 22). Чем же объяснить тот факт, что структуры шарыжалгайской серии, наблюдаемые в современном срезе, запечатлели неоднократную смену эпох с господством то горизонтальных, то вертикальных тектонических сил?

Не отрицая роли эволюции Земли и ее теплового режима, следует в то же время при попытках объяснения причин смены геодинамических обстановок учесть возможность нахождения блока на разных глубинных уровнях, т. е. участие его в медленных пульсациях — колебательных движениях, в одну эпоху погружавших породы в зону гранулитовой фации метаморфизма (видимо, в архее она была расположена на меньшей глубине, чем в последующее время — Любимова, 1958), в другую — поднимавших их в приповерхностную зону «жесткой» деформации.

Как следует из всей совокупности тектонических исследований, есть твердые основания полагать, что Шарыжалгайский блок испытывает неуклонные, устойчивые воздымания, начиная с протерозоя до настоящего времени (Замараев, 1967; Шерман, 1969; и др.). В протерозое происходит интенсивное наложение элементов относительно приповерхностной деформации на глубинную складчатость блока (см. главу 2 настоящей работы). Логично связать это наложение структур с движением положительного знака, которое вывело наблюдаемые сегодня на поверхности породы в верхние этажи. На рубеже 2000—1800 млн. лет, судя по работам И. Н. Крылова и А. А. Шафеева (1968, 1969), метаморфизм амфиболитовой фации накладывается на минеральные ассоциации гранулитовой фации: факт, свидетельствующий о том, что воздымание блока происходило и в это время. Связывая наложение метаморфических и тектонических процессов наиболее древних этапов развития с переходом изучаемых пород из одной зоны глубинности в другую, естественно исходить из того, что в более поздние эпохи докембрия и в фанерозое колебательные движения охватывали земную кору постоянно, во все геологические пе-

риоды, поэтому нет оснований ни учитывать их в процессах, происходивших на самых древних этапах. Характер тектонических структур Шарыжалгайского блока, по нашему мнению, определяется не только состоянием земной коры в связи с общей эволюцией Земли, но и глубинным уровнем комплекса, участвующего в колебательных движениях. Эти факторы выступают во взаимодействии.

Архейское время характеризуется развитием наиболее глубинного метаморфизма. С точки зрения колебательных движений, это было время наибольшего погружения блока. Однако стратиграфическое и петрографическое изучение архейских толщ (Фролова, 1953, 1962) показывает, что метаморфизм гранулитовой фации, чарнокитизация, переплавление отдельных участков накладываются, как правило, не на первичный базальтовый симатический субстрат, а на слоистую первично-осадочную или осадочно-вулканогенную серию, продукт аккумуляции в поверхностных условиях. Последовательно погружаясь во все более глубинные зоны, эта толща должна была постепенно метаморфизоваться и дислоцироваться все сильнее, в соответствии с условиями нарастания температуры, гидростатического давления и стресса, а на более глубинном уровне, по мере нарастания температуры и всестороннего давления, при постепенном уменьшении роли стресса (Елисеев, 1963, 1967).

В результате, сформированные ранее серии тесно сжатых складок подверглись деформации, переплавлению, местами полному уничтожению. Была создана куполовидная складчатость, соответствующая физико-химическим условиям глубинной зоны земной коры.

К настоящему времени на основе полевых наблюдений и экспериментальных работ сложились определенные взгляды на характер деформации разных глубинных уровней. В наиболее концентрированной форме представления о структурных условиях, возникающих в связи с нарастанием температуры и давления с глубиной, изложены в работе Холланда и Ламбера (Holland, Lambert, 1969). Эти авторы выделяют пять тектонических режимов (фаций глубинности), характеризующих различные физические и химические условия процессов метаморфизма.

Первый режим, господствующий выше уровня, на котором начинаются метаморфические реакции, характерен тем, что на деформацию существенное влияние оказывает давление жидкой фазы. Второй режим, соответствующий уровню метаморфизма низких температур и давлений, характеризуется некоторым увеличением ползучести пород и формированием серий опрокинутых складок, чаще всего подобных и изоклинальных. В условиях третьего и четвертого режимов, в которых горные породы должны находиться на уровне эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма, начинаются внутренние деформации типа перемещений вдоль границ зерен, диффузии внутри кристаллических решеток. Окончательная дегидратация минералов и частичное плавление впервые приводят здесь к возникновению гранитного расплава, резкому увеличению ползучести пород, формированию гнейсовидных текстур, складок течения и структур типа гранито-гнейсовых куполов. Наконец, деформации пятого режима сводятся к формированию очень простых пологих складок в обстановке ламинарного течения материала горных пород на глубинах, соответствующих гранулитовой фации метаморфизма.

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал, характеризующий неоднократное наложение друг на друга деформаций, возникших в условиях различной глубинности, хорошо согласуется со схемой Холланда и Ламбера. Древнейшие из всех наблюдаемых сегодня структурных форм шарыжалгайского комплекса — серии опрокинутых и лежащих изоклинальных складок — сохранились только как реликты, свидетельствующие о жизни этих пород в условиях второго — третьего тектонических режимов на ранних стадиях развития, предшествующих гранитизации и куполообразованию. Наблюдаемые деформации серий

этих складок гранитизированными массами ядер гранито-гнейсовых куполов, переплавление и растаскивание их крыльев и замковых частей, местами полная гранитизация и уничтожение серий древних складок — все это свидетельства наступления нового этапа деформации в условиях большой глубинности, соответствующей четвертому — пятому режиму в схеме Холланда и Ламбера.

Таким образом, прибегая к весьма вероятному допущению о наличии в архее медленных колебательных движений, переводивших Шарыжалгайский блок с одного глубинного уровня на другой, и учитывая эволюцию теплового режима Земли, получаем возможность полнее понять и объяснить сложнейшие структурные взаимоотношения, которые наблюдались в поле и которые, по-видимому, вообще характерны для докембрийских комплексов с чрезвычайно длительной историей развития (Дук, 1967; Эз, 1967, 1976).

Особого рассмотрения заслуживает тот факт, что морфология структурных форм многих этапов деформации, начиная с самых древних и кончая мезо-кайнозойским, отражает устойчивое, постоянное давление, направленное с запада — юго-запада на восток-северо-восток. Это проявляется в одиотипной асимметрии складчатых форм, неизменно наклоненных к востоку — северо-востоку, а также в существовании мезокайнозойских надвиговых смещений, отражающих движение материала в сторону платформы. Действительно, если факт преимущественного наклона серий докупольных складок к востоку-северо-востоку не может быть сейчас строго обоснован и нуждается в проверке, то однотипная асимметрия крупных пологих куполовидных поднятий, наложенных на них мелких гранито-гнейсовых куполов, «вееров» крупных трещин, генетически связанных с более поздними процессами роста поднятий в жесткой среде, не вызывает сомнений (см. рис. 20). Работами В. Н. Даниловича (1949, 1956) уже давно и убедительно доказано существование тектонических напряжений, направленных в сторону платформы и особенно интенсивно проявившихся в мезозое.

Возникает вопрос: откуда исходят эти напряжения? С чем следует связывать энергию, постоянный приток которой как будто вполне явственно ощущается с запада?

Иногда связывают часть наложенных деформаций и наложенный метаморфизм шарыжалгайской серии с влиянием протерозойского тектогенеза в пределах Саяно-Байкальской складчатой области. Однако такое объяснение, на наш взгляд, неполно, поскольку напряжения, запечатленные в структурах Шарыжалгайского блока, во-первых, существовали раньше, чем заложились Саяно-Байкальская геосинклиналь (асимметрия крупных куполов с чарнокитами), и, во-вторых, продолжали сохраняться после ее замыкания (например, надвиги мезокайнозойского этапа).

Подход к решению вопроса возможен с учетом следующих фактов.

Область преимущественного развития наложенного метаморфизма амфиболитовой фации захватывает западную половину блока и примыкает к Главному Саянскому разлому. Граниты и гранито-гнейсы развиты преимущественно в западной части блока, вблизи краевого шва и реже встречаются восточнее ст. Маригуй (Шафеев, 1970), где развиты чарнокиты.

Интенсивность куполовидной складчатости Шарыжалгайского блока возрастает с приближением к его краям. Крупные, «вялые» поднятия большого радиуса расположены в центре изученного разреза; с приближением к зоне Главного Саянского разлома ширина куполовидных складок последовательно сокращается (см. рис. 2 и 20).

Принимая во внимание, что Главный Саянский разлом является структурой глубинной, с историей развития, по длительности сопоставимой со временем развития шарыжалгайских структурных форм, логично предположить, что субгоризонтальные напряжения, которые постоянно

существовали в верхних этажах земной коры, связаны, главным образом, с зоной Главного Саянского разлома.

По-видимому, во время метаморфизма гранулитовой фации, чарнокитизации и куполообразования (рубеж 2600 млн. лет) этот шов, не существуя еще как разрыв, наметился в виде очень широкой первичной зоны повышенной проницаемости. На фоне общего интенсивного теплового потока, повсеместно обеспечивающего глубокий и сильный метаморфизм, эта зона выделялась незначительно. Надо учесть, что глубинность, по-видимому наибольшая в этот период жизни блока, также не способствовала индивидуализации шва. Однако усиленный подток тепловой энергии именно через эту область проявлялся через асимметрию куполов и более напряженные их формы вблизи зоны проницаемости.

В период проявления наложенного метаморфизма амфиболитовой фации и второго этапа куполообразования, отделенный от первого периода значительным отрезком времени (рубеж 2000—1800 млн. лет), условия существенно изменились. Увеличение мощности земной коры, выведение Шарыжалгайского блока в более высокий ее этаж, а также причины, связанные с общей эволюцией Земли (Шейнманн, 1970), обусловили уменьшение теплового потока. Глубинный уровень, на котором находились в это время изучаемые породы Шарыжалгайского блока, характеризовался не сплошным повсеместным потоком тепловой энергии, а отдельными линейными «струями», поднимавшимися вдоль зон повышенной проницаемости. Глубинный Главный Саянский разлом в это время существовал как вполне оформившийся участок краевого шва Сибирской платформы (Замараев, 1967). Тепловой поток, поднимавшийся вдоль него, обеспечил минералогическую и структурную перестройку пород западной части Шарыжалгайского блока в полосе шириной 35—40 км, а также привел к определенным, но менее значительным преобразованиям в восточной его части.

Наконец, в последующее время зона непосредственного влияния Главного Саянского разлома, с проявлением процессов низкотемпературного метаморфизма, интенсивным дислокационным метаморфизмом локализуется в более узкой полосе, приток тепловой энергии уменьшается и стабилизируется.

Таким образом, на ранних этапах развития Шарыжалгайского блока, в периоды регионального метаморфизма, гранитизации и куполообразования поле тектонических напряжений складывалось при сложном взаимодействии радиальных и тангенциальных усилий. Радиальные силы ведут свое происхождение от процессов гранитизации и гранито-гнейсового диапиризма. Тангенциальные силы связаны с линейно вытянутой зоной проницаемости, ограничивающей блок на западе — юго-западе: долгоживущей глубинной структурой Главного Саянского разлома.

Суммарное поле тектонических напряжений при одновременном действии вертикальных и горизонтальных сил должно рассматриваться как результат наложения друг на друга двух независимых полей напряжений: одного, обусловленного действием горизонтального усилия, и второго, возникающего под действием вертикальной силы. Суммарное поле будет меняться в зависимости от изменений абсолютной величины тех или других сил, направления их действия (отклонения от горизонтального или вертикального положения) и других причин. Определение соотношений между величиной горизонтального и вертикального усилия может быть лишь очень общим и опираться на анализ морфологии структуры. В данном случае, когда десятки гранито-гнейсовых куполов, связанных в своем происхождении с субвертикальными напряжениями и глубинным диапиризмом, наклонены в одну сторону и обладают однотипной асимметрией, логично предположить, что «всплытие» гранитизированных масс происходило в напряженной среде, под действием дополнительного горизонтального усилия. Какая из сил — вертикальная или

горизонтальная — была больше по абсолютной величине, преобладающей? Ответ, хотя бы примерный, можно дать, только оценив некоторые морфологические признаки куполов. Так, степень наклона или запрокидывания (угол наклона осевой поверхности), степень вытянутости куполовидных форм можно связать с величиной горизонтального усилия. Величина радиальной силы может быть грубо оценена по размеру куполов. Разумеется, идеализируя обстановку, мы отвлекаемся от многих других, весьма существенных факторов, в частности от различий в пластических свойствах пород и т. д.

Очевидно, строгое решение задачи суммирования двух напряжений, применительно к конкретным условиям шарыжалгайской серии, представляется сложным и в настоящее время, ввиду многих неясностей, вряд ли осуществимо. Кроме того, если качественно оценивать деформацию, как это принято в структурной геологии, путем построения эллипсоида, оси которого совпадают с положением осей деформации, то необходимо отдавать себе отчет в том, что при пластической деформации, а тем более в условиях повышенной пластичности в периоды куполообразования, оси эллипсоида деформации (A , B , C) не будут совпадать с осями главных напряжений (σ_1 , σ_2 , σ_3). Поэтому мы можем в лучшем случае лишь предположительно наметить общую ориентировку последних. В будущем для решения подобных задач многое может дать эксперимент. М. В. Гзовским проведено моделирование одного из частных случаев, экспериментально получена картина распределения напряжений в поднятии, растущем в обстановке слабого бокового давления (см. выше; рис. 22).

Перейдем к рассмотрению основных этапов деформации пород шарыжалгайской серии и попытаемся хотя бы в общем виде, с большой долей условности восстановить для них поля тектонических напряжений.

Первый этап, наиболее ранний, может быть условно отнесен к нижнему архею. Его выделение основано на установлении реликтов серий опрокинутых, лежачих, чаще всего изоклиналиных складок, во многих участках нацело уничтоженных процессами последующей чарнокитизации и диапиризма. Испытывая неуклонные погружения, архейские породы, по-видимому, последовательно прошли все стадии прогрессивного метаморфизма и связанных с ним тектонических преобразований. Степень пластичности толщи должна была постепенно увеличиваться. Поскольку оси многих ранних складок имеют северо-западное простирание, а осевые поверхности их опрокинуты чаще всего на восток — северо-восток, можно, учитывая морфологические особенности складчатости, предположить, что главные оси эллипсоида деформации в период складкообразования были ориентированы следующим образом: ось A — субвертикально, ось B — северо-запад — юго-восток, ось C — юго-запад — северо-восток. В этот период формируются многочисленные синскладчатые взбросово-надвиговые смещения небольшой амплитуды. Видимо, именно в этот наиболее ранний этап внедрились мелкие тела перидотитов (Крутая Губа).

Можно попытаться восстановить положение в пространстве осей напряжений, сопоставив их с главными осями деформации эллипсоида. Однако надо при этом ясно отдавать себе отчет в большой условности такого сопоставления, поскольку при пластической деформации оси эллипсоида могут в той или иной мере отклоняться от осей напряжения.

Итак, с большой осторожностью можно наметить, что главная ось алгебраически максимального напряжения (σ_1) ориентирована субвертикально, главная ось алгебраически минимального напряжения (σ_3) направлена вдоль линии юго-запад — северо-восток, ось алгебраически среднего напряжения (σ_2) вытянута с северо-запада на юго-восток.

Как известно (Пэк, 1960), на заключительных этапах складкообразования план деформации меняется в связи с изменением ориентировки напряжений, приводящих в этот период к растяжению и удлинению скла-

док в горизонтальном направлении, вдоль оси. К сожалению, плохая сохранность структуры, соответствующей раннему этапу деформации, не позволяет с достоверностью выявить системы связанных со складчатостью сколовых разрывов, в частности сдвигов, особенно характерных для заключительной стадии ее образования. Поэтому о наличии этого этапа деформации можно только догадываться.

Следующий достоверный этап деформации приурочен к рубежу 2900—2600 млн. лет. Это время наибольшего погружения шарыжалгайского комплекса, регионального метаморфизма пород в условиях гранулитовой фации, широкого развития процессов чарнокитизации. Как уже указывалось, учитывая специфику теплового режима Земли в архее и некоторые морфологические черты внутренней структуры блока, можно предполагать течение всех указанных процессов на глубине 6—8 км. В этот этап пакеты ранее образованных сжатых, преимущественно изоклинальных складок вторично деформируются. Наложенными структурными формами — основными для рассматриваемого этапа — являются широкие пологие куполовидные антиклинали диаметром в первые десятки километров, слегка удлиненные и ориентированные преимущественно на север — северо-запад, наклоненные к востоку — северо-востоку. Рост этих крупных куполовидных антиклиналей неразрывно связан со становлением чарнокитов. Как известно, в условиях гранулитовой фации наблюдается обычно недостаток водяных паров (Менерт, 1963), что сдерживает процессы гранитообразования и делает относительно «вялыми» куполовидные формы, связанные с диапирическим внедрением чарнокитизированных масс. Крупные пологие чарнокитовые купола большого радиуса разделены своеобразными узкими глубокими синклиналями — межкупольными зонами с крутыми залеганиями менее переплавленных пород. Степень пластичности большей части деформируемых масс высока.

Резюмируя приведенные в начале этого раздела соображения, следует еще раз подчеркнуть, что близкие к изометричным формы куполов в плане, их относительная автономия приводят к предположению о господстве на данном этапе деформации вертикальных напряжений, обусловленных, как было показано выше, диапирическим внедрением, «всплыванием» чарнокитизированных масс. Но и на этом этапе не исключается действие дополнительного слабого субгоризонтального сжатия блока.

Исходя из морфологических особенностей куполов, данных об ориентировке шарниров мелких складок, результатов площадных исследований можно заключить, что главные оси эллипсоида деформации, обусловленной действием активных радиальных усилий, были ориентированы следующим образом: ось *A* — юго-запад — северо-восток, ось *B* — северо-запад — юго-восток, ось *C* — субвертикально.

Одинаковая, повторяющаяся во всех изученных куполах асимметрия, с наклоном к востоку — северо-востоку, общая тенденция к удлинению в северо-западном направлении заставляют предполагать одновременное действие активных горизонтальных усилий, направленных с запада — юго-запада на восток — северо-восток и, судя по форме куполов, по-видимому, меньших по абсолютной величине, в сравнении с вертикальными усилиями. Основываясь на морфологии структурных форм, получаем следующую ориентировку главных осей эллипсоида деформации, связанной действием активных тангенциальных усилий: ось *A* — субвертикально, ось *B* — север-северо-запад — юг-юго-восток, ось *C* — восток-юго-восток — запад-северо-запад.

Какова ориентировка главных осей эллипсоида суммарной деформации? Не имея возможности получить на нынешнем этапе изученности строгое решение задачи, попытаемся суммировать два описанных выше эллипсоида в самом общем виде.

Под действием дополнительного горизонтального усилия вертикальное диапирическое внедрение масс с пониженной плотностью преобра-

зается в наклонное, причем угол отклонения от вертикали тем больше, чем больше величина активного горизонтального усилия. Морфологическим элементом, отражающим степень наклона куполовидной формы, является угол наклона ее осевой поверхности. Таким образом, можно при соответствующих свойствах среды связать величину горизонтального усилия с углом наклона осевой поверхности купола. Видимо, при определенной величине упругости толщи, когда породы еще в достаточной степени передают напряжение, т. е. еще действует закон Гука, примерное равенство по абсолютной величине между тангенциальными и радиальными активными усилиями будет в общем случае приводить к формированию куполовидных антиклиналей с наклоном осевых поверхностей под определенным углом. Осуществив соответствующие измерения по разрезам, нетрудно показать, что в нашем конкретном случае средняя величина угла наклона осевых поверхностей крупных пологих куполовидных форм составляет $60-70^\circ$, при азимутах падения в пределах $240-270^\circ$. Для крупных куполов шарыжалгайской серии при угле, превышающем 45° , а также изложенных выше особенностях их морфологии и внутреннего строения все свидетельствует о том, что всплывание разуплотненных чарнокитизированных масс на данном этапе деформации происходило не в вертикальном направлении, а вдоль некой наклонной линии, видимо отклоняющейся от вертикального положения на $20-25^\circ$ и наклоненной к запад-юго-западу.

Изложенные выше данные дают основание наметить ориентировку главных осей эллипсоида деформации следующим образом: ось *A* (вдоль линии наибольшей кривизны куполов) — юго-запад — северо-восток, с погружением на восток-северо-восток под углом $20-30^\circ$, ось *B* (вдоль длинной оси куполовидных форм) — север-северо-запад — юг-юго-восток, ось *C* — субвертикально, точнее вдоль линии, наклоненной к юго-западу по азимуту $240-270^\circ$ под углом $60-70^\circ$.

Наблюдения над мелкими структурными формами говорят о высокой пластичности толщи на рассматриваемом этапе. Об этом же свидетельствуют внушительные размеры формировавшихся куполовидных поднятий, диаметр которых достигал десятков километров. В такой обстановке сопоставление осей эллипсоида деформации с направлениями осей главных напряжений возможно лишь с большой долей условности. Вероятно, главная ось алгебраически максимальных напряжений (σ_1) ориентирована на данном этапе деформации с запад-юго-запада на восток-северо-восток; главная ось алгебраически минимальных напряжений (σ_3) — субвертикально; ось, соответствующая среднему напряжению — с север-северо-запада на юг-юго-восток.

Перейдем к рассмотрению следующего, третьего, этапа деформации шарыжалгайской серии, который следует отнести к рубежу 2000—1800 млн. лет. По-видимому, блок в этот период испытывал общее воздымание и был выведен в зону амфиболитовой фации метаморфизма, где достаточное количество водяных паров стимулировало процесс гранитизации (Меннерт, 1963) и связанные с ним диапирические движения разуплотненных масс. Пластичность толщи остается местами очень высокой, однако, судя по взаимоотношениям мелких структурных форм, условия дифференцированы: существуют массы пород с пониженной пластичностью. Регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации и гранитизация захватывают в основном западную половину блока, постепенно ослабевая восточнее ст. Маритуй.

На структурные формы, возникшие в процессе предшествующих этапов деформации, в это время накладываются мелкие (диаметром 0,5—1,5 км), довольно четко выраженные, слегка удлиненные в субмеридиональном, иногда северо-восточном направлении куполовидные поднятия, связанные с диапирическим «всплыванием» гранитов, гранито-гнейсов и ремобилизованных чарнокитов и разделенные крутыми, сильно сжатými межкупольными синклиналями. Развитие процесса куполообразования

идет унаследованно: мелкие купола возникают почти исключительно на сводах и крыльях крупных пологих куполовидных поднятий архейского этапа и почти не затрагивают межкупольных прогибов с крутым залеганием пород.

Многие десятки мелких куполов имеют длинное пологое западное и короткое крутое восточное крыло. Осевые поверхности падают к западу — юго-западу под углами $65-70^\circ$. Так же, как и для архейского этапа деформации, следует предполагать, что «всплывание» гранито-гнейсовых масс происходило при слабом горизонтальном давлении с запада — юго-запада. Не повторяя вновь рассуждений, приведенных в связи с рассмотрением архейского этапа, отметим, что и здесь поле напряжений должно было формироваться при сложном наложении друг на друга двух напряжений, обусловленных активными усилиями различной природы и различной ориентировки.

Учитывая морфологические особенности мелких куполов, возможно наметить следующую ориентировку осей эллипсоида деформации, обусловленной действием активных радиальных усилий (преобладающих по абсолютной величине): ось A — запад — восток, ось B — север — юг, ось C — субвертикально.

С другой стороны, основываясь на особенностях асимметрии, сходной у всех мелких куполов, можем заключить, что главные оси эллипсоида деформации, вызванной активными горизонтальными усилиями, ориентированы следующим образом: ось A — субвертикально, ось B — с север-северо-востока на юг-юго-запад, ось C — с запад-северо-запада на восток-юго-восток.

Очевидно, как и для крупных куполов архея, рассматриваемые мелкие гранито-гнейсовые поднятия обладают углом наклона осевых поверхностей α , превышающим 45° . По-видимому, всплывая, разуплотненные массы отклонялись от вертикали на небольшой угол ($20-25^\circ$).

Их движение происходило вверх вдоль линии, наклоненной под крутым углом к западу или запад-северо-западу. Отсюда намечается следующая ориентировка главных осей эллипсоида деформации: ось A (вдоль линии наибольшей кривизны куполов) — запад-восток или запад-северо-запад — восток-юго-восток, с наклоном на восток или восток-юго-восток под углом около $20-25^\circ$; ось B (вдоль линии наибольшего удлинения мелких куполов, по данным замеров ориентировки шарниров мелких складок и материалам площадных исследований) — север — юг или север-северо-восток — юг-юго-запад; ось C — субвертикально, с отклонением от вертикали на $20-25^\circ$ к востоку или востоку — юго-востоку.

Поскольку в обстановке высокой пластичности, существовавшей на рассматриваемом этапе деформации, оси главных напряжений могли значительно отклоняться от осей эллипсоида деформации, восстановление ориентировки в пространстве главных напряжений возможно лишь в самой общей форме и весьма предположительно.

Главная ось алгебраически максимальных напряжений (σ_1), возможно, была ориентирована субширотно; главная ось алгебраически минимальных напряжений (σ_3) — субвертикально; ось, соответствующая среднему напряжению (σ_2), — субмеридионально.

Рассмотренный этап деформации является последним этапом, во время которого породы юго-восточной части Шарыжалгайского блока находились в пластичном состоянии и испытывали пластические деформации. По-видимому, на границе раннего и среднего протерозоя происходит их окончательная консолидация, и в дальнейшем Шарыжалгайский блок развивается как «жесткая» глыба. Однако, как было показано выше, области крупных гранито-гнейсовых поднятий сохранили определенную индивидуальность: они продолжали медленно расти в «жестком» состоянии, опережая в своем воздымании участки, оформившиеся в архее, в эпоху «пластической» тектоники как межкупольные синклинали. В этом

выразились черты унаследованности в развитии внутренней структуры Шарыжалгайского блока.

Следующий этап деформации по абсолютному геологическому времени, вероятно, приурочен к рубежу 1700—1800 млн. лет. Неуклонное воздымание блока обусловило выведение пород, находящихся сейчас на дневной поверхности, из глубинной зоны в более высокий структурный этаж. Слабопластичные в начале этапа породы становятся затем «жесткими», реагируя на напряжения образованием разрывов и трещин.

Основными структурными формами, образовавшимися в этот этап, являются системы разломов, крупных и мелких тектонических трещин, расположенные веерообразно в пределах крупных гранито-гнейсовых поднятий. М. В. Гзовский (1963) экспериментально показал, что такие «вееры» разрывов и трещин возникают на растущих сводовых поднятиях (структурах поперечного изгиба) только в том случае, если воздымание происходит в обстановке слабого сжатия, которое само по себе не может привести к деформации. Если же сжатие отсутствует, картина распределения напряжений и соответственно расположения разломов на теле сводового поднятия существенно иная (Гзовский, 1963).

Как показано выше, развитие куполов является длительным и унаследованным. Следовательно, результаты экспериментов М. В. Гзовского подтверждают правильность такого подхода к восстановлению полей напряжений для архея и нижнего протерозоя, когда предполагается воздействие на породы независимых друг от друга субгоризонтальных и субвертикальных усилий и ставится задача наложения друг на друга полей напряжений.

Важной особенностью «вееров» разрывов и трещин, генетически связанных с ростом крупных куполов и сопряженных с поднятием последних в «жестком» состоянии, является их асимметрия, полностью согласующаяся с асимметричным профилем архейских складчатых форм (см. рис. 20).

Поэтому следует, на наш взгляд, предположить, учитывая тенденцию к унаследованности, что слабое сжатие обеспечивалось активным горизонтальным усилием, направленным в субширотном направлении (с запада к востоку или северо-востоку). Ведущими тектоническими силами на рассматриваемом этапе остаются вертикальные.

Было бы необоснованным, плохо зная картину распределения разрывов и контуры гранито-гнейсовых поднятий в плане, пытаться восстановить точную ориентировку эллипсоида деформации и осей главных напряжений. Судя по форме «вееров» в разрезе, можно предполагать, что ориентировка главных осей эллипсоида суммарной деформации сохранялась такой же, какой она была в период «пластического» роста крупных куполов в архее и раннем протерозое, т. е. ось *A* была ориентирована с юго-запада на северо-восток, с наклоном на северо-восток; ось *B* — с северо-запада на юго-восток; ось *C* — субвертикально, с отклонением от вертикали на небольшой угол к северо-востоку. Такая картина, в общем, хорошо согласуется с представлениями В. Н. Даниловича о механизме развития областей, испытывающих куполовидное или сводовое поднятие в условиях «хрупкой» среды (Данилович, 1963). В этой обстановке характерно вертикальное положение оси *C*. Наиболее интенсивно развиваются трещины отрыва, перпендикулярные к линии наибольшей кривизны купола (к оси *A*). Трещины скалывания развивающиеся при определенных условиях, обычно падают от края поднятия к центру.

Изложенные выше геологические наблюдения в целом не противостоят схеме В. Н. Даниловича, однако ряд отклонений от нее обусловлен наличием дополнительного горизонтального сжатия Шарыжалгайского блока, и этот случай, как уже указывалось, специально рассматривался М. В. Гзовским (1963), с представлениями которого наши наблюдения согласуются наиболее удовлетворительно.

Поскольку роль пластической деформации на рассматриваемом этапе незначительна, оси эллипсоида деформации, ориентированные субширот-но — A , субмеридионально — B , субвертикально — C , можно сопоставить с главными осями напряжений.

Следующий этап, для которого имеется возможность определить ориентировку эллипсоида деформации и эллипсоида напряжений, приурочен ко времени внедрения пегматитовых жил. Абсолютный возраст последних определяется различными исследователями в интервале 1900—1650 млн. лет, что, по-видимому, может соответствовать среднему протерозою (Никитина, 1964).

Характер развития структуры определяется на данном этапе тем обстоятельством, что в связи с продолжающимся ростом крупных куполов, происходит дальнейшее «раскрытие» трещин, и это приводит к внедрению пегматитов. С другой стороны, по многим разрывам и трещинам, выполненным пегматитовыми жилами, происходят надвиговые, взбросовые, сдвига-взбросовые движения. Эти факты свидетельствуют о продолжавшемся в «жестком» состоянии воздымании крупных куполовидных поднятий, сформированных в архейский «пластический» этап, в обстановке сохраняющихся горизонтальных напряжений (Гзовский, 1963).

Основная масса пегматитовых жил выполняет разрывы и трещины, группирующиеся в две системы: первая с северо-западным, вторая — северо-восточным простиранием, причем северо-западная система резко преобладает (рис. 28). Этот факт хорошо согласуется с представлением о приуроченности определенной части пегматитовой минерализации к трещинам отрыва, которые по полевым и экспериментальным данным должны максимально проявляться в направлении, перпендикулярном оси A (Белюсов и др., 1955; Данилович, 1963), т. е. в данном случае в северо-западном направлении.

Другая часть пегматитовых жил связана с системами трещин, на данном этапе развивавшимися как сколовые, что подтверждается их морфологией.

В соответствии с полевыми наблюдениями и теоретическими представлениями (Черткова, 1950; Белоусов, 1952) есть основание считать эти системы синхронными и сопряженными. В обнажениях неоднократно фиксировались сопряженные трещины скола, иногда выполненные пегматитовыми прожилками и обладающие следующей ориентировкой: азимут падения 330—340°, угол 30—35°; азимут падения 225—240°, угол 40—50°. Для определения положения в пространстве осей эллипсоида напряжений воспользуемся методом, предложенным М. В. Гзовским (1954). На сетке Вульфа построим проекции двух сопряженных систем сколовых трещин, выполненных пегматитовыми жилами (рис. 29, a). Линия их пересечения представляет собой ось алгебраически средних напряжений (σ_2) или, поскольку на данном этапе роль пластической деформации незначительна и оси эллипсоида деформации совпадают с осями напряжений — ось деформации B . Точка ее выхода на верхней полусфере имеет координаты: азимут падения 295°, угол 30°. Биссектриса острого угла между плоскостями сопряженных трещин скалывания представляет собой ось алгебраически минимальных напряжений (σ_3), т. е. ось C . Координаты ее выхода на полусфере: азимут падения 80°, угол 70°. Биссектриса тупого угла между трещинами будет осью алгебраически максимальных напряжений (σ_1), совпадающей с осью A эллипсоида деформации. Ее координаты: азимут падения 190°, угол 30°.

К близким выводам об ориентировке эллипсоида деформации приводит и анализ основных систем трещин отрыва.

Таким образом, ориентировка главных осей эллипсоида деформации и эллипсоида напряжений, определенная по ориентировке пегматитовых жил, близко совпадает с ориентировкой эллипсоида, предполагавшейся

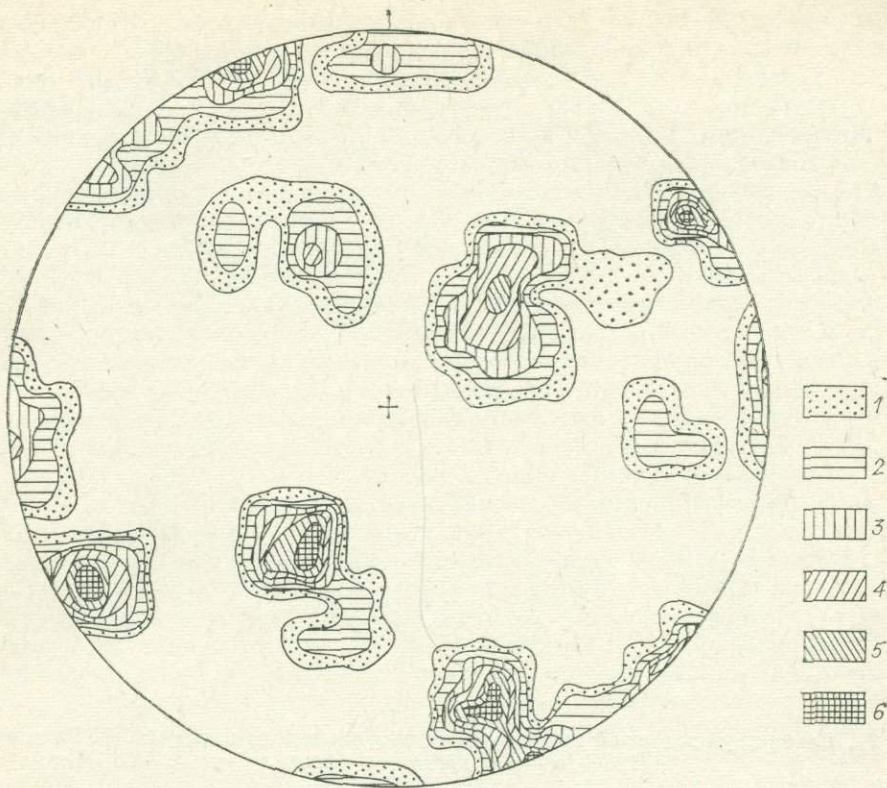


Рис. 28. Диаграмма ориентировки пегматитовых жил. 70 замеров, 1—6 — изолинии соответственно (%); 2, 3, 4, 6, 8, 10.

для времени заложения «вееров» разрывов и трещин в связи с началом роста куполов в «жестком» состоянии.

Ось главного сжимающего напряжения по-прежнему сохраняет субвертикальное положение, с отклонением от вертикали к востоку — северо-востоку под углом 20° , ось главных растягивающих напряжений ориентирована на север — северо-восток; ось средних напряжений — на запад — северо-запад.

Как и для предыдущих этапов, имеются основания предполагать, что это суммарное поле тектонических напряжений есть результат сложного одновременного воздействия тангенциальных и радиальных активных усилий при доминирующей роли последних.

Следующим этапом, для которого можно попытаться лишь предположительно наметить поле тектонических напряжений, является верхнепротерозойский — палеозойский, когда, по представлениям большинства исследователей, произошло «подновление» многих разрывов в связи с новыми тектоническими подвижками и внедрилась основная масса диабазовых даек. Последние группируются в две крупные системы с примерными координатами: азимут падения 340° , угол 80° и азимут падения $30-40^\circ$, угол $85-87^\circ$.

Полевые наблюдения дают основания для предположения, что системы трещин и разрывов, вмещающих диабазовые дайки, являются сопряженными. Тогда, пользуясь методом М. В. Гзовского, можно попытаться восстановить ориентировку главных напряжений (см. рис. 29, б). Как видно из диаграммы, ось алгебраически минимальных напряжений σ_3 ориентирована в субширотном направлении, ось алгебраически максимальных напряжений σ_1 — субмеридионально, а ось алгебраически средних напряжений σ_2 — субвертикально. Деформация происходит в «жест-

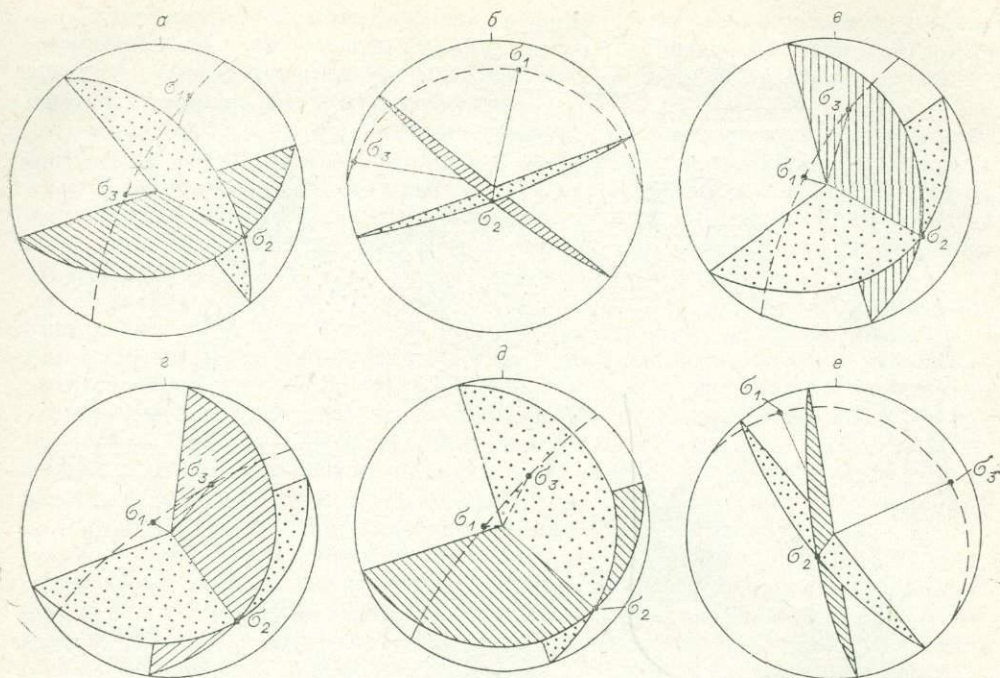


Рис. 29. Реконструкции полей тектонических напряжений по методу М. В. Гзовского (1954) (а — е объяснены в тексте).

кой» среде, что позволяет сопоставить оси главных напряжений σ_1 , σ_2 , σ_3 с осями эллипсоида соответственно A , B , C . Хотя полученная картина хорошо согласуется с реальной картиной распределения трещин и даек в пространстве и, в частности, подтверждается наличием субширотных диабазовых даек, к ней следует отнестись осторожно, поскольку нет полной уверенности, что все диабазовые дайки одновозрастны. По данным А. А. Шафеева, существуют диабазы двух генераций, но этот вопрос нуждается в дополнительном изучении.

Обширный материал, полученный в ходе полевых наблюдений над молодыми, несомненно мезокайнозойскими разрывами, сопровождающимися зонами брекчий и секущими все трещины с милонитами и все дайки, позволяет обратиться к мезокайнозойскому этапу. Как уже отмечено выше, большая часть этих разрывов представляет собой пологие надвиги, часто переходящие в крутые взбросы. Смещение по надвигам различных жил происходит чаще всего в восточном или северо-восточном направлении. Эти факты позволили предположить, что густая сеть мелких, небольшой амплитуды надвигов обязана своим происхождением проявлению в мезокайнозойское время тангенциальных активных тектонических усилий, направленных с юго-запада на северо-восток или с запада на восток. Эти предположения базировались также на работах В. Н. Даниловича, доказавшего, что Шарыжалгайский блок в мезокайнозойское время был надвинут на юрские отложения платформенного чехла (Данилович, 1949, 1956).

Дальнейшие наблюдения позволили установить в поле системы сопряженных сколовых трещин мезокайнозойского возраста и, пользуясь методом М. В. Гзовского, попытаться восстановить положение главных осей напряжений (рис. 29, в, г, д). Сопряженные системы трещин, изученные у реперов 82 и 86 км Кругобайкальской железной дороги, дают сходную картину ориентировки осей напряжений: ось алгебраически минимальных напряжений σ_3 ориентирована вдоль линии юго-запад —

северо-восток, воздымаясь к северо-востоку; ось алгебраически максимальных напряжений σ_1 располагается субвертикально, слегка отклоняясь от вертикального положения к востоку; ось алгебраически средних напряжений σ_2 полого вытянута с северо-запада на юго-восток. Учитывая, что деформация шла в непластичной среде, в приповерхностных этапах, можно сопоставить оси главных напряжений с осями эллипсоида деформации и заключить, что координаты выхода последних на сфере приблизительно следующие: ось A — азимут падения 80—100°, угол 70—75°; ось B — азимут падения 300—320°, угол 15—20°, ось C — азимут падения 195—220°, угол 40—45°.

Характер поля напряжений в мезокайнозой изменился по сравнению с предыдущим этапом деформации. Развернулась к юго-востоку ось главных сжимающих напряжений C , ось B эллипсоида деформации, ранее занимавшая субвертикальное положение, расположилась пологонаклонно с погружением на северо-запад; напротив, ось главных растягивающих напряжений A , субгоризонтальная в палеозой, в мезокайнозой очень круто падает к востоку. Такое изменение поля напряжений связано, по-видимому, с интенсификацией в мезокайнозой активных тектонических усилий, направленных с юго-запада на северо-восток. Говоря о причине интенсификации и об источнике тангенциальных усилий, логичнее всего, как нам кажется, связать усиление напряжений с ростом сводового аркогенного поднятия к югу от линии Главного Саянского разлома. Процесс аркогенеза, начавшийся в мезозой (Павловский, 1948), неравномерно проявился в блоках, разделенных Главным Саянским разломом. Поскольку центр поднятия находился южнее Шарыжалгайского блока, а последний был «отрезан» от участков наиболее интенсивного воздымания поверхностью разрыва и не составлял с ними единого целого, он не мог быть вовлечен в столь же интенсивное поднятие и оказался на крыле свода. Следовательно, Шарыжалгайский блок должен был испытывать боковое давление со стороны растущего и расширяющегося центра аркогенного поднятия — давление, направленное с юго-запада на северо-восток.

С. И. Шерман, рассматривая историю тектонического развития Юго-Западного Прибайкалья и, в частности, Слюдянского флогопитоносного поля (Шерман, 1969), приходит к выводу, что в мезокайнозой алгебраически минимальные напряжения σ_3 , или ось C эллипсоида деформации занимали здесь субвертикальное положение, характерное для периодов куполовидных или сводовых поднятий. В пределах же Шарыжалгайского блока, как показано выше, ось C эллипсоида деформации расположена субгоризонтально. Данные С. И. Шермана в данном случае не противоречат предлагаемой схеме.

Глава 3

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО БЛОКА

Материалы, изложенные в главе 2 настоящей работы, характеризуют юго-восточную треть площади Шарыжалгайского блока, ограниченную с юго-запада Главным Саянским, с северо-востока — Присаянским, с запада — Китайским глубинными разломами и выходящую на побережье оз. Байкал, где и был изучен основной разрез.

Ранее было в общих чертах показано, что характер складчатости в пределах Шарыжалгайского блока не остается неизменным (Замараев, 1961; Берзин, 1967; Прокофьев, 1971; Парфенов, 1967): брахиформные крупные пологие складки юго-восточной части сменяются на северо-за-

паде линейной складчатостью. Однако до настоящего времени в литературе отсутствуют сколько-нибудь подробные сводные карты, показывающие внутреннюю структуру блока в целом; не исследовалась морфология складчатых форм и изменения их морфологических черт по простиранию, а также вопросы механизма формирования складок и их соотношения с разрывами.

МОРФОЛОГИЯ СКЛАДОК И ПРОЦЕССЫ СТРУКТУРНОЙ ПЕРЕСТРОЙКИ В ЗОНЕ КРАЕВОГО ШВА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Поставив в качестве одной из основных целей первого этапа исследований получение четкого представления о морфологии складчатых форм разных порядков для всей площади блока, мы провели изучение литературных и фондовых материалов, увязку между собой многочисленных карт разных масштабов, с целью составления сводной геолого-структурной карты Шарыжалгайского блока (рис. 30).

Геологические исследования северо-западной части блока начались еще в XIX в. маршрутными пересечениями Меглицкого, Чекановского (1870), Черского (1886). После Великой Октябрьской революции, начиная с 20-х годов, интенсивно изучались главным образом вопросы стратиграфии и локализации месторождений полезных ископаемых. Разработке этих вопросов посвящены работы М. К. Коровина, Ю. А. Жемчужникова, В. П. Маслова, М. М. Тегяева, А. В. Львова, М. В. Полякова, Н. Ф. Логинова, З. Д. Нефедова, Н. А. Флоренсова, С. В. Обручева, С. П. Плешанова, Н. Н. Падурова и многих других исследователей. Новый этап, озаглавленный более целенаправленным и систематическим изучением тектоники и метаморфизма архейских образований, связан с началом работ по проведению в Присаянье кондиционной геологической съемки (П. И. Шамес, П. В. Дубин). П. И. Шамесом в междуречье Оки и Онота был выделен крупный горст-антиклинорий (Передовой антиклинорий) — структурная форма первого порядка, осложненная опрокинутыми, ундулирующими, кулисообразными в плане складками.

После проведения в 1958—1964 гг. коллективом геологов Саянской экспедиции Иркутского геологического управления крупно- и средне-масштабных поисково-съёмочных и геологосъёмочных работ прежние представления о строении района претерпели значительные изменения: существенно иной стала стратиграфическая схема, были обнаружены ранее неизвестные комплексы изверженных пород, конкретизированы представления о характере и интенсивности метаморфических процессов, положено начало изучению мигматитовых и гранито-гнейсовых комплексов. Несмотря на существенную детализацию картины внутреннего строения архейской толщи, вопросы морфологии складчатых и разрывных нарушений, механизма их формирования, истории развития и взаимоотношений остаются одной из наименее изученных сторон геологии района. Плохая обнаженность большей части площади затрудняет организацию специальных структурных исследований, которые до сих пор не проводились.

В целом, на наш взгляд, из всех имеющихся результатов, материалы детального и среднемасштабного картирования (В. К. Александров, А. Я. Колтун, А. М. Скарюкин, Е. Л. Емельянов, В. И. Лифшиц, М. Н. Старовойтов, Н. Н. Вишняков, Е. А. Стрелюк, А. А. Дмитриев и другие) дают наибольшие возможности для воссоздания на современной стадии изученности цельной и, по возможности, полной картины внутреннего строения Шарыжалгайского блока. Несмотря на то, что листы геологических карт разных авторов не увязаны между собой, несмотря на трудности, связанные с подчас различным пониманием структуры отдельных

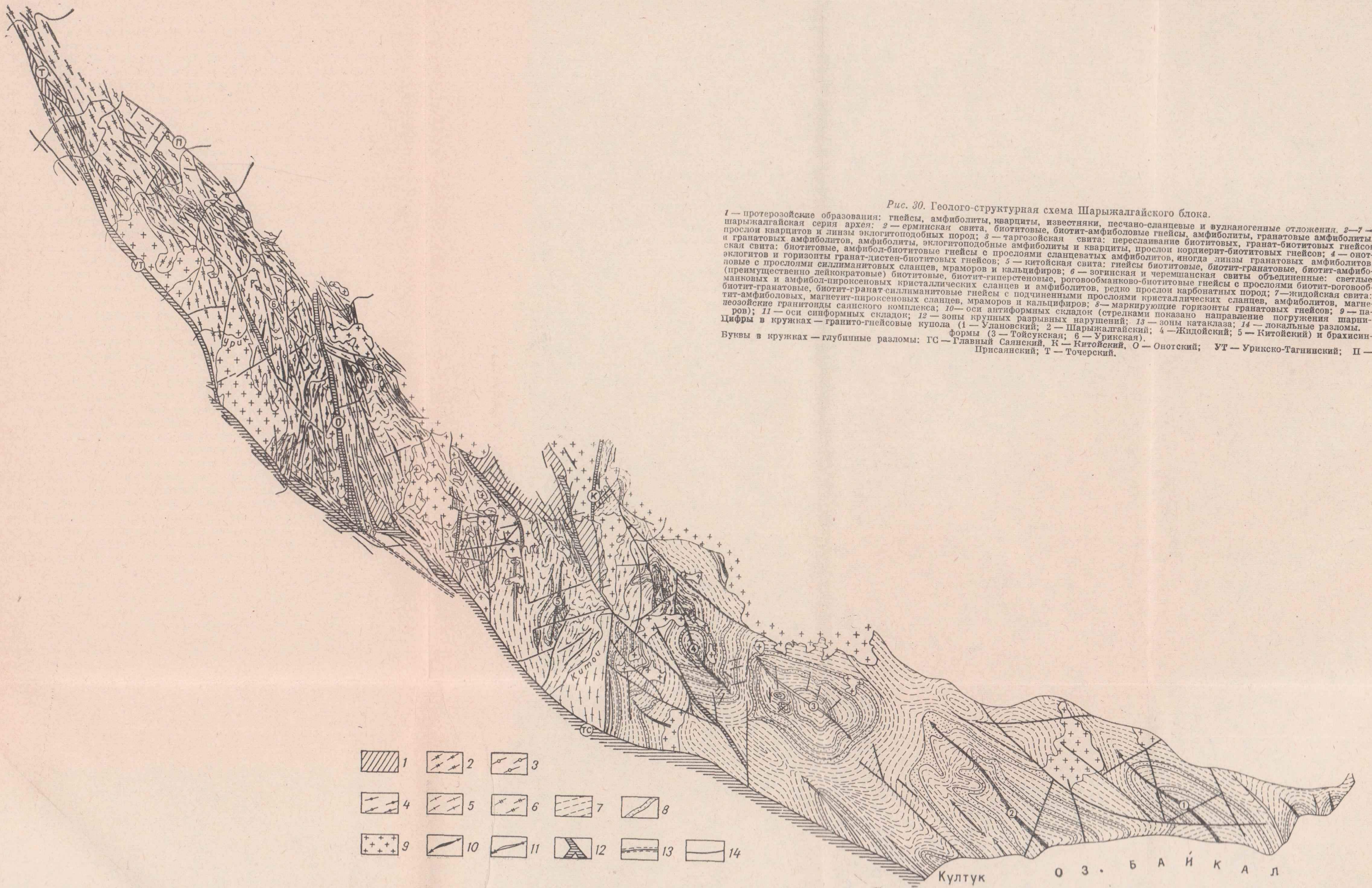


Рис. 30. Геолого-структурная схема Шарыжалгайского блока.

1 — протерозойские образования: гнейсы, амфиболиты, кварциты, известняки, песчано-сланцевые и вулканогенные отложения. 2—7 — шарыжалгайская серия архея: 2 — ерминская свита, биотитовые, известняки, песчано-сланцевые и вулканогенные отложения; 2—7 — прослой кварцитов и линзы эклогитоподобных пород; 3 — таргозская свита: переслаивание биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов и гранатовых амфиболитов, амфиболиты, эклогитоподобные амфиболиты и кварциты, прослой кордиерит-биотитовых гнейсов; 4 — онотская свита: биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы с прослоями сланцеватых амфиболитов, иногда линзы гранатовых амфиболитов, эклогитов и горизонты гранат-дистен-биотитовых гнейсов с прослоями сланцеватых амфиболитов, иногда линзы гранатовых амфиболитов, лоповые с прослоями силлиманитовых сланцев; 5 — китойская свита: гнейсы биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-амфиболитовые (преимущественно лейкократовые) биотитовые, мраморов и кальцифиров; 6 — зогинская и черемшанская свиты объединенные: светлые манковские и амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы и амфиболитов, редко прослой карбонатных пород; 7 — жидойская свита: биотит-гранатовые, биотит-гранат-силлиманитовые гнейсы с подчиненными прослоями кристаллических сланцев, амфиболитов, магнетит-амфиболитовых, магнетит-пироксеновых сланцев, мраморов и кальцифиров; 8 — маркирующие горизонты гранатовых гнейсов; 9 — палеозойские гранитоиды саянского комплекса; 10 — оси антиформных складок (стрелками показано направление погружения шарниров); 11 — оси синформных складок; 12 — зоны крупных разрывных нарушений; 13 — зоны катаклаза; 14 — локальные разломы. Цифры в кружках — гранито-гнейсовые купола (1 — Улановский; 2 — Шарыжалгайский; 3 — Тойсукский; 4 — Урикский; 5 — Китойский) и брахисинформы (3 — Тойсукская; 6 — Урикская). Буквы в кружках — глубинные разломы: ГС — Главный Саянский, К — Китойский, О — Онотский; УТ — Урикско-Тагинский; П — Присаянский; Т — Точерский.

участков, эти материалы позволяют достаточно уверенно и обоснованно судить об общем стиле складчатости и его изменениях по простиранию блока, о форме отдельных складок, о пространственных соотношениях складок и разрывных нарушений.

При использовании этих материалов для составления сводной геолого-структурной карты Шарыжалгайского блока оказалось необходимым схематизировать стратиграфическую основу, подчеркнуть простирание некоторых маркирующих горизонтов, «растворенных» на отдельных участках в полях гранитизации, не показывать некоторые тела последокембрийских изверженных пород в случаях, когда это способствовало лучшему пониманию структуры архейской толщи. Трактовка структуры на составленной сводной карте (см. рис. 30) дана с учетом личных полевых наблюдений, проведенных в 1969—1970 гг. в бассейнах рек Оки, Китоя и на побережье оз. Байкал. Детально изучен разрез по р. Оке и ее притокам, проведены маршрутные пересечения в районе Китойского месторождения силлиманитовых сланцев. Учтены при составлении карты материалы изучения метаморфизма и геохронологии шарыжалгайской серии, проведенного Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР (Никитина, 1964), результаты, полученные А. А. Прокофьевым, М. С. Учителем, а также данные детальных разведочных работ.

Обратимся к описанию внутренней структуры Шарыжалгайского блока на основе геолого-структурной карты. Площадь между оз. Байкал на юго-востоке и долиной р. Китой на северо-западе сложена толщами, метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях, которые различные исследователи относят к жидойской, зогинской и черемшанской свитам. Для этой части блока характерны крупные пологие куполо- и чашевидные складки, осложненные складками второго, третьего и более высоких порядков, разнообразными по своей морфологии. Складки, выходящие на побережье оз. Байкал, подробно описаны нами в главе 2. Из складок внутренней части площади отметим Тойсукскую синклинали, складку почти правильной концентрической формы, слегка вытянутую на северо-запад, диаметром 25—30 км, осложненную мелкими складками, оси которых, группируясь в две системы, субширотную и субмеридиональную, образуют острый угол с длинной осью главной складки. Разрывные нарушения в пределах Тойсукской синклинали не установлены. На ее северной и северо-восточной периферии архейские толщи прорваны обширными телами протерозойских гранитов саянского комплекса, сливающихся в полосу северо-западного простирания и приуроченных, по-видимому, к зоне мощного Присяянского разлома, который выделен по геологическим и геофизическим данным (Егоров, 1971).

Более крупной и сложно устроенной является Жидойская антиклиналь, расположенная северо-западнее Тойсукской синклинали и примыкающая к крупному Китойскому разлому субмеридионального простирания. Для Жидойской антиклинали характерна высокая степень дислоцированности. Ее северо-западная и центральная части нарушены крупными сбросо-сдвигами, вблизи которых резко увеличивается количество мелких складок и появляются обширные тела дискордантных Саянских гранитоидов, вытянутые параллельно зоне Китойского разлома. Если в юго-восточной части складки маркирующие горизонты вырисовывают широкую спокойную периклинали, то в северо-западной они разорваны, смяты в разнообразные по форме мелкие складки и вблизи Китойского разлома вытянуты параллельно ему в субмеридиональном направлении. Таким образом, налицо переориентировка складчатой структуры в связи с протерозойским этапом тектонической жизни Китойского разлома, датируемым внедрением Саянских гранитоидов. Эта переориентировка в существенных масштабах проявляется в полосе шириной 10—15 км вдоль правобережья Китоя.

К западу от Китайского разлома, в междуречье Китою и Оното развиты толщи, метаморфизированные первоначально в гранулитовой фации, но затем претерпевшие существенную реоморфическую перекристаллизацию в условиях амфиболитовой фации (Никитина, 1964). Это биотит-амфиболовые, высокоглиноземистые и различные другие гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы, выделяемые под названием китайской свиты. Эта свита, с которой на левобережье Китою связано месторождение силлиманитовых сланцев, подразделена на ряд подсвит и горизонтов. Складчатая структура блока, сложенного образованиями китайской свиты, чрезвычайно интересна и являет собой классический пример переориентировки складок, их морфологической перестройки в зонах крупных ветвей глубинного Главного Саянского разлома. Блок, ограниченный с юго-запада Главным Саянским, с востока — Китайским, с запада — Онотским разломами, как бы подразделен на «зоны влияния»: в каждой зоне складки «приспосабливаются» к простиранию определяющего разлома. Если складки северо-западной части Китайского блока довольно вытянуты, с соотношениями ширины и длины до 1 : 4—1 : 5, то в юго-восточной части характерны брахиформы, лишь едва отличимые по форме и размерам от крупных пологих складок крайнего юго-востока шарыжалгайской серии, лишь слегка «растянутые» и переориентированные вдоль крупных тектонических зон. Такова Китайская антиклиналь почти изометричных в плане очертаний, с осью, вытянутой вдоль Китайского разлома и слегка изогнутой в виде сигмоиды. Это крупное поднятие, с длиной 25—30 и шириной около 12—15 км, осложнено многочисленными, также изометричными в плане антиклинальными и синклинальными складками второго и третьего порядка, имеющими в поперечнике 1—2 км. В пределах Китайской антиклинали хорошо развита система поперечных или косо расположенных сбросов и сбросо-сдвигов, осложняющих контуры ее крыльев.

К западу от Китайской антиклинали, между нею и зоной Онотских разломов, в полосе, примыкающей с севера к зоне Главного Саянского разлома, наблюдается серия брахиформных в плане, антиклинальных и синклинальных складок длиной 8—14 км, шириной 5—7 км, оси которых при движении на запад, вкrest простирания пород, постепенно разворачиваются, меняя простирание от субмеридионального до северо-западного и даже субширотного. Южные части всех складок при приближении к Главному Саянскому разлому имеют тенденцию «приспосабливаться» к его юго-восточному простиранию. В целом создается картина разворота и переориентировки брахиформных складок Китайского блока, отчетливо указывающая на левосдвиговые движения по зоне Главного Саянского разлома.

Складчатость, развитая в широкой субмеридиональной Онотской зоне, отделяющей Китайский блок от расположенного северо-западнее Булунского блока, не является, как это считалось ранее (Парфенов, 1967), линейной. Крупные брахиформные складки Китайского блока с приближением к зоне Онотских разломов становятся все более мелкими, а количество их увеличивается. Оси складок, ориентированные субпараллельно, несколько раз меняют простирание от субмеридионального до северо-западного. Антиклинали и синклинали длиной обычно 6—8 км и шириной 3—5 км часто кулисообразно замещают друг друга. Прямые, почти симметричные, довольно простые складки юго-восточной части Китайского блока по мере приближения к зоне Онотских разломов все чаще оказываются запрокинутыми на запад — юго-запад. Части складок, бывших первоначально брахиформными или даже, возможно, куполовидными, разорваны, и их части по системам сбросо-сдвигов перемещены преимущественно к северу или северо-западу, вдоль зоны Онотских разломов. В целом картина свидетельствует о движениях типа левого сдвига, устойчиво проявляющихся по Онотским разрывам и приведшим к переориенти-

ровке, растягиванию, «измельчению» и иногда полному уничтожению древней нелинейной складчатой структуры, реликты которой отчетливо видны.

Образования, развитые к северо-западу от Онотской системы разломов, в междуречье Онота и Оки обычно подразделяются (снизу вверх) на ерминскую, онотскую и таргозойскую свиты. Это биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, различные амфиболиты; здесь отсутствуют карбонатные породы, иногда встречаются кварциты. Породы этой части Шарыжалгайского блока, часто называемой Булунским блоком и ограниченной с юга Главным Саянским, а с юго-запада — Точерским разломами, метаморфизованы первоначально в гранулитовой фации, с последующими чрезвычайно интенсивным наложением ассоциаций амфиболитовой фации. Парагенезы гранулитовой фации сохранились только в реликтах. По мнению Л. П. Никитиной (1964), проявление регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации относится ко времени 1600—1950 млн. лет, с максимальным развитием процесса в интервале 1800—1950 млн. лет.

Складчатость Булунского блока обычно описывалась как линейная (Прокофьев, 1971). По нашему мнению, внутренняя структура блока чрезвычайно своеобразна и являет собой типичный продукт перестройки древней структуры в зонах глубинных разломов, структуру высокой степени зрелости, по данным Ю. В. Миллера (1973).

Складчатость Булунского блока постепенно меняет свой облик при движении с юго-востока на северо-запад. На крайнем юго-востоке, в пределах острого «клина», образованного стыком Главного Саянского и Точерского разломов, наблюдаются две брахисинклинали, разделенные короткой широкой антиклиналью. В непосредственной близости от Главного Саянского разлома все три складки меняют простирание с субмеридионального на северо-западное и даже субширотное, следуя далее параллельно Главному Саянскому разлому. Длина складок 7—10 км, ширина 2—4 км. Они запрокинуты на запад или юго-запад. Соотношения складчатости, развитой внутри Булунского блока, с ограничивающими блок разломами таковы, что с несомненностью обнаруживают левосдвиговые движения по разломам. Именно эти движения обусловили переориентировку и морфологическую перестройку ранее существовавшей складчатости.

Далее к северу развита серия небольших, длиной 4—5 км и шириной 2—3 км брахиформных складок, сложенных породами онотской свиты и тяготеющих к зоне Онотского разлома. Длинные оси этих складок ориентированы субмеридионально, а севернее структура постепенно переориентируется на северо-запад.

Водораздел рек Онота и Урика сложен породами таргозойской свиты. Понимание структуры этого участка очень важно для правильной интерпретации истории развития всего Булунского блока. Здесь сохранился реликт крупной, диаметром в десятки километров, в целом изометричной, но слегка вытянутой на северо-запад синклинали складки. Отчетливо видна ее северо-восточная половина, сложенная различными горизонтами таргозойской и онотской свит, оборванная с юго-запада крупным Урикско-Тагнинским разломом и телами гранитов саянского комплекса. Ядерная часть и крылья этой чашевидной складки, которую можно было бы именовать Урикской синклиналью, осложнена несколькими небольшими брахиформными поднятиями и прогибами, диаметром чаще всего 4—5 км, подчиняющимися в ориентировке очертаниям крупной складки и срезаемыми Урикско-Тагнинским разломом под острым углом. Таким образом, довольно резкое изменение простирания всей складчатой структуры Булунского блока от меридионального на юго-востоке до северо-западного на левобережье р. Урик происходит вокруг крупного ядра изометричной Урикской синклинали (см. рис. 30). Последняя по форме и размерам вполне сопоставима со складками Прибайкальского блока шарыжалгайской

серии, например с Тойсукской синклиналью. Другой реликт подобного же изометричного ядра крупной синклинальной складки угадывается северо-западнее, на водоразделе рек Большой Белой и Малой Белой. Здесь несколько горизонтов таргозойской свиты описывают широкий овал, оборванный крупными разрывами с северо-востока.

Таким образом, складчатость той части Булунского блока, которая сложена онотской и таргозойской свитами, не может быть названа линейной. Здесь обнаруживаются, во-первых, реликты крупных, по-видимому, древних овалов, во-вторых — цепи кулисообразно замещающих друг друга мелких (4×2 км) брахиформ, которые осложняют как сами овалы, так и межовальные площади. Наконец, крупные и мелкие брахискладки срезаны, растянуты, переориентированы, морфологически изменены в зонах крупных разломов таким образом, что в целом картина свидетельствует о постскладчатых деформациях типа левого сдвига.

Юго-западная часть Булунского блока, отделенная от северо-восточной части Урикско-Тагнинским, а от образований Урикско-Ийского грабена — Точерским разломами и сложенная породами ерминской свиты, по характеру складчатости значительно отличается от других районов, особенно в крайней северо-западной части. Здесь ерминская свита слагает линейные складки. Узкая, длинная антиклиналь с крутыми крыльями, слегка запрокинутая к юго-западу, протягивается из бассейна р. Большой Белой в бассейн р. Оки, где Шарьжалгайский блок имеет ширину всего 15—17 км. Длина этой складки около 60 км, ширина колеблется в пределах 5—7 км. Как показало детальное изучение разреза по р. Оке, породы крыльев и ядра складки очень сильно сжаты, в большинстве случаев окварцованы и мигматизированы чаще всего послойно, иногда в нескольких плоскостях; с простираем складки совпадает большое количество крупных и мелких разрывов, по многим из которых непосредственно в обнажениях нами наблюдались сбросо-сдвиговые движения (преобладает левый сдвиг). Северо-западная система разрывных нарушений является здесь доминирующей и развивает складку на большее количество взаимно смещенных блоков. Характер смещения устанавливался, как правило, по наблюдениям за ориентировкой борозд и штрихов на зеркалах скольжения. Такие наблюдения проведены не только в пределах Шарьжалгайского блока, но и в сопредельной части Урикско-Ийского грабена. Установлено, что по крупным разрывам, зонам расланцевания, мелким нарушениям и плоскостям сланцеватости по обе стороны Точерского разлома происходили однотипные, преимущественно левосторонние сдвиговые движения с незначительной вертикальной составляющей.

Таким образом, степень линейности складчатой структуры Шарьжалгайского блока возрастает к северо-западу. Одновременно усиливаются эффекты «растаскивания» изометричных складок по сложной системе сдвигов, сбросо-сдвигов, взбросов. В крупных масштабах, на больших площадях наблюдается переориентировка серий крупных складок. Одновременно с появлением на крайнем северо-западе настоящих линейных складок и серий поставленных «на голову» пластин гнейсов, кварц-полевошпатовых пород, амфиболитов и кварцито-гнейсов возрастает количество мелких и крупных, согласных с простираем пород разрывов и трещин, резко усиливается расланцевание пород, появляются многочисленные зеркала скольжения с субгоризонтальными бороздами, свидетельствующими о сдвиговых и взбросо-сдвиговых движениях; получают широкое развитие узкие, мелкие, тесно сжатые складки с субвертикальными шарнирами и изогнутыми осевыми поверхностями, увеличивается количество катаклазированных пород.

Учитывая все эти данные, опираясь на полевые наблюдения, свидетельствующие о неоднократной мигматизации и деформации и принимая во внимание такие факты, как наложение друг на друга под углом трех систем мелких складок, достаточно широкое развитие плейчатости с суб-

вертикальными шарнирами плек, развитие серий крупных кулисообразно замещающих друг друга складок, следует заключить, что различия в характере складчатости юго-восточной и северо-западной частей Шарыжалгайского блока обусловлены процессом длительной, многоэтапной перестройки «первичной», архейской нелинейной складчатости, существовавшей ранее в северо-западной части блока, под действием долговременных, устойчивых в своей ориентировке сдвиговых движений в зоне Главного Саянского разлома, понимая под последней широкую линейно вытянутую зону, включающую многочисленные «ветви». Анализируя общий рисунок складчатости в пределах центральной и северо-западной частей блока, необходимо исходить из факта крупного «поворота» осей складок в зоне Главного Саянского разлома и наличия характерной «сигмоиды», также свидетельствующей о движениях типа левого сдвига (см. рис. 30).

Анализ всей суммы данных об ориентировке складок и их соотношениях с разрывными нарушениями позволяет предположить, что во время этапа деформации, создавшего «наложенную» линейную складчатость, генеральные активные тектонические усилия были направлены вдоль линии запад — юго-запад — восток — северо-восток, с простиранием $250-270^\circ$. Оси эллипсоида деформации, судя по морфологии структуры, были, очевидно, ориентированы следующим образом: ось *A* — вдоль линии северо-запад — юго-восток, ось *B* — субвертикально, ось *C* — вдоль линии северо-восток — юго-запад. Поскольку деформация сопровождалась пластическими явлениями, в широких масштабах проявленными внутри Шарыжалгайского блока, сопоставление осей эллипсоида деформации *A*, *B*, *C* с осями алгебраически главных напряжений соответственно σ_1 , σ_2 , σ_3 возможно лишь с большой долей условности.

Многие разрывные нарушения центральной и северо-западной частей Шарыжалгайского блока являются долгоживущими и могут рассматриваться как ветви Главного Саянского разлома, формирующие зону его оперения шириной 20—30 км, вытянутую с юго-востока на северо-запад. Условно подразделяя разрывы на группы по ориентировке в пространстве, можно выделить системы северо-западной ориентировки, преобладающие в междуречье Ока — Олот, субпараллельные основной линии Главного Саянского разлома или расположенные под острым углом к ней, включающие такие крупные разломы, как Точерский, Урикско-Тагнинский и другие; системы субмеридиональной ориентировки, максимально развитые в бассейне р. Олот, доминирующие в междуречье Олот — Китой и подразделяемые обычно на Олотскую и Дабадскую ветви; системы северо-восточной (вплоть до субширотной) ориентировки, развитые одинаково интенсивно в разных частях блока.

Среди разрывных нарушений северо-западного простирания выделяется группа, которую, по нашему мнению, можно отнести к разрывам наиболее древнего заложения. Эти разрывы фиксируются по линейным зонам повышенной гранитизации и мигматизации, подчеркнуты линейно вытянутыми телами архейских гранито-гнейсов с порфировой структурой, зонами очковых гнейсов шириной 200—400 м. Часть этих нарушений, изучавшаяся нами в бассейне р. Оки, представляет собой сбросо-сдвиги или взбросо-сдвиги, в большинстве левые, с крутым падением плоскости сместителя. По-видимому, уже в верхнем архее эти зоны существовали как линейно вытянутые полосы повышенной проницаемости, в которых особенно интенсивно шли процессы гранитизации и мигматизации.

Гораздо шире развиты северо-западные разрывы, в которых не удается установить связи с процессами, протекающими в архее. Зоны, сеть которых сгущается при движении на северо-запад, контролируют размещение разнообразных, преимущественно протерозойских гранитоидов. Эти разрывы, как и зоны древнейшего заложения, характеризуются присутствием разнообразных дайковых комплексов, милонитизацией и катакла-

зом пород, развитием процессов хлоритизации, эпидотизации, окварцевания. Основная их масса, по-видимому, заложилась в нижнем протерозое и в дальнейшем, развиваясь по типу левых сдвигов, взбросо-сдвигов и сбросо-сдвигов, неоднократно «подновлялась».

Отметим несколько наиболее крупных разрывов северо-западной ориентировки.

Урикско-Таггинский разлом и междуречье Ока — Онот разграничивают два частных блока, удлинённых в северо-западном направлении, сложенных разными по составу толщами и различных в отношении морфологии складок (см. рис. 30). По генетическому типу он представляет собой сбросо-сдвиг, плоскость сместителя которого круто (под углом $60-75^\circ$) наклонена то к юго-западу, то к северо-востоку. Разлом дает крупные ответвления, сопровождается системами оперяющих трещин. Изучение морфологии разрыва в процессе геологосъемочных работ, проведенное А. М. Скарюкиным, с применением метода поясов В. Н. Даниловича (1961) подтверждает представления о сдвиговой природе нарушения и показывает, что это, по существу, не линия, а обладающая значительной шириной линейно вытянутая зона. По-видимому, заложение этого разрыва относится к нижнему протерозою. Основными этапами активизации зоны следует считать верхнепротерозойский (внедрение пироксенитов так называемого ильчирского комплекса, позднее преобразованных в серпентиниты и тальк-хлорит-актинолитовые сланцы), каледонский (внедрение диабазовых даек) и более поздние этапы (образование брекчий и катаклизитов по диабазам).

Точерский разлом, отделяющий протерозойские толщи Урикско-Ийского грабена от архея Шарыжалгайского блока, является, как и Урикско-Таггинский, крупной ветвью глубинного Главного Саянского разлома. Плоскость сместителя Точерского разлома, по данным наблюдений в бассейне р. Оки, падает на юго-запад ($230-250^\circ$) под крутыми углами в $60-70^\circ$.

На основании анализа трещиноватости, проведенного южнее, в бассейнах рек Большой Белой, Урика, Онота, С. П. Плешанов, А. М. Скарюкин, А. Я. Колтун и другие исследователи приходят к аналогичному выводу и считают, что движения по разлому имели характер сбросо-сдвига.

В бассейне р. Оки зона Точерского разлома характеризуется предельным сгущением мелких сколовых трещин северо-западного простирания, как правило, параллельных гнейсовидности архейских пород. На многочисленных зеркалах скольжения наблюдались штрихи и борозды, свидетельствующие о взбросо-сдвиговых и сбросо-сдвиговых движениях. По системам северо-восточных и субмеридиональных трещин также в большинстве случаев фиксировались лево- и реже правосдвиговые движения, что, однако, не противоречит представлению А. Я. Колтуна и других о заложении этих систем в связи с отрывом. Полевыми наблюдениями установлены сопряженные системы сколовых трещин северо-западного и субмеридионального простирания, обязанные своим происхождением общим активным усилиям. Это позволяет предпринять попытку восстановления поля тектонических напряжений для соответствующего этапа деформации (см. рис. 29, е). На диаграмме, построенной по методу М. В. Гзовского (1963), линия пересечения плоскостей, отвечающих сопряженным системам трещин, является осью алгебраически средних напряжений σ_2 с координатами выхода на сферу: азимут падения 30° , угол 72° ; ось алгебраически максимальных напряжений σ_1 совпадает с биссектрисой острого угла между плоскостями, а ось алгебраически минимальных напряжений σ_3 является биссектрисой тупого угла, поскольку деформация сопровождается «размягчением» Шарыжалгайского блока, перестройкой складчатости и, следовательно, является пластической. Координаты оси σ_1 — азимут падения 155° , угол 10° ; оси σ_3 — азимут падения 246° , угол 13° .

Полученные результаты хорошо согласуются с выводами, полученными путем анализа складчатости (см. выше).

По данным геологических съемок, Точерский разлом косо срезает слоистость и сланцеватость различных свит Урикско-Ийского грабена, породы которых в зоне нарушения испытали интенсивный катаклаз и милонитизацию. По другую сторону от главной линии сместителя архейские породы даже в значительном удалении от разлома превращены в бласто-милониты, среди которых только в реликтах сохранились нормальные гнейсы.

Заложение Точерского разлома относится, по-видимому, к верхнему архею — нижнему протерозою, с последующими этапами активизации, аналогичными тем, которые испытал Урикско-Тагнинский разлом.

Присаянский (Передовой) разлом представляет собой взброс, переходящий в надвиг, по которому архейские породы надвинуты на осадочные образования платформенного чехла. Он имеет древнее, возможно, архейское заложение, его проникновение на большую глубину доказано геофизическими исследованиями (Егоров, 1971). По этой линии неоднократно возобновлялись тектонические подвижки. На отдельных участках разлом отчетливо выражен в рельефе, повсюду он сопровождался полосами катаклазитов и милонитов по архейским породам шириной 100—200 м. В отложениях платформенного чехла наблюдаются приразломные флексуорообразные складки.

Полевые наблюдения, а также данные изучения трещиноватости в гранито-гнейсах китойского комплекса (А. М. Скарюкин и другие) приводят к выводу, что плоскость сместителя Присаянского разлома наклонена к западу под углом 35—40°. Движения по плоскости сместителя происходили главным образом вдоль линии юго-запад — северо-восток, с перемещением масс пород в основном к северо-востоку.

Системы разрывных нарушений субмеридионального простирания включают группу древних разломов, возможно, архейского или нижнепротерозойского заложения, сопряженных с разрывами северо-западного простирания. Другая их часть, по-видимому, относится к более молодой по возрасту группе: в бассейнах рек Оют, Урик, Ерма эти нарушения часто подчеркиваются дайками диабазов. Тот факт, что дайки диабазов в центральной и северо-западной частях Шарыжалгайского блока часто приурочены к субмеридиональным и северо-западным трещинам и вне зон разломов имеют, как правило, аналогичные простирания, заставляет думать, что часть соответствующих нарушений, возможно, заложена в связи с каледонским этапом активизации. По данным геологосъемочных работ, разрывы субмеридионального простирания часто смещают или обрезают нарушения северо-западного направления.

Наши наблюдения в бассейне р. Оки, материалы А. М. Скарюкина по участку левобережья р. Ермы и другие данные позволяют сделать вывод, что основными движениями по субмеридиональной системе разрывов были левосдвиговые, часто со взбросовой или сбросовой составляющей. В большинстве случаев плоскости сместителей этих нарушений наклонены к западу под углами 40—65°.

Разрывные нарушения северо-восточного простирания распространены повсеместно, но сеть их менее густа по сравнению с нарушениями двух предыдущих систем. Часть этих разрывов, несомненно, древнего заложения. Наблюдались сопряженные трещины северо-восточного и северо-западного простираний. Другая, возможно, большая часть северо-восточных разрывов заложилась и «подновлялась» в нижнем палеозое. Это подтверждается фактами дробления и хлоритизации диабазов так называемого нерсинского комплекса, внедрение которых большинством исследователей связывается с нижнекембрийским этапом активной жизни зон северо-восточных взбросо-сдвигов. Плоскости сместителей этой группы разрывов чаще всего наклонены к северо-западу под средними или крутыми углами.

Таким образом, если резюмировать все вышеизложенное и использовать данные, полученные ранее на хорошо обнаженном разрезе у оз. Байкал, история развития структуры северо-западной и центральной частей Шарыжалгайского блока представляется в следующем виде.

В архее, по всей вероятности, на всей территории блока формировались крупные, диаметром в десятки километров, пологие, изометричные или слегка вытянутые на северо-запад складки, местами осложненные мелкими изометричными формами. Ядра этих складок сложены чернокинтами и чарнокитизированными гнейсами. Рост складок происходил одновременно с метаморфизмом пород в гранулитовой фации и чарнокитизацией. В формировании складок основную роль играли процессы глубинного диапиризма. В пологие куполовидные складки деформировались толщи, уже претерпевшие до этого сложную, напряженную, чаще всего изоклинальную складчатость. Не исключено, что эта складчатость создана на ранних фазах этапа куполообразования, теми же радиальными усилиями, связанными с воздымающимися глубинными диапирами и трансформированными в верхних структурных этажах в тангенциальные.

В центральной и северо-западной частях блока эти крупные пологие складки сохранились лишь в виде реликтов. Более или менее достоверное восстановление поля тектонических напряжений этого этапа для северо-западных районов блока возможно лишь на основе проведения аналогии с юго-западными участками (см. выше). Главную роль в формировании складчатости играли радиальные силы.

В верхнем архее, в связи с регрессивным метаморфизмом амфиболитовой фации и гранитизацией, на всей площади Шарыжалгайского блока формировались мелкие, диаметром в сотни метров и первые километры, куполовидные складки, в плане изометричные или слегка вытянутые к северу и северо-западу. Их активные в тектоническом отношении ядра, создавшие субвертикальные и трансформированные из них субгоризонтальные усилия вследствие эффекта инверсии плотностей, сложены как ремобилизованными чарнокитами, так и (в большинстве случаев) гранитами, гранито-гнейсами и лейкократовыми гнейсами. Описываемые мелкие гранито-гнейсовые купола осложняют преимущественно своды и крылья крупных пологих куполовидных складок.

В связи с тем, что складчатость центральной и северо-западной частей Шарыжалгайского блока претерпела впоследствии значительную переориентировку, восстановление поля тектонических напряжений этапа повторного куполообразования вряд ли возможно с достоверностью. Следует, по-видимому, вновь прибегнуть к сопоставлению с юго-восточными районами.

Главные отличия между юго-востоком блока, с одной стороны, и северо-западом, с другой, обусловлены различиями в протерозойской истории этих районов.

Вся территория, ограниченная на юго-востоке Китайским разломом, а на северо-западе долиной р. Оки, начиная с раннего протерозоя подвергалась интенсивному сжатию вдоль линии юго-запад — северо-восток (простираение 240—260°), причем интенсивность сжатия возрастала к северо-западу. Одновременный приток тепла обеспечил новое «размягчение» большей части блока на всю его ширину. Ориентированные в указанном направлении активные тектонические усилия обусловили оформление разломов, заложенных в архее, но до этого существовавших в виде зон повышенной проницаемости с аномально высоким притоком тепла, заложение многочисленных новых разрывов с переориентировкой вокруг них гнейсовидности архейских пород, смещение масс вдоль многочисленных мелких и крупных плоскостей запад-северо-западной ориентировки, определяемое как левый сдвиг. В результате архейская складчатая структура оказалась перестроенной и на больших площадях переориентированной; отдельные, ранее изометричные складки — вытянутыми и «при-

способленными» к простиранию наиболее крупных зон разломов. В целом оси складок северо-западной и центральной частей блока образуют «сигмоиду» с наиболее явными подворотами осей у Главного Саянского разлома (см. рис. 30).

Юго-восточная часть Шарыжалгайского блока, т. е. территория, заключенная между Китайским разломом на северо-западе и побережьем оз. Байкал на юго-востоке, развивалась в раннем протерозое существенно иначе, с преобладанием унаследованных вертикальных напряжений, обусловивших рост крупных и мелких куполовидных складок в «жестком» состоянии, заложение в их пределах «вееров» разрывов и трещин, внедрение даек и жил. Юго-восточные районы также неоднократно испытывали сжатие, направленное вдоль линии юго-запад — северо-восток, но это сжатие было слабым и смогло привести лишь к изменениям в распределении главных напряжений в процессе роста куполов, к усилению асимметрии куполовидных складок и, возможно, напряженности складчатости в краевых частях блока (см. рис. 20). Возможно, некоторые крупные куполовидные складки юго-востока получили в это время слабое вторичное удлинение к северо-западу. Однако переориентировки складчатости в той степени, как это наблюдается в центральных и северо-западных районах блока, на юго-востоке не произошло, исключая лишь полосу, прилежащую к зоне Главного Саянского разлома. Причины этого, скорее всего, кроются в наличии древнего Китайского разлома, сыгравшего принципиальную роль в развитии шарыжалгайского комплекса. В зоне этого разрыва происходила, по всей вероятности, «разрядка» напряжений, обусловивших сжатие и левосдвиговые смещения в пределах центральных и в особенности северо-западных районов Шарыжалгайского блока. Вследствие такой разрядки, древняя архейская структура юго-восточной окраины блока не подверглась существенной перестройке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований вкратце сводятся к следующему.

1. Детально изучена морфология складок и разрывов внутри Шарыжалгайского блока по разрезу порт Байкал — пос. Култук. Выяснен механизм формирования складок в глубокометаморфизованной гранитизированной архейской толще на основе изучения малых структурных форм и показано, что мелкие куполовидные формы представляют собой структуры диапирического внедрения активных гранитизированных ядер. Описанные ранее (Крылов, Шафеев, 1969) «зоны смятия» интерпретируются как межкупольные синклинали, где породы претерпели интенсивное боковое сжатие. На основании изучения мелких куполовидных складок выделены гранито-гнейсовые поднятия первого порядка шириной в первые десятки километров. Показано, что процесс куполообразования проходил в два этапа и накладывался на более раннюю, преимущественно изоклинальную складчатость.

2. Сделана попытка классифицировать разрывные нарушения Шарыжалгайского блока и охарактеризовать отдельные группы, различающиеся по генетическому типу, возрасту, условиям формирования. Приведены доказательства того, что значительная часть разрывов генетически связана со складчатостью. Показано, что веерообразное расположение крупных разрывов обусловлено заложением их как трещин отрыва в связи с ростом крупных гранито-гнейсовых куполовидных поднятий первого порядка в обстановке слабого сжатия блока.

3. Предпринята попытка на основе кинематического анализа выявить общую направленность процессов деформации в юго-восточной части Шарыжалгайского блока и восстановить поля тектонических напряжений для ранних этапов геологической истории. Выяснено, что главные активные тектонические усилия были в течение длительного времени ориентированы субвертикально, а дополнительные, меньшие по абсолютной величине усилия, в это время сохраняли постоянную ориентировку вдоль линии юго-запад — северо-восток.

4. Рассмотрены некоторые особенности поведения «жесткого» и внутренне неоднородного архейского гранитизированного блока в полях тектонических напряжений послепермского времени. Показано, что характер постархейских деформаций во многом предопределяется особенностями древней архейской структуры. В частности, гранитизированные ядра куполовидных складок ведут себя в послепермское время как «жесткие» упоры, а межкупольные пространства — как ослабленные зоны, испытывающие наиболее интенсивное дробление.

5. На основе полевых наблюдений и анализа материалов детального геологического картирования показано, что характерные особенности внутренней структуры Шарыжалгайского блока могут быть объяснены его положением в зоне краевого шва Сибирской платформы. Различия в стиле складчатости северо-западных и юго-восточных районов блока связаны со специфическим развитием северо-запада в протерозое, когда древняя складчатость была здесь «переработана» в процессе левосдвиговых движений по Главному Саянскому разлому и по другим разрывам, представляющим собой крупные «ветви» краевого шва Сибирской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В.** Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. М. Изд-во АН СССР, 1952. 145 с. (Труды Геофиз. ин-та, вып. 17(144)).
- Белоусов В. В.** Некоторые вопросы глубинной тектоники.— «Вестник МГУ. Геология», 1960, № 5, с. 3—12.
- Белоусов В. В.** Основные вопросы геотектоники. Изд. 2. М., Гостеолтехиздат, 1962. 608 с.
- Белоусов В. В.** Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 123 с.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В.** Экспериментальная тектоника. М., «Недра», 1964. 118 с.
- Белоусов В. В., Черткова Е. И., Эз В. В.** Моделирование складчатости в условиях продольного изгиба.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1955, т. 30, вып. 5, с. 117—124.
- Берзин Н. А.** Зона главного разлома Восточного Саяна. М., «Наука», 1967. 147 с.
- Болк Р.** Структурные особенности изверженных горных пород. М.—Л., Гостеол-издат, 1946.
- Бузиков И. П., Крылов И. Н., Митрофанов Ф. П., Никитина Л. П., Хильтова В. Я.** Основные черты развития Восточно-Саянской подвижной области.— «Труды ЛАГЕД АН СССР», Л., 1964, вып. 19, с. 117—125.
- Герлинг Э. К., Варшавская Э. С.** Определение возраста пород Опотско-Бельской и Присаянской зон Восточного Саяна рубидий-стронциевым изохронным методом.— «Геохимия», 1966, № 6, с. 627—634.
- Гзовский М. В.** Тектонические поля напряжений.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1954, № 5, с. 390—410.
- Гзовский М. В.** Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М., Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.
- Грабкин О. В.** К вопросу о внутреннем строении и условиях формирования Нижне-Тимптонского купола на Алданском щите.— «Вестник МГУ. Серия геол.», 1965, № 1, с. 36—44.
- Грабкин О. В.** Некоторые особенности складчатости гранитизированных толщ на примере иенгской серии (Алданский щит) и беломорской серии (Балтийский щит).— Автореф. канд. дис. М., 1965. 16 с.
- Грабкин О. В., Мельников А. И.** Разрывные нарушения юго-восточной части Шарыжалгайского блока и их взаимоотношение со складчатой структурой.— В кн.: Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 72—76.
- Громин В. И.** Малые структурные формы и палеореологические реконструкции (на примере Восточного Забайкалья). М., «Наука», 1970. 142 с. (Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 109).
- Данилович В. Н.** Новые данные об Ангарском надвиге.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1949, № 4, с. 69—77.
- Данилович В. Н.** Некоторые структурные элементы южной окраины Иркутского амфитеатра.— «Труды Иркутск. горно-металлург. ин-та. Серия геол.», Иркутск, 1956, вып. 10, с. 3—47.
- Данилович В. Н.** Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями (методическое руководство). Иркутск, 1961. 46 с.
- Данилович В. Н.** Аркогенный тип надвигов.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 2, с. 3—11.
- Дук В. Л.** Складки зоны ультраметаморфизма. Северная часть Северо-Западного Беломорья. Л., «Наука», 1967. 83 с.
- Егоров Ю. И.** О тектонической структуре Саяно-Байкальского складчатого обрамления юга Сибирской платформы по геофизическим данным.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 4. М., «Наука», 1970, с. 16—21.
- Егоров Ю. И.** Элементы структуры зоны сочленения Сибирской платформы с Саяно-Байкальской складчатой областью в свете геофизических данных.— Автореф. канд. дис. Иркутск, 1971. 23 с.

- Елизарьев Ю. З. К стратиграфии шарыжалгайского комплекса Юго-Западного Прибайкалья. — «Труды ВСЕГЕИ», Л., 1959, вып. 2, с. 21—34.
- Елизарьев Ю. З. К стратиграфии архея Юго-Западного Прибайкалья. — В кн.: Геология и петрология докембрия. Иркутск, 1962а, с. 147—151. (Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Серия геол., вып. 5).
- Елизарьев Ю. З. Древние конгломераты Китайских Альп. — В кн.: Геология и петрология докембрия. Иркутск, 1962б, с. 163—167. (Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Серия геол., вып. 5).
- Елизарьев Ю. З. Особенности раннего докембрия Прибайкалья и Восточного Саяна. — «Геол. и геофиз.», 1964, № 3, с. 47—57.
- Елизарьев Ю. З., Рожковский В. И., Степанченко Ю. Н. Докембрий р. Большой Жидой. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Вып. 5. Иркутск, 1959, с. 5—15.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., «Недра», 1963. 428 с.
- Елисеев Н. А. Основы структурной петрологии. Л., «Наука», 1967. 258 с.
- Замараев С. М. Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и нижнем палеозое. — «Геол. и геофиз.», 1961, № 11, с. 30—39.
- Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1967. 248 с.
- Замараев С. М., Мазукабзов А. М., Рязанов Г. В., Селько А. И., Васильев Е. П., Грабкин О. В. Древняя структура земной коры Восточной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1975. 185 с.
- Каляев Г. И. Проблема связи гранитного магматизма и складчатости фундамента. — «Геотектоника», 1970, № 1, с. 16—29.
- Коленко Б. З. Петрографические эскизы. Породы обнажений на Кругобайкальской ж. д. между ст. Байкал и Култук. I. Перидотит Крутой Губы. 1923, с. 231—288. (Записки Российск. минералог. об-ва, вып. 51).
- Коленко Б. З. Петрографические эскизы. Кордиеритовые гранулиты и келифитовая структура. — «Труды Ин-та прикладн. минералогии», М., 1926, вып. 24, с. 3—31.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967. 298 с.
- Крылов И. Н. Структурный контроль процессов гранитообразования в архейском комплексе Юго-Западного Прибайкалья. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970, с. 165—172.
- Крылов И. Н., Шафеев А. А. Особенности геологического строения поля развития шарыжалгайской серии пород в Юго-Западном Прибайкалье. — В кн.: Геология Прибайкалья. Иркутск, 1969, с. 30—41.
- Крылова М. Д., Седова И. С., Крылов И. Н., Глебовицкий С. С., Галибин В. А. Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири). Л., «Наука», 1972. 180 с.
- Кузнецов Б. И. Значение будинажа для оценки интенсивности тектонических деформаций (на примере беломорского комплекса). — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 7, с. 36—44.
- Любимова Е. А. Термическая история и температура Земли. — «Бюл. МОИП, нов. серия, отд. геол.», 1958, т. 33, вып. 4, с. 39—49.
- Меннерт К. Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ, 1963. 152 с.
- Милеев В. С. Будинаж как индикатор интенсивности и условий складкообразования. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 2, с. 418—421.
- Миллер Ю. В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. — «Геотектоника», 1973, № 5, с. 83—93.
- Наумов В. А. Морфология и эволюция краевого шва Сибирской платформы. Северо-Байкальское нагорье. Иркутск, Вост.-Сиб. изд-во, 1974. 142 с.
- Никитина Л. П. Стратиграфия и геохронология Присяянской зоны. Л., 1964, с. 135—141. (Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 18).
- Никитина Л. П. Метаморфизм Присяянской и Олотско-Бельской зон. Л., 1964, с. 228—254. (Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 18).
- Обручев В. А. Геология Сибири. Т. I—III. М.—Л., 1935—1938.
- Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны. — «Докл. АН СССР», 1949, т. 68, № 5—6, с. 905—908.
- Одинцов М. М., Флоренсов Н. А., Хренов П. М. О размещении полезных ископаемых в геологических структурах юга Восточной Сибири. Иркутск, 1958, с. 3—36. (Труды Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР. Серия геол., вып. 14).
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. М., Изд-во АН СССР, 1948. 174 с. (Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 99).
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1956, № 10, с. 3—12.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — В кн.: Геология и петрология докембрия. Иркутск, 1962, с. 77—108. (Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Серия геол., вып. 5).
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964, с. 7—14.

- Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 5, с. 23—39.
- Павловский Е. В., Ескин А. С. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. М., «Наука», 1964. 128 с.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о неоплатитности развития земной коры).— «Труды ГИН АН СССР», М., 1963, вып. 93, с. 9—53.
- Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., «Наука», 1967. 144 с.
- Платтен Г. фон. Экспериментальные исследования анатексиса и генезис мигматитов.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 211—226.
- Прокофьев А. А. Стратиграфия и тектоника архея бассейнов рек Китою и Иркутта (Юго-Восточное Присаянье).— В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск, 1971, с. 99—111.
- Пэк А. В. О современном состоянии методики микроструктурного анализа.— В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 248—257.
- Рабкин М. И. Докембрий Анабарского щита.— В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960, с. 69—76.
- Свитальский Н. П. Анортозитовые породы и пироксеновые кристаллические сланцы Юго-Западного Прибайкалья.— «Изв. геологического комитета», 1915, т. 34, № 9, с. 999—1043.
- Свитальский Н. П. Геологические исследования в Юго-Западном Прибайкалье. (Предварительный отчет).— «Изв. геол. комитета», 1916, т. 35, № 4, с. 787—805.
- Свитальский Н. П. О некоторых видах кристаллических сланцев Забайкалья и Южного Прибайкалья.— «Записки Всес. минералог. об-ва», 1924, т. 53, вып. 1, с. 142—192.
- Ситтер Л. У. де. Структурная геология. М., ИЛ, 1960. 463 с.
- Смирнов А. Д., Недумов И. Б., Булдаков В. В. Рифейские структуры Восточного Саяна и положение в них пегматитовых полей. М., Изд-во АН СССР, 1963. 154 с.
- Соботович Э. В., Граценко С. М., Ловцюс А. В. Возраст пород шарыжалгайской серии (Байкальская глыба).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 9, с. 28—41.
- Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических породах архея. М., Изд-во АН СССР, 1952. 141 с. (Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 18 (145)).
- Судовиков Н. Г. Будинаж и его значение в петрологии.— «Труды ЛАГЕД АН СССР», Изд-во АН СССР, 1957, вып. 7, с. 38—73.
- Судовиков Н. Г., Другова Г. М., Крылова М. Д., Михайлов Д. А. Особенности тектонического строения архейских образований Алданского горно-промышленного района.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1962, № 11, с. 95—100.
- Сулов А. И., Тимофеев В. Н., Ковалев Л. В., Яковлев П. Д., Аполлонова Г. Н. Геологическое строение, магматизм и история развития северо-восточной части Восточно-Саянского докембрийского складчатого массива. М., Госгеолтехиздат, 1962. 154 с.
- Тегяев М. М. К геологии Западного Прибайкалья.— В кн.: Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 2. М., 1916. 55 с.
- Тохтуев Г. В. Структуры будинаж и их роль в локализации оруденения. Киев, «Наукова думка», 1967. 215 с.
- Тохтуев Г. В. Закономерности деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах. Киев, «Наукова думка», 1972. 122 с.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960. 237 с.
- Фролова Н. В. О происхождении гранитов архея Восточной Сибири.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1953, № 1, с. 28—37.
- Фролова Н. В. О методике изучения и стратиграфического расчленения архейских образований на примере Восточной Сибири.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 757—770.
- Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири.— В кн.: Геология и петрология докембрия. Иркутск, 1962. с. 13—49. (Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Серия геол., вып. 5).
- Чекановский А. П. Местность у юго-западной оконечности озера Байкал в отношении ее геологического характера.— «Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва», 1870, т. 1.
- Черский И. Д. Отчет о геологических исследованиях береговой полосы озера Байкал.— «Записки Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва», 1886, т. XII.
- Черткова Е. И. Некоторые результаты моделирования тектонических разрывов.— «Изв. АН СССР. Серия геогр. и геофиз.», 1950, № 5, с. 415—420.
- Шафеев А. А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М., «Наука», 1970. 179 с.
- Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— «Геотектоника», 1970, № 4, с. 5—32.

Шерман С. И. Тектонофизические условия формирования структуры Слюдянского флогопитоносного поля.— В кн.: Эндогенное оруденение Прибайкалья. М., «Наука», 1969, с. 78—108.

Шуркин К. А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности.— «Труды ЛАГЕД АН СССР», Л., Изд-во АН СССР, 1957, вып. 7, с. 74—108.

Эз В. В. Особенности методики изучения структуры высокометаморфизованных комплексов.— «Советская геология», 1967, № 11, с. 149—163.

Эз В. В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М., «Наука», 1976. 167 с.

Escola P. The problem of mantled gneiss domes—«Quart. Journ. Geol. Geol. Soc. London», 1949 (1948), v. 104, pt. 4, p. 461—476.

Haller J. Der zentrale metamorphe komplex von N—E Groenland.— «Meddelelser m Grondaland», 1955, T. 1, Bd. 73, N 3, S. 28—59.

Holland J., Lambert R. St. J. Structural regimes and metamorphic facies.— «Tectonophysics», 1969, pt. 7, N 3, p. 197—218.

Wegmann C. Uber diapirismus.— «Bull. comiss. geol. Finland.», 1930, N 92, p. 17—28.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ (рисунки по фотографиям)

Таблица I. Морфологические особенности структур будинажа в шарыжалгайской серии: *a* — будины амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев среди лейкократовых биотит-амфиболовых гнейсов; *b* — будина полосчатых амфиболитов с сохранившимися фрагментами ранних складок; *c* — будинированное тело перидотитов; *г* — четковидные, соединенные «шейками» будины кварца среди меланократовых биотит-амфиболовых гнейсов; *d* — будинированные тела амфиболитов в замках и крыльях мелких складок; *e* — форма одной из будин амфиболитов среди гнейсов.

Таблица II. Дисгармоничные складки в породах шарыжалгайской серии: *a* — в тонкополосчатых биотит-амфиболовых гнейсах; *b* — в мигматизированных амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцах; *c* — в биотит-гранатовых гнейсах; *г* — в послойных мигматитах биотит-гиперстецовых кристаллических сланцев; *d* — в мигматизированных амфиболовых кристаллических сланцах и амфиболитах.

Таблица III. Морфологические разновидности мелких складок в гнейсах и мигматитах шарыжалгайской серии: *a* — серия сжатых, близких к изоклиналильным лежащих складок; *b* — открытые складки, наложенные на узкую изоклиналильную; *c* — сочетание складок с округлыми и острыми «килевидными» замками; *г* — сложный замок длинной лежащей изоклиналильной складки; *d* — сочетание сундучных, килевидных и открытых асимметричных складок.

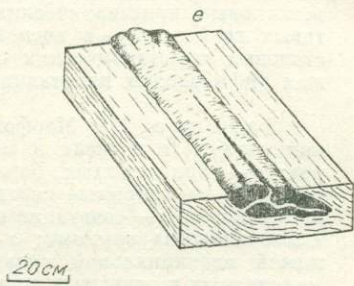
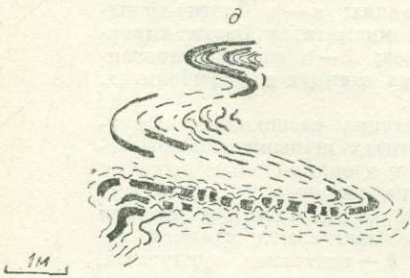
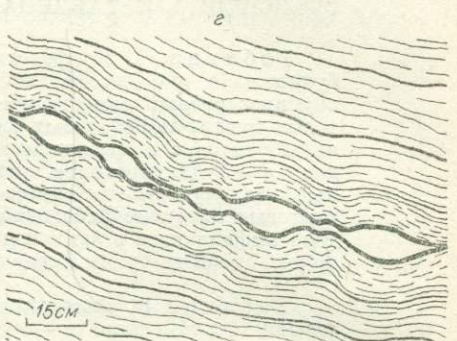
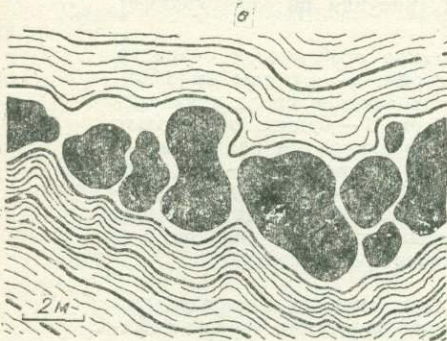
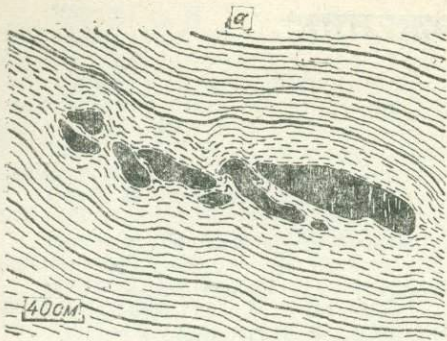


Таблица I

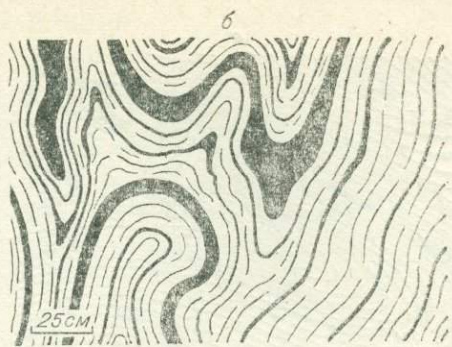
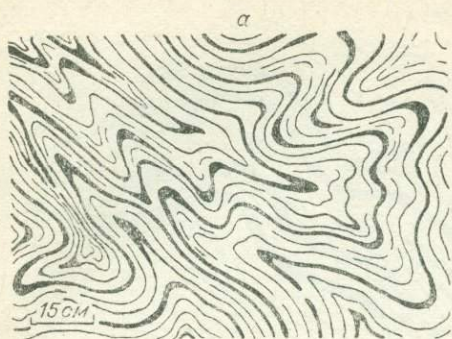


Таблица II

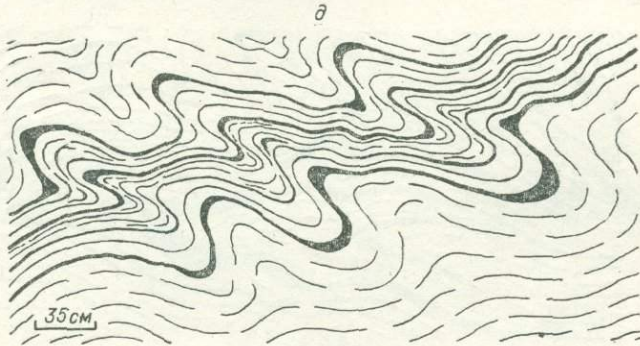
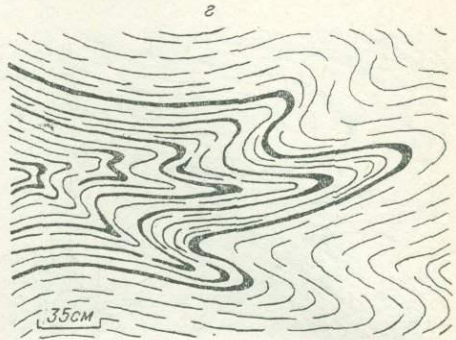
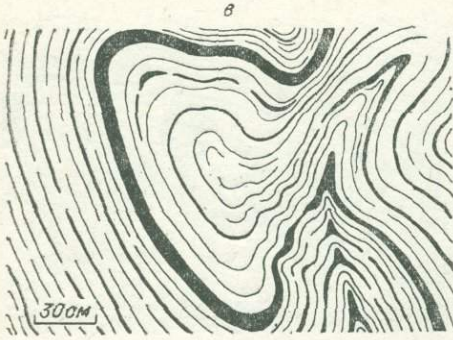
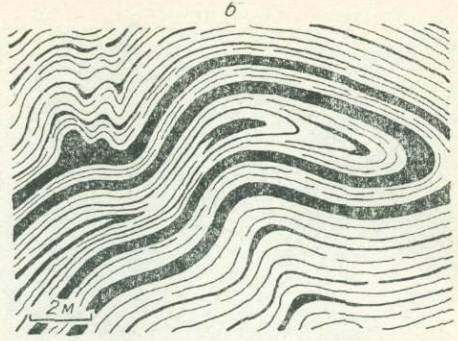
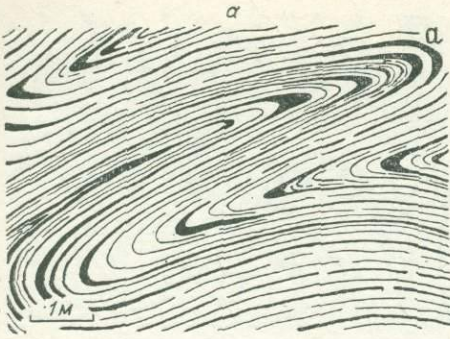


Таблица III

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Общие сведения о структуре Шарыжалгайского блока	5
Геотектоническое положение и границы	—
Развитие представлений о геологии шарыжалгайского комплекса	6
Глава 2. Структура юго-восточной части Шарыжалгайского блока	11
Детальный структурный разрез Шарыжалгайского блока на побережье оз. Байкал	—
Складчатая структура	—
Морфология складок	—
Линейность и шарниры мелких складок	33
Структуры тектонического разлинзования (будинажа)	35
Интерпретация разреза: купола и межкупольные синклинали первого порядка	41
Общие черты строения и истории формирования складчатых форм	42
Разрывные нарушения и тектоническая трещиноватость	45
Общие сведения о разрывных нарушениях юго-восточной части Шарыжалгайского блока	—
О соотношении складчатых и разрывных нарушений	46
Генетические типы разрывов	52
О возрасте разрывных нарушений и тектонической трещиноватости	56
Некоторые закономерности размещения, структурной приуроченности и ориентировки в пространстве постскладчатых разрывов	58
Основные этапы и тектонофизические условия формирования структуры юго-восточной части Шарыжалгайского блока	61
Глава 3. Особенности структурной эволюции Шарыжалгайского блока	75
Морфология складок и процессы структурной перестройки в зоне краевого пьеса Сибирской платформы	76
Заключение	86
Литература	87
Приложение	91

Олег Васильевич Грабкин, Александр Иванович Мельников
СТРУКТУРА ФУНДАМЕНТА
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ЗОНЕ КРАЕВОГО ШВА
(на примере Шарьжалгайского блока)

Ответственный редактор *Семен Матвеевич Замаев*

Утверждено к печати Институтом земной коры СО АН СССР

Редактор издательства *Э. Д. Роскина*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *А. В. Семкова*
Корректоры *Л. А. Щербакова, Р. И. Розенталь*

ИБ № 10468

Сдано в набор 20. 03. 79. Подписано к печати 16.01.80. МН 10309. Формат 70 × 108^{1/16}.
Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 8,4+1 вкл.
Уч.-изд. л. 9. Тираж 1000 экз. Заказ № 461. Цена 1 р. 40 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Цена 1 р. 40 к.

3139