

С. М. СИНИЦА

ГНЕЙСОВЫЕ
КУПОЛА
НЕРЧИНСКОГО
ХРЕБТА
В ВОСТОЧНОМ
ЗАБАЙКАЛЬЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

551.24
552.4

С. М. СИНИЦА

ГНЕЙСОВЫЕ КУПОЛА
НЕРЧИНСКОГО ХРЕБТА
В ВОСТОЧНОМ
ЗАБАЙКАЛЬЕ

Ответственный редактор
канд. геол.-мин. наук *В. И. Шульдинер*

1596
9651



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск·1975



В работе описаны своеобразные псевдоплутоны—куполовидные поднятия гранитов домезозойского основания, которые сопровождаются проявлениями метаморфизма в породах юрского слоистого обрамления и характеризуются конформной относительно последнего внутренней структурой. На основе данных геолого-структурного и петрографического исследований раскрывается характер и ход событий, которые привели к проявлению указанных парадоксальных соотношений. Обсуждается вопрос о характере связи между поднятием куполов и плутоно-метаморфическими явлениями.

Книга рассчитана на геологов и петрографов, интересующихся тектонической стороной плутоно-метаморфических явлений.

ВВЕДЕНИЕ

Структура Восточно-Забайкальской мезозойской складчатой области в качестве главных составных частей включает синклинорные зоны, образованные толщами юры, и разделяющие эти зоны обширные массивы гранитоидов, которые содержат обособленные останцы супракрустальных верхнепротерозойских, ниже- и среднепалеозойских пород. Соотношение этих структурных элементов в ряде районов, в частности в районе Нерчинского хребта, характеризуется наличием в юрских отложениях признаков метаморфизма, вопрос о природе которого является дискуссионным. В ходе дискуссии предлагались две точки зрения. Согласно одной из них, метаморфизм в юре свидетельствует о том, что указанные массивы в значительной мере, если не целиком, представляют собой юрские плутоны (Музылев, 1932; Билибин, 1953; и др.). Согласно второй, эти массивы являются выступами домезозойского фундамента, а метаморфизм, маскирующий истинный характер соотношений, обусловлен воздействием небольших мезозойских интрузивов, локализованных по периферии таких выступов вдоль поверхности несогласия (Лучицкий, 1950). К концу 50-х годов вопрос, по мнению большинства исследователей региона, был решен в духе второй гипотезы. Исключение в этом отношении составил лишь Цаган-Олуевский массив в юго-западной части Нерчинского хребта. Значительные размеры метаморфического ореола вокруг этого массива и высокая степень метаморфизма побуждали геологов применительно к нему отдавать предпочтение первой гипотезе (Козеренко, 1956; Шталь, 1958; «Интрузивные комплексы...», 1964). Однако в свете полученных к тому времени данных о характере мезозойских гранитных интрузивов Восточного Забайкалья Цаган-Олуевский массив по своим значительным размерам и отчетливой связи с пликвативной структурой выглядел среди них необычно и поэтому был подвергнут специальному изучению. Изучение проводилось на основе геологического картирования в масштабах 1 : 50 000 — 1 : 200 000 с использованием геолого-структурных и петрографических методов. Оно позволило установить, что в приложении к Цаган-Олуевскому массиву обе отмеченные гипотезы не являются

взаимоисключающими, поскольку он, обнаруживая принадлежность значительной части слагающих его пород к фундаменту, в то же время несет черты молодого сравнительно с обрамляющими толщами плутона и в целом представляет собой геологическое образование особого рода — аналогичное тем псевдоплутонам, которые были выделены П. Е. Эскола (Eskola, 1949) под названием окаймленных гнейсовых куполов. Наблюдения, выполненные впоследствии в центральной и северо-восточной частях Нерчинского хребта, показали, что и здесь массивы гнейсовидных гранитоидных пород относятся к тому же типу структурных форм. Цаган-Олуевский массив, однако, как «ключевой» для решения проблемы, был изучен и описывается в публикуемой работе наиболее подробно.

В ходе исследований и при написании работы автор пользовался советами и консультациями В. В. Белоусова, В. Б. Василенко, М. В. Гзовского, В. И. Громина, Ю. А. Зорина, Л. И. Красного, И. В. Лучицкого, А. Ф. Мушников, И. Г. Рутштейна, А. М. Смирнова, В. С. Соболева, В. В. Старченко, В. И. Шульдинера, которым, как и многим другим геологам, с кем автор обсуждал занимавшие его вопросы, он выражает глубокую признательность. Автор также благодарит Л. Д. Зорину (Кайдаш) и А. В. Невскую, принимавших участие в полевых исследованиях, на основе которых написана настоящая работа, М. Н. Химку и К. К. Анашкину, которые делились с автором своими данными и соображениями, относящимися к геологии описываемого района.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА НЕРЧИНСКОГО ХРЕБТА

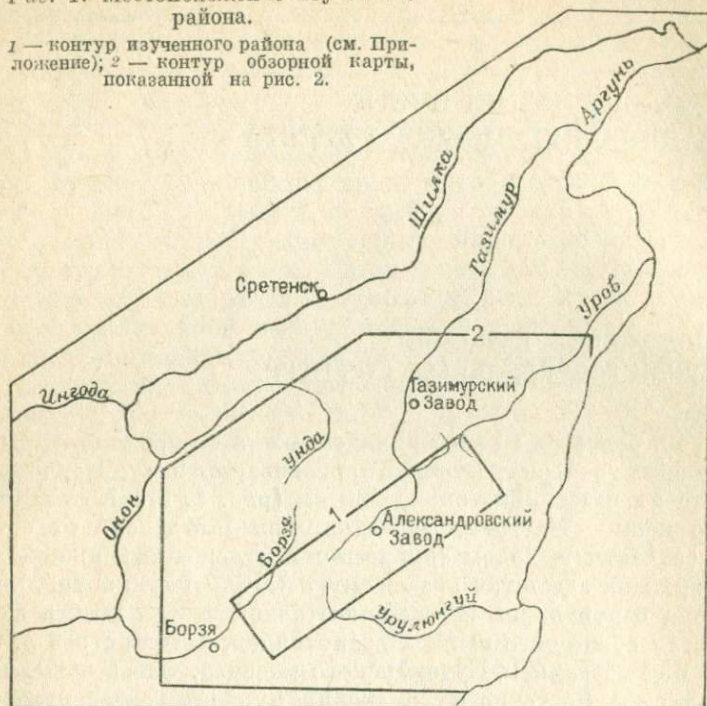
ПОЛОЖЕНИЕ КУПОЛОВ СРЕДИ СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРУКТУР

Цепь более или менее удлиненных в северо-восточном направлении гнейсовых куполов протягивается вдоль Нерчинского хребта на расстояние около 200 км (рис. 1, 2). Юго-западное звено цепи — Цаган-Олуевский купол — отделено от остальной ее части выходом терригенных отложений нижней юры, образующих здесь так называемую Алгачинскую антиклиналь. Купола центральной и северо-восточной частей хребта входят в состав обширного выхода гранитоидов, известного в литературе под названием Кутомарского массива. Здесь выделяются Западно- и Восточно-Кутомарский купола, разделенные грабенообразным понижением, в пределах которого развиты вулканогенные и терригенные образования верхней юры. Крайний северо-восточный фрагмент цепи в верховьях р. Уров выделен по предварительным данным; автором он не изучался и в настоящей работе не описан. В последнее время появились основания предполагать, что цепь куполов протягивается далее к северо-востоку, в междуречье Газимура и Урова. Данные о куполах этого района, однако, слишком скудны, чтобы о структурах можно было бы судить сколько-нибудь определенно.

С северо-запада, со стороны внутренней части Шилка-Аргунского междуречья, к цепи куполов примыкает Борзинско-Газимурский синклинорий, входящий в систему структур центральной зоны Восточно-Забайкальской складчатой области (Козеренко, 1956; Козеренко, Старченко, 1961). В части, сопряженной с Цаган-Олуевским куполом, ширина синклинория 40—50 км. Центр структуры образует широкая слабоудлиненная синклиналь, в ядре которой обнажена мощная (1500—2500 м) толща среднеюрских континентальных конгломератов. Слои этих пород большей частью залегают полого и лишь местами осложнены крутыми антиклинальными перегибами. На крыльях синклинория выходят терригенные толщи нижней

Рис. 1. Местоположение изученного района.

1 — контур изученного района (см. Приложение); 2 — контур обзорной карты, показанной на рис. 2.



юры. На северо-западном крыле и северо-восточном замыкании синклиория они представлены преимущественно мелко- и тонкообломочными морскими отложениями, а на юго-восточном крыле — более грубозернистыми прибрежными. Суммарная мощность толщ лейаса варьирует от 2200 до 4000 м. Они образуют как линейные, так и брахиальные складки разных порядков. В верховьях р. Газимур ось Борзинско-Газимурского синклиория испытывает воздымание, вследствие чего его северо-восточное продолжение резко сужается. Складчатая структура, образованная здесь толщами нижней юры, нарушена многочисленными продольными и поперечными разломами, что обуславливает мозаичное строение этой части синклиория.

К юго-востоку от гранитных массивов Нерчинского хребта, в Приаргунье, которое выделяется в качестве краевой зоны Восточно-Забайкальской мезозойской складчатой области (Козеренко, 1956; Мушников, 1968), юрские складки представлены рядом кулисообразно сочетающихся просто построенных синклиналей, образованных преимущественно континентальными терригенными толщами верхов лейаса и доггера. Наиболее крупная из таких синклиналей, Савво-Борзинская, сопряжена

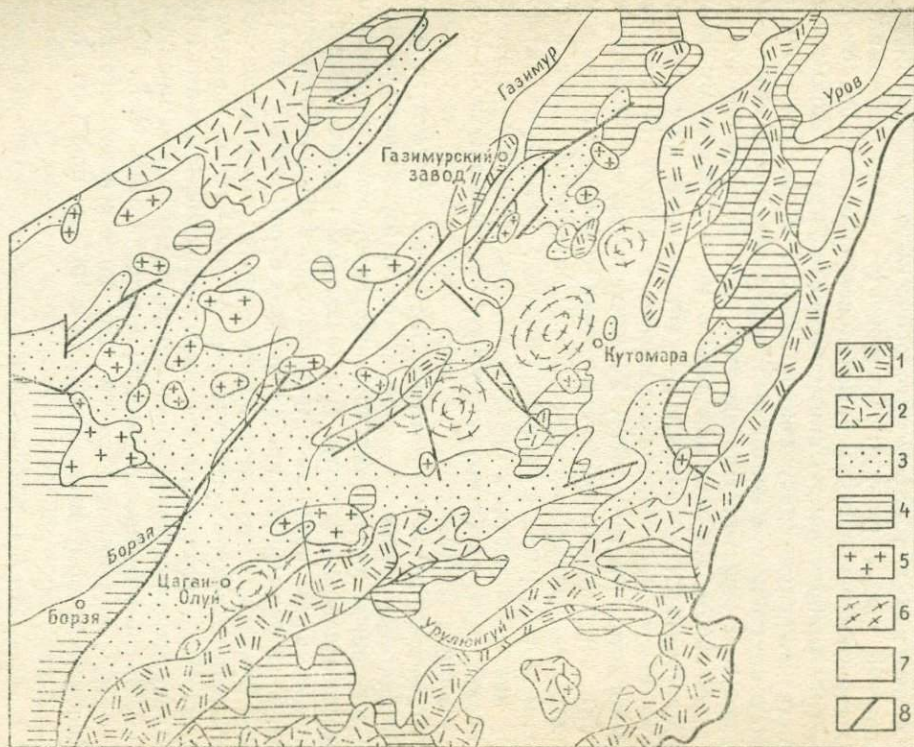


Рис. 2. Схема геологического строения центральной и юго-восточной частей Восточного Забайкалья. Составлена с использованием сводных карт, выполненных под руководством В. Н. Козеренко и В. В. Старченко.

1 — 4 — слоистые комплексы (1 — нижнемеловой, 2 — верхнеюрский, 3 — нижне-среднеюрский, 4 — домезозойские, в основном верхнепротерозойский-нижнепалеозойский); 5 — юрские интрузивные образования, в основном граниты; 6 — гранито-гнейсы куполов Нерчинского хребта; 7 — домезозойские гранитоидные породы, в основном не гнейсированные; 8 — разрывные нарушения.

с упоминавшейся Алгачинской антиклиналью и через нее связана с Борзинско-Газимурским синклинием.

Как в центральной, так и в краевой зонах мезозойд на нижне-среднеюрские структуры наложены разбщенные впадины, выполненные вулканогенно-терригенными образованиями верхней юры и терригенными, частью угленосными отложениями нижнего мела.

СТРУКТУРА СЛОИСТОГО ОБРАМЛЕНИЯ КУПОЛОВ

Основой для расшифровки структуры слоистого обрамления куполов Нерчинского хребта служит разрез, составленный С. А. Музылевым (1932) в районе с. Алгачи. Этот исследователь в составе терригенного комплекса, получившего название алгачинского, выделил четыре литологически четко индивидуализированные свиты (снизу): акатуевскую свиту песчаников, мощностью не менее 500 м*; базановскую свиту конгломератов — 400 м; бохтинскую свиту песчаников — около 1000 м, верхнегазимурскую свиту конгломератов, мощностью 1500 м. Возраст комплекса в целом был определен по растительным остаткам как юрский. Проведенное впоследствии сопоставление прибрежной алгачинской юры с морской юрой смежных районов, охарактеризованной фауной, позволило отнести три нижние свиты алгачинского разреза к лейасу (Мушников, 1968; Мушников и др., 1966). Верхнегазимурская свита, учитывая то, что она перекрывается вулканогенными отложениями верхней юры, датируется догермом. Соотношение свит алгачинской юры в районе стратотипического разреза характеризуется наличием местных несогласий, в частности в основании бохтинской и верхнегазимурской свит (Мушников, 1958; Мушников и др., 1966).

Отложения, развитые к юго-западу от с. Алгачи, в окружении Цаган-Олуевского массива, С. А. Музылев, учитывая преобладание в их составе конгломератов, отнес в основном к верхнегазимурской свите. Лишь местами в контакте с гранитоидами были показаны прерывистые выходы бохтинской свиты. Такая интерпретация структуры обрамления и придала Цаган-Олуевскому массиву вид плутона, интродуцировавшего в отложения юры и уничтожившего нижнюю половину их разреза. Метаморфизованность пород обрамления вблизи Цаган-Олуевского массива делала эту картину весьма правдоподобной, поэтому на протяжении 30 лет после работ С. А. Музылева предложенная им схема не подвергалась ревизии.

Необходимость ревизии возникла в 1960 г., когда Л. Д. Зо-

* Впоследствии А. С. Мушников (1958) уточнил мощность акатуевской свиты в районе с. Алгачи, определив ее в 800—1000 м.

рина (Кайдаш) и автор обнаружили, что к юго-западу от с. Цаган-Олуй, в верховьях пади Эке-Булак, где степень метаморфизма юрских пород менее значительна, чем в других местах по периферии Цаган-Олуевского массива, контакт слоистых пород с гранитоидами имеет седиментационный характер. Пересечение слоистой каймы вкрест простирания показало, что здесь представлен полный, хотя и несколько видоизмененный вследствие фациальных замещений, аналог разреза юры Алгачинского района. Вслед за этим А. Ф. Мушников составил здесь разрез, в котором выделил (снизу): акатуевскую свиту песчаников и алевролитов мощностью 800 м; базановскую свиту конгломератов — около 1000 м; бохтинскую свиту в составе нижней пачки песчаников — 200—300 м, и верхней пачки переслаивания песчаников и конгломератов с постепенным увеличением роли последних вверх по разрезу — 500—700 м; верхнегазимурскую свиту конгломератов мощностью не менее 2500 м.

В дальнейшем автор шаг за шагом проследил свиты юры из района верховьев пади Эке-Булак к северо-востоку, вдоль границы Цаган-Олуевского массива и к юго-западу, в сторону расположенного на продолжении последнего обособленного выхода гранитоидов в районе с. Ключевское. За пределами эке-булакского участка значительная часть пород юры представлена кристаллическими сланцами и мигматитами. Но это не создало непреодолимых затруднений для расчленения, поскольку важнейшие первичные структурно-текстурные особенности осадочных пород в большинстве случаев удавалось распознать даже при наличии в метаморфитах парагенезисов, соответствующих высоким ступеням амфиболитовой фации. Так, в частности, хорошо различаются между собой как по окраске, так и по размерам зерен метаалевропелиты и метасаммиты, что особенно заметно в местах тонкого переслаивания этих пород. Метаконгломераты также в большинстве случаев распознаются легко. Форма галек в них обычно искажена, но различия в степени деформации на разных участках и разнообразии состава включений позволяют узнавать первичную природу последних достаточно уверенно.

Исключая отмеченный выше район верховья пади Эке-Булак, наиболее просто построенным фрагментом обрамления оказался участок, расположенный к юго-западу от него и достигающий окрестностей Ключевского выхода гранитов (Приложение, схема А). Разрывные нарушения здесь немногочисленны, а горизонтальные составляющие смещений по ним в большинстве случаев не превышают первых сотен метров. Это дало возможность там, где позволяли орографические условия, проследить выходы отдельных свит по простиранию. Таким образом, здесь была прослежена большая часть акатуевской и базановской свит, причем последняя непосредственно из

района верховья пади Эке-Булак, где был составлен приведенный выше разрез. Для бохтинской свиты по условиям обнаженности это оказалось возможным лишь на небольшом (около 3 км) отрезке на юго-западном окончании структуры. В остальном интервале ее присутствие зафиксировано в четырех пересечениях. Во всех пересечениях видно, что песчаники в составе бохтинской свиты замещены конгломератами не в меньшей, а местами и в большей степени, чем в эке-булакском разрезе. Поэтому бохтинская свита отделяется от подстилающей и перекрывающей существенно конгломератовых свит с трудом. Тем не менее параллелизация залегающей среди конгломератов богатой песчаниками толщи с бохтинской свитой является достаточно надежной, поскольку повсеместно четко выраженная нижняя граница подстилающей ее базановской конгломератовой свиты, по которой последняя соприкасается с акатуевской песчано-алевролитовой, прослежена, как отмечалось выше, на значительных отрезках между пересечениями непрерывно.

Во всем описанном интервале, как и на его северо-восточном фланге, в верховье пади Эке-Булак, все четыре отмеченные свиты алгачинского терригенного юрского комплекса характеризуются согласными соотношениями. Слои залегают моноклинально, с наклоном под небольшими или умеренными углами к северо-западу, в сторону от гранитоидов и перемежающихся с ними домезозойских супракрустальных пород. Лишь в верховьях пади Эке-Булак все свиты юры, включая и низы верхнегазимурской, круто падают к юго-востоку, в сторону гранитов. Наличие в контакте с гранитами, развитыми на этом участке, базального горизонта и наблюдения следов местного размыва на границах песчаниковых и алевролитовых прослоев в верхних горизонтах акатуевской свиты показывают, что юго-восточное падение юрских свит в данном районе связано с опрокидыванием. Складки высоких порядков для описанного интервала не характерны, но изредка в акатуевской свите отмечались небольшие (с амплитудой в дециметры и первые метры) складки течения, осевые плоскости которых соответствуют сланцеватости, пересекающей слоистость под разными углами.

К северо-востоку от верховья пади Эке-Булак до места, расположенного между верховьями речек Золотая и Бугудей, простой характер строения каймы сохраняется. Пересечения по отрогам Нерчинского хребта, спускающимся к с. Цаган-Олуй, показывают то же чередование песчаниковых и конгломератовых свит, что и в эке-булакском разрезе. Далее к востоку, между верховьями речек Золотая и Кондуй, строение слоистой каймы Цаган-Олуевского массива становится более сложным. Отчасти это обусловлено появлением среди юрских отложений многочисленных гранитных тел, количество которых увели-

чивается к востоку, к верховью р. Кондуй. Эти тела имеют небольшие размеры, но местами они настолько сгущены, что на больших площадях граниты преобладают и затрудняют прослеживание юрских толщ. Однако в пределах таких участков среди гранитов сохраняются хотя и разобщенные, но все же довольно частые выходы осадочных пород. Более серьезное затруднение при расшифровке структуры рассматриваемой части обрамления было связано с тем, что при однообразном северо-западном наклоне слоев последовательность и количество выделенных здесь толщ в ряде пересечений оказались несопоставимыми между собой и отличными от тех, которые были установлены в алгачинском и эке-булакском разрезах. В частности, в пересечениях к северу от с. Тюкавкино (в 20 км к востоку — северо-востоку от с. Цаган-Олуй) одна из двух песчаниковых толщ (та, что непосредственно примыкает к границе массива) редуцирована. В то же время в нескольких километрах к западу от этого участка в пересечении каймы имеется три песчаниковых толщи сопоставимой мощности. Нижнюю из этих толщ удалось проследить в район с. Цаган-Олуй и идентифицировать с акатуевской свитой, так же как и залегающую выше конгломератовую — с базановской. Остальные толщ данного участка проследить за его пределы не удалось, поскольку выяснилось, что он отграничен от сопредельных поперечными разрывными нарушениями. Наряду с последними здесь была установлена серия сближенных продольных нарушений, ограничивающих узкий (несколько сотен метров в ширину) протяженный горст, в котором выходят терригенно-карбонатные доюрские отложения. Указанный горст отделяет акатуевскую и базановскую свиты рассматриваемого пересечения от следующего далее к северу чередования, в котором имеется весь комплекс свит алгачинского (и эке-булакского) разреза. Отдельные фрагменты зоны продольных разрывов прослежены отсюда к востоку до упоминавшегося места в районе с. Тюкавкино, где было констатировано сокращение, а местами и исчезновение акатуевской свиты. Полученные на этом участке данные показали, что и здесь отклонения от стандартной «алгачинской» последовательности толщ обусловлены смещениями последних по разрывным нарушениям. Таким образом, в целом охарактеризованный фрагмент обрамления Цаган-Олуевского массива подобен ранее описанному в том отношении, что он также образован полным алгачинским комплексом, свиты которого залегают моноклинально, простираясь параллельно границе массива. Пликативные нарушения высоких порядков здесь, как и в низовьях пади Эке-Булак, представлены изредка наблюдаемыми складками течения, осевые плоскости которых соответствуют сланцеватости, местами пересекающей слоистость под разными углами. Такие складки отмечены в основном для

акатуевской свиты, в частности в низовье пади Засулан, у с. Тюкавкино.

Далее к северо-востоку, между верховьями рек Кондуй и Бырка, непрерывность юрского слоистого обрамления нарушается. Здесь юрские отложения выходят в обособленных останцах среди обширного поля гранитов, образующих северо-восточную часть Цаган-Олуевского массива. В ряде мест, расположенных в верховье р. Кондуй, в частности в пади Багай, свиты юры, распознаваемые в останцах среди гранитов, залегают без существенных отклонений на простирации аналогичных свит менее насыщенной гранитами части обрамления. В верховьях р. Бырка выходы гранитов резко обрываются и юрский осадочный комплекс вновь появляется в непрерывном залегании, прослеживаясь отсюда в район стратотипического разреза. Юго-восточная окраина Цаган-Олуевского массива скрыта под нижнемеловыми отложениями, вследствие чего юрское обрамление здесь для непосредственного изучения недоступно. Ни одна из скважин, пробуренных у юго-восточной окраины массива для вскрытия отложений верхнего мезозоя и достигших глубины нескольких сотен (до 600) метров, не вскрыла отложений древнее верхней юры.

Юго-западная часть Кутомарского массива, или Западно-Кутомарский купол, облекается терригенными отложениями юры со всех сторон, кроме северо-восточной. Северо-западная часть обрамления, однако, для непосредственного наблюдения почти недоступна, поскольку она скрыта под более молодыми отложениями. На юго-западе, юге и юго-востоке свиты обломочной юры простираются параллельно контакту с гранитоидами, погружаясь в сторону от него под углами от 10—15 до 70—80° (Музылев, 1932; Войновский-Кригер, 1931; Мушников, 1958). Непрерывность оболочки нарушается на двух участках южной зоны обрамления: в центральной части и на восточном фланге. В центре (район с. Пури) свиты юры пересекаются гранодиоритами так называемого Пуринского интрузива (Козеренко, Белоусова, 1954; Козеренко, 1956). В свое время предполагалось (Войновский-Кригер, 1931), что и на востоке, где кутомарские гранитоиды приведены в соприкосновение с третьей снизу (бохтинской) свитой терригенной юры, контакт также является секущим. Однако исследования, проведенные А. Ф. Мушниковым (1958), показали, что исчезновение двух нижних свит связано с постепенным уменьшением их мощности в восточном направлении вплоть до полного выклинивания и обязано, следовательно, условиям седиментации.

Восточно-Кутомарский купол лишен слоистой оболочки. Разобщенные фрагменты юрского терригенного покрова большей частью развиты на значительном удалении от границ купола.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАССИВОВ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД В ЯДРАХ КУПОЛОВ И ИХ КОНТАКТОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ С ПОРОДАМИ СЛОИСТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

В составе Цаган-Олуевского массива выделяется ряд четко индивидуализированных геологических тел, различающихся по размерам, конфигурации, характеру соотношений с окружающими образованиями, составу и структурно-текстурным особенностям слагающих их пород (рис. 3). Ниже дается характеристика каждого из этих тел и рассматриваются основные черты структуры массива в целом.

Ключевский выход. На юго-западном фланге описываемой структуры, к юго-востоку от с. Ключевское, расположен обособленный одноименный выход гранитов площадью около

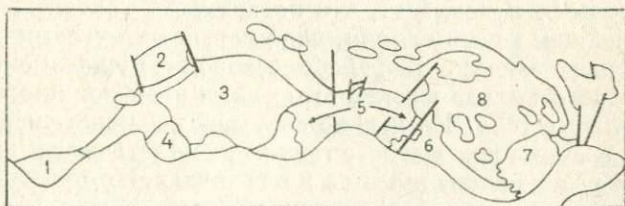


Рис. 3. Строение Цаган-Олуевского массива гранитоидных пород.

Выходы гранитоидов; 1 — Ключевский; 2 — Эке-Булакский; 3 — Алтанганский; 4 — Тут-Халтуйский; 5 — Сухетуйский; 6 — Сухетуй-Могойтуйский; 7 — Ингидырский; 8 — Нарынский (Быркинский).

25 км², выделенный В. Н. Рудневым (1931), который рассматривал его в качестве мезозойского интрузива. Здесь развиты однообразные светлые желтоватые средне-крупнозернистые отчасти порфиroidные граниты, местами обнаруживающие неотчетливую гнейсовидность. Ксенолиты супракристалльных пород среди гранитов редки и не обнаруживают закономерности в своем расположении. Они представлены преимущественно слюдяными сланцами, имеют небольшие размеры (не более первых дециметров в поперечнике) и неправильную форму. У юго-восточной границы выхода выработками вскрыты совершенно неметаморфизованные грубообломочные отложения нижнего мела. Северо-западной границей выхода ключевских гранитов является их контакт с метаморфизованными и большей частью неотчетливо сланцеватыми породами юры. Зона контакта наблюдалась в трех пересечениях, а в ряде интервалов протяженностью до 0,5—1 км, прослеживалась по простиранию.

Во всех случаях незначительные вертикальные размеры коренных выходов не позволили непосредственно изучить контактную поверхность, но полученных данных оказалось достаточно, чтобы судить о ее характере и условиях залегания.

Юрские слои вблизи контакта, как и в удалении от него, залегают моноклинално с падением к северо-западу от гранитов под углом от 20 до 40°. В узкой (не более 10—15 м) полосе, примыкающей к контакту с гранитами, юрские метаалевропсаммиты содержат многочисленные, преимущественно небольшие (несколько сантиметров в поперечнике) включения гранитов, аналогичных ключевским. Степень деформации пород в этом районе, как правило, невелика, и первичная обломочная природа таких включений распознается достаточно уверенно. С удалением от контакта базальные дресвянистые брекчии сменяются обычным для акатуевской свиты чередованием песчаников и алевролитов. Там, где зона контакта прослежена непрерывно, видно, что линия контакта имеет плавный рисунок. Ее поведение в рельефе показывает, что поверхность контакта, подобно вышележащим юрским слоям, под умеренными углами наклонена к северо-западу. В районе северо-восточного окончания Ключевского выхода юрские отложения вмещают многочисленные жильные тела. Последние сложены исключительно пегматитами, граниты ключевского типа в них не встречены. Такие же, но более редкие жилы имеются и в гранитах. Их пространственное размещение как в слоистых породах, так и в гранитах не зависит от положения контакта.

К северо-востоку от Ключевского выхода, между ним и выходами гранитоидов, объединенными С. А. Музылевым в Цаган-Олуевский массив, на протяжении около 10—12 км располагаются выходы супракрустальных пород. Они представлены преимущественно слюдяными, иногда гранат-, ставролит-, или силлиманитсодержащими кристаллическими сланцами, отчасти мраморфизованными карбонатными породами. Слоистость в этих образованиях наблюдалась крайне редко, поэтому расшифровать структуру участка их развития не удалось. Контакт расматриваемых пород с юрскими отложениями большей частью проходит в понижениях рельефа и не обнажен. Он наблюдался лишь в одном месте, в приустьевой части пади Эке-Булак, где в основании юры констатирован горизонт конгломератобрекчий. Слоистость в слюдяных сланцах здесь не видна, а сланцеватость, располагающаяся почти под прямым углом к простиранию контакта, не меняя направления, проходит в отложения юры и, следовательно, является наложенной, юрской. Каких-либо других данных о возрасте отмеченных пород, кроме того, что они перекрываются отложениями юры, в пределах изученного района не получено. С. А. Музылев их, так же как домезозойские породы других выходов в интервале между окрестностями сел Цаган-Олуй и Алгачи, условно да-

тировал палеозоем. В настоящее время домезозойские отложения района по сходству состава сопоставляются с образованиями комплекса, верхние горизонты которого за пределами изученного района охарактеризованы нижнекембрийской фауной (Стецюк, 1965). Исключение составляют породы, выходы которых узкой полосой протягиваются от с. Цаган-Олуй к юго-западу, где эта полоса сливается с описанным участком развития метаморфизованных терригенно-карбонатных отложений. В пределах этой полосы среди слюдяных сланцев встречаются выходы интенсивно метаморфизованных грубообломочных пород, для верхнепротерозойского-нижнекембрийского комплекса не характерных. Породы эти содержат крупные (до 0,5 м в поперечнике), иногда угловатые глыбы кварцитов, реже аплитов и гнейсоподобных гранитоидов. По простираанию они не прослеживаются и, по-видимому, образуют короткие линзовидные тела среди окружающих метапесчаников и метаалевролитов. А. Ф. Мушников, посетивший окрестности с. Цаган-Олуй в сопровождении автора, сообщил, что такие линзы обычны для пермских отложений, развитых в нескольких десятках километров к западу от изученного участка, в районе г. Борзя. Полоса метаморфизованных терригенных пород, включающих линзы валунных конгломерато-брекчий, отделяет Эке-Булакский выход гранитов, расположенный к западу от нее, в верховьях пади Эке-Булак, от Алтанганского (по старому названию с. Цаган-Олуй), расположенного к востоку.

Эке-Булакский выход площадью около 25 км² сложен однообразными крупнозернистыми, зачастую порфировидными гранитами, окрашенными в светлые тона с желтоватыми или серозеленоватыми оттенками. Текстура гранитов преимущественно массивная. Обычно в них заметны следы слабого дробления, выраженные в многочисленных коротких трещинках, по которым иногда фиксируются небольшие смещения. Местами среди гранитов отмечаются узкие (метры и первые десятки метров) и протяженные зоны субмеридионального простираания, в которых признаки дробления и смятия проявлены более отчетливо. Особенно интенсивно деформированы эке-булакские граниты вдоль восточной окраины выхода, где они превращены в бластокатаклазиты с более или менее совершенной сланцеватостью. Характер контакта гранитов с осадочными образованиями здесь в связи с сильной деформированностью пород не распознается. У юго-западной границы Эке-Булакского выхода слюдяные сланцы в узкой экзоконтактовой зоне вмещают невыдержанные по направлению и мощности жилособразные апофизы эке-булакских гранитов, а в эндоконтактовой зоне содержатся в гранитах в виде изолированных включений неправильной формы. Вдоль большей части северо-западной границы Эке-Булакского выхода, по которой граниты соприкасаются с отложениями юры, с небольшими перерывами про-

слежен горизонт дресвянистых брекчий. В основном эти породы сходны с теми, что наблюдались в контакте с ключевскими гранитами, т. е. состоят из обильных обломков гранита и слагающих его минеральных зерен, которые рассеяны в темной алевритистой связующей массе, а местами сгруппированы в линзовидные прослои. В некоторых местах, однако, здесь отмечены светлые аркозовые брекчии, не содержащие примеси алевритистого материала и целиком состоящие из разной величины обломков гранита, кварца и полевых шпатов. На всем изученном протяжении контакт гранитов с юрскими отложениями почти прямолинеен. Судя по поведению линии контакта, в рельефе он имеет крутое, близкое к вертикальному залегание, как и свиты юры, облегающие Эке-Булакский выход с северо-запада. С севера Эке-Булакский выход ограничен сбросом, вблизи которого местами сохранилась акатуевская свита, также с базальным горизонтом в основании.

Алтаганский выход площадью около 150 км² расположен к востоку от Эке-Булакского и простирается от с. Цаган-Олуй до пади Зун-Нарын и ее водораздела с падью Цорнская. В его пределах развиты большей частью отчетливо гнейсовидные преимущественно среднезернистые породы гранитоидного состава. Эти породы вмещают частые жилы аплитов и пегматитов, а также сложные по форме тела неотчетливо гнейсовидных или массивных гранитов. В различных местах выхода гранитоиды содержат разрозненные пластообразные и линзовидные включения супракрystalльных пород — слюдяных сланцев и амфиболитов, которые залегают согласно с гнейсовидностью. В контактах с домезозойскими отложениями такие включения более часты. Сами контакты наблюдались в ряде мест, в частности на склонах г. Толстая, на левобережье р. Золотая и в приустьевой части пади Зун-Нарын. Во втором случае как в картируемых масштабах, так и в пределах отдельных выходов сланцеватость в гранитоидах и вмещающих породах располагается примерно параллельно поверхности контакта.

Жилообразные апофизы гранитоидов в сланцах и пластообразные ксенолиты последних в гранитоидах залегают более или менее согласно со сланцеватостью. Жильные тела гранитоидов местами разлинзованы. В районе г. Толстая направление сланцеватости в гранитоидах и сланцах также совпадает, но сланцеватость при этом пересекает картируемую линию контакта. Последняя при рассмотрении ее в выходах размерами в несколько метров или десятков метров обнаруживает зубчатую форму, характеризующуюся клиновидными взаимопроникновениями гранитоидов и сланцев. Вследствие этого в отдельных своих фрагментах контакт в этом случае также оказывается как-будто бы согласным. Однако учитывая общее секущее положение сланцеватости относительно контакта, ее следует, видимо, считать наложенной, а отмеченные частные

согласования — вторичными, обусловленными последующей деформацией. Это наблюдение позволяет думать, что согласный «инъекционный» тип контакта в районе пади Зун-Нарын также обусловлен наложенной деформацией (некоторые дополнительные материалы, свидетельствующие в пользу этого заключения, приведены в последующих главах). Но независимо от того, какую первоначальную конфигурацию имел здесь контакт, активный характер соотношений между гранитоидами и сланцами сомнений не вызывает. Неопределенность остается лишь в отношении характера контакта алтанганских гранитоидов с метаморфическими породами, развитыми между Алтанганским и Эке-Булакским выходами. Среди этих метаморфических пород в ряде мест были отмечены цепочки выходов гранитоидов алтанганского типа, но небольшие вертикальные размеры таких выходов не позволили выяснить, образуют ли здесь гранитоиды апофизы или представляют выступы ложа.

Протяженность контакта алтанганских гранитоидов с юрскими отложениями, повсеместно представленными вблизи контакта нижней — акатуевской — свитой алгачинского комплекса, 15 км. В этом интервале породы юры превращены в кристаллические сланцы и мигматиты. Они в отличие от гранитоидов в зоне контакта, как правило, не дают крупных обнажений и достаточно хорошо вскрытую поверхность контакта удалось наблюдать только в одном пункте, в районе верховья р. Золотая (рис. 4). Здесь, на третьем, считая от с. Цаган-Олуй вверх по течению, отроге правого водораздела находятся три скалистых выхода, расположенных цепью по линии субмеридионального направления. В первых двух с юга выходах обнажены алтанганские гранитоиды, однообразные серые среднезернистые отчетливо гнейсовидные породы, пронизанные преимущественно согласными с гнейсовидностью жилами кварца, аплита и пегматита. Эти же породы, в такой же степени однородные, образуют основную, южную часть третьего выхода, а в его северном окончании залегают более темные, богатые биотитом кристаллические сланцы. Последние содержат многочисленные линзовидные включения, в которых преобладают породы, сходные с алтанганскими гранитоидами по минеральному составу, структурно-текстурным особенностям и окраске. Часть включений представлена аплитами. Поверхность контакта супракристалльных пород и гранитоидов, как и расположенная примерно согласно с ней сланцеватость, погружается под отложения юры под углом около 25° . Сланцы, как и гранитоиды, содержат преимущественно согласные со сланцеватостью жилы аплита и пегматита. Некоторые из жил пересекают поверхность контакта. В нескольких десятках метров к северу от этого выхода в элювиальных развалах и небольших коренных обнажениях появляются обычные акатуевские маташесчаники, местами чередующиеся с метаалевролитами и метапелитами.



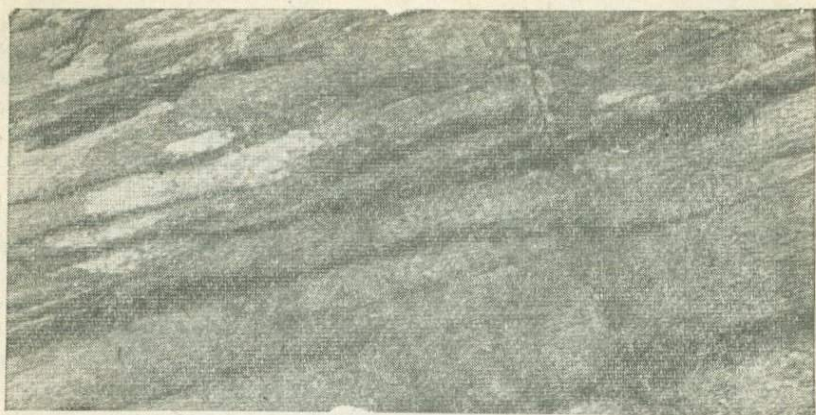


Рис. 4. Контакт базальных метабрекчий алгачинской юры (слева сверху) с алтанганскими гранито-гнейсами (справа внизу). Контакт полого наклонен влево, сланцеватость в контактирующих породах примерно параллельна контакту.

По степени метаморфизма эти породы тождественны тем, которые контактируют с гранитоидами.

На первый взгляд описанный выход производит впечатление инъекционных соотношений между гранитоидами и супра-крустальными породами. При ближайшем рассмотрении, однако, выявляются факты, противоречащие такой трактовке. Ниже поверхности контакта, в гранитоидах совершенно отсутствуют включения сланцев, которые должны были бы быть при активном характере соотношений. Включения аплитов в сланцах разрозненны, они не группируются в цепочки и, следовательно, не являются фрагментами будинированных жил; близкая к округлой форма некоторых из них выдает их первично обломочную природу. Более крупные линзовидные включения в сланцах, представленные гнейсами, сходными по облику с алтанганскими гранитоидами, также расположены хаотично и всегда обособлены от последних пространственно. Характер и положение таких включений дают основание рассматривать описанные породы как метаморфизованные аркозовые древеснистые брекчии. С этим выводом согласуется и тот факт, что указанные включения встречены лишь в маломощной приконтактовой зоне и за ее пределами среди пород акатуевской свиты не обнаружены.

Помимо описанного участка зона контакта алтанганских гранитоидов с отложениями юры наблюдалась в семи пересечениях, а в ряде интервалов протяженностью до 0,5—1 км, в частности на водоразделе падей Зун-Нарын и Цорнская и на левом склоне последней, она была прослежена по простираению. Всюду было констатировано, что по мере приближения к контак-

ту однообразные метаалевропсаммиты акатуевской свиты сменяются неоднородными, участками грубозернистыми породами, характерными для базального горизонта юрского терригенного комплекса. Каких-либо прямых признаков активных соотношений алтанганских гранитоидов с отложениями юры обнаружить не удалось. Полученные данные, напротив, свидетельствовали в пользу независимости преобразования юрских пород от гранитоидов, в контакте с которыми эти преобразования проявлены. Включения супракристалльных пород, обильно насыщающие гранитоиды вблизи выходов домезозойских отложений, у контакта с отложениями юры не развиты. Тела гранитов среди пород слоистого обрамления, прежними исследователями рассматривавшиеся в качестве апофиз описываемого фрагмента Цаган-Олуевского массива, как оказалось, с алтанганскими гранитоидами непосредственно не связаны и сложены породами, существенно отличающимися от последних (они будут охарактеризованы далее). Наконец, было установлено, что свойственная как осадочным породам, так и гранитоидам сланцеватость, которая в рамках представления о юрском возрасте гранитоидов трактовалась как следствие синтетектоничности интрузивного процесса, местами пересекает поверхность контакта, чем обнаруживает свой наложенный характер. Указанные наблюдения привели автора к выводу о том, что контакт юрских отложений с алтанганскими гранитоидами, так же как с ключевскими и эке-булакскими, имеет седиментационную природу.

Тут-Халтуйский выход. У юго-западного окончания Алтанганского выхода, в районе горы Тут-Халтуй на площади около 5 км² развиты гранитоиды, отличающиеся от алтанганских более лейкократовым, участками аляскитовым составом. Это однообразные светлые отчетливо гнейсовидные, отчасти милонитизированные среднезернистые породы. Их контакт с алтанганскими гранитоидами не обнажен. Обследование элювиально-делювиальных развалов в зоне контакта показало, что взаимопереходы здесь отсутствуют и что, следовательно, контакт является резким, вероятно, секущим. Соотношение тут-халтуйских гранитоидов с домезозойскими отложениями характеризуется наличием в последних вблизи контакта сложных по форме, нередко ветвящихся жилообразных гранитных апофиз, а в гранитоидах — различной формы и размеров включений супракристалльных пород. Такие включения отмечены для эндоконтактной зоны и за ее пределами отсутствуют. Сланцеватость в гранитоидах и домезозойских отложениях ориентирована однообразно и занимает секущее положение относительно линии их контакта. Местами в масштабах отдельных коренных выходов эта линия в какой-то мере приспособлена к направлению сланцеватости, приобретая в таких случаях зубчатую конфигурацию.

С юрскими отложениями тут-халтуйские гранитоиды не контактируют, но наложенный характер проявленной в них сланцеватости, не свойственный юрским гранитам, как это будет видно из дальнейшего, дает основание считать их доюрскими образованиями.

Сухетуйский выход. Северо-восточнее Алтанганского выхода, от пади Цорнская до пади Сухетуй, на площади около 75 км² развиты гнейсовидные, участками в той или иной степени милонитизированные породы, по составу отвечающие мезолитовым и лейкократовым гранитам. Наименее деформированные разности этих гранитоидов, выходящие в окрестностях с. Кондуй и по пади Сухетуй, примечательны крупными (до 3—4 см в длину) выделениями щелочного полевого шпата. Сухетуйские гранитоиды содержат спорадичные, большей частью согласные с гнейсовидностью жилы пегматита, аплита и лейкократового аплитовидного гранита. На левом склоне долины р. Кондуй, против северного конца одноименного села в крупнозернистых гнейсовидных сухетуйских гранитоидах отмечены сложные по форме тела средне- и мелкозернистых неотчетливо гнейсовидных гранитов. Сходные породы в виде отдельных согласных со сланцеватостью жил наблюдались в западной части Сухетуйского выхода, в районе г. Цоронский Утес и на водоразделе падей Цорнская и Зун-Нарын. В пределах всего Сухетуйского выхода встречаются редкие преимущественно пластообразные и линзовидные включения кристаллических сланцев, амфиболитов и скарнированных карбонатных пород. К юго-западу от с. Кондуй имеются значительные по размерам (сотни квадратных метров на выходе) останцы гнейсовидных диоритоподобных пород, пронизанные жилообразными апофизами сухетуйских гранитоидов.

Не считая нижнемеловых отложений, которые, не обнаруживая никаких признаков метаморфизма, залегают на описанных породах, так же как и на иных образованиях Цаган-Олуевского массива, с сухетуйскими гранитоидами граничат отложения юры, домезозойские супракрустальные породы и алтанганские гранитоиды. Контакт с последними, имеющий небольшую протяженность и большей частью проходящий в понижениях рельефа (склоны и тальвег пади Цорнская), в коренных выходах не наблюдался. Судя по развалам в зоне контакта, здесь, как и в случае с тут-халтуйскими гранитоидами, взаимопереходы отсутствуют и граница является резкой, вероятно, секущей.

К юго-востоку от этого участка, у вершины горы Кар-Кундуй и на ее юго-восточном отроге в ряде скалистых выходов обнажен контакт сухетуйских гранитоидов с домезозойскими отложениями. Картируемая линия контакта здесь простирается в северо-западном направлении, границы же, устанавливаемые в пределах коренных выходов, большей частью имеют субмеридиональное простирание при пологом юго-восточном падении.

При этом наблюдаемые границы, как правило, оказываются близкими по направлению сланцеватости, располагающейся однообразно как в супра-, так и в инфракрустальных породах. Таким образом, в целом линия контакта в пределах рассматриваемого участка имеет зубчатую конфигурацию, что, видимо, отражает видоизменение формы контакта в связи с развитием наложенной сланцеватости. Исключительно высокая степень деформированности описываемых пород, большей частью превращенных в листоватые бластомилониты, затрудняет выявление первичных особенностей интересующего нас контакта. Тем не менее наличие в супракрустальных породах жиллообразных тел сухетуйских гранитоидов и присутствие в последних ксенолитов устанавливается достаточно определенно, и это позволяет считать, что данный контакт имеет эруптивное происхождение.

На противоположном, северо-восточном фланге Сухетуйского выхода, в районе одноименной пади гранитоиды также граничат с домезозойскими метаморфизованными отложениями. Контакт здесь не обнажен, но присутствие в гранитоидах ксенолитов пород, идентичных окружающим эту часть Сухетуйского выхода образованиям, не оставляет сомнений в том, что и в данном случае он имеет активный характер.

С юрскими отложениями сухетуйские гранитоиды граничат на протяжении более 15 км. В этом интервале зона контакта наблюдалась в девяти пересечениях, а некоторые ее отрезки длиной по несколько сотен метров были прослежены по простиранию. На юго-западном фланге приконтактной зоны, в районе горы Цоронский Утес вдоль контакта развиты однообразные акатуевские метаалевропсаммиты. В непосредственном контакте они, так же как и по периферии Алтанганского выхода, переходят в неоднородные, участками грубозернистые породы, характерные для базального горизонта юрского терригенного комплекса. Ксенолиты супракрустальных пород среди гранитоидов вблизи контакта не отмечены. В акатуевских метаалевропсаммитах на расстоянии 0,5 км от контакта констатирован ряд согласных со сланцеватостью жил среднезернистых гнейсовидных гранитов. Но такие же жилы, как указывалось ранее, имеются и в крупнозернистых гнейсоподобных сухетуйских гранитоидах и поэтому они не могут рассматриваться в качестве апофиз последних. Сланцеватость инфра- и супракрустальных пород в зоне контакта соориентирована и занимает по отношению к контакту секущее положение. Таким образом, геологическая ситуация в пределах описанного участка в своих основных, принципиальных чертах идентична той, которая была установлена в зоне контакта юры с алтанганскими гранитоидами.

Северо-восточнее рассматриваемого фрагмента контактовой зоны, у с. Тюкавкино, в приустьевой части пади Мал. Кайласун полоса выходов пород нижней — акатуевской — свиты алгачинской юры резко сужается, а в средней части этой же пади

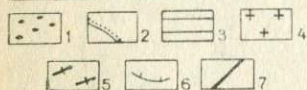
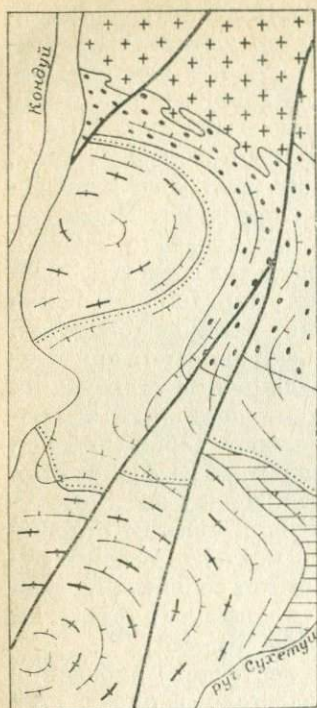
с сухетуйскими гранитоидами соприкасаются породы вышележащей — базановской — свиты. На левом склоне пади Мал. Кайласун, у гребня ее водораздела с падью Бол. Кайласун в контакте с сухетуйскими гранитоидами вновь появляются породы акатуевской свиты, причем здесь линия контакта занимает секущее положение относительно направления простира-ния слоев юры. Граница между гранитоидами и осадочными породами в пади Мал. Кайласун представляет собой ломаную линию, состоящую из ряда прямолинейных отрезков, которые образуют между собой углы, близкие к прямому. На контакте повсеместно имеются признаки интенсивного дробления; узкие и протяженные зоны брекчий зафиксированы также среди гранитоидов на продолжении секущих слоистость юры отрезков контакта. Некоторые из таких зон контролируют размещение кварц-флюоритовой минерализации. Из полученных данных следует, что контакт между гранитоидами и юрскими отложениями в пади Мал. Кайласун имеет тектонический характер, а его конфигурация определяется разрывными нарушениями двух направлений — продольными и поперечными относительно простира-ния слоев юры и структуры Цаган-Олуевского купола в целом.

Начиная от водораздела между падами Мал. и Бол. Кайласун и до долины р. Кондуй в районе одноименного села интересующий нас контакт, за исключением небольших отрезков в зонах поперечных разрывов, простирается параллельно слоистости юрских отложений, причем с гранитоидами здесь соприкасаются только породы акатуевской свиты. В ряде мест, в частности на водоразделе падей Мал. Кайласун и Бол. Кайласун и особенно на мысу, разделяющем верховья последней, видно, что в узкой (десятки метров) приконтактовой зоне акатуевские метапесчаники насыщены обильными преимущественно линзовидными и пластообразными телами гранитоидных пород, вследствие чего они приобретают облик инъекционных образований. Линзовидные тела, размеры которых исчисляются сантиметрами и дециметрами, сложены аплитами и различными по величине зерен и меланократовости гранитоидами, среди которых преобладают породы, идентичные сухетуйским. Примечательно, что тела одинакового состава не обнаруживают пространственной упорядоченности.

Смежные тела здесь обычно сложены породами различного состава и облика и их, следовательно, нельзя рассматривать в качестве фрагментов будинированных жил. Это обстоятельство, а также наличие переходов от линзовидных форм к округлым и угловато-округлым дает основание считать указанные тела расплюснутыми гальками и валунами. Точно также их природу определил В. Н. Козеренко, который видел в породах, контактирующих в районе с. Тюкавкино с гнейсовидными гранитоидами, «...песчано-конгломератовые отложения нижних горизонтов

алгачинской юры» (Козеренко, 1956, с 161). Признавая первично-обломочное происхождение линзовидных включений гранитоидов, названный исследователь считал все же описываемые породы инъекционными образованиями. В качестве проявлений магматической инъекции он рассматривал относительно мало-мощные (доли метра и первые метры) пластообразные тела, сложенные преимущественно среднезернистыми, участками неравнозернистыми серыми гнейсовидными породами. Проведенное автором тщательное изучение таких тел показало, однако, что эти тела зачастую лишены резких контактов с вмещающими образованиями, так как слагающие их породы постепенно переходят в песчаниковый заполнитель метаконгломератов. Внутри пластовых тел, считавшихся инъекционными, при внимательном рассмотрении удалось найти единичные гальки и их небольшие скопления. Полученные данные позволили заключить, что рассмотренные тела представляют собой прослой аркозового дресвяника. Как и в описанных ранее фрагментах контактовой зоны, ксенолиты юры в гранитоидах здесь отсутствуют, апофизы сухетуйских гранитоидов в юрских отложениях также не отмечены. Сланцеватость контактирующих супра- и инфракристалльных пород повсеместно соориентирована и большей частью пересекает поверхность контакта, хотя углы пересечения чаще всего невелики (не более 10—30°).

На левобережье р. Кондуй, у северо-восточного окончания Сухетуйского выхода, где гранитоиды залегают в ядрах двух смежных небольших куполов, юрские отложения образуют оболочку одного из этих куполов (северного) и слагают разделяющую их синклиналь (рис. 5). Почти на всем протяжении контакта с сухетуйскими гранитоидами здесь граничат породы акатуевской свиты. Лишь в пределах небольшого участка, расположенного на севере данного района, ниже устья пади Багай, отмечено соприкосновение гранитоидов рассматриваемого типа с породами вышележащей базановской свиты. Изучение этого участка показало, что контакт в месте, где замечено указанное отклонение, проходит вдоль разрывного нарушения, которое фиксируется по наличию линейной зоны окварцованных брекчий и по другим признакам. В ряде мест, в частности против северного окончания с. Кондуй, в контакте с сухетуйскими гранитоидами констатированы грубообломочные породы базального горизонта юры, сходные по облику с образованиями, которые ранее были отмечены в районе с. Тюкавкино (падь Бол. Кайласун и др.). В основании слоистой оболочки северного купола породы типа метаконгломератов и метабрекчий не наблюдались. Образования, развитые здесь в контакте с гранитоидами, большей частью заметно отличаются от обычных акатуевских метапесчаников более светлой окраской (более лейкократовым составом) и несколько более крупнозернистой структурой. Не исключено, что эти породы представляют собой метаморфич-



зованные аркозовые дресвяники. Достаточно определено, однако, установить это не удалось, поскольку признаки первичных структур в рассматриваемых породах проявлены весьма неотчетливо, будучи в значительной мере завуалированными перекристаллизацией, которая сопровождалась развитием порфиробласт и прожилковидных выделений щелочного полевого шпата.

Приконтактовые образования в пределах рассматриваемого участка местами приобретают сходство с сухеуискими гранитоидами, вследствие чего точное установление границы здесь оказывается затруднительным. Такое явление могло бы иметь место в случае, если бы рассматриваемые породы действительно

Рис. 5. Геологическая карта северо-восточной части Сухеуиского выхода гранито-гнейсов и его окрестностей. Масштаб 1:50 000.

1—2 — нижнеюрские отложения (1 — базановская свита конгломератов, 2 — акатуевская свита алевролитов и песчаников); 3 — верхнепротерозойские-нижнепалеозойские отложения; 4 — юрские граниты; 5 — сухеуиские гранито-гнейсы; 6 — простирание и падение сланцеватости; 7 — разрывные нарушения.

но оказывались дресвяниками, поскольку хорошо известно, что и без наложенного метаморфизма дресвяники нередко с трудом удается отличить от подстилающих гранитов. В данной ситуации, однако, имеются сложности, которые не позволяют считать такое решение однозначным. В частности, обращает на себя внимание то обстоятельство, что в северной части рассматриваемого района, где постепенность перехода от пород интراكристалльного облика к несомненно супракристалльным образованиям выражена особенно ярко, мощность акатуевских метапесчаников, в других местах измеряемая сотнями метров, сокращается до нескольких десятков метров. Столь резкое сокращение мощности на небольшом (первые километры) расстоянии трудно объяснить условиями седиментации. Напрашивается вывод о том, что часть акатуевской свиты осталась нераспознаваемой, поскольку слагающие ее породы в результате фельдшпатизации приобрели облик, сходный с обликом сухеуиских гнейсоподобных гранитоидов. Если это так, то упоминавшиеся приконтактовые породы следует трактовать не как

древняники, а как метаморфогенные образования фронта гранитизации. Имеющиеся материалы не дают возможности решить вопрос однозначно. Это, однако, нисколько не мешает трактовать приведенные на предыдущих страницах данные по остальной части Сухетуйского выхода в том смысле, что сухетуйские гранитоиды не являются проявлениями юрской интрузии, а, подобно ключевским, эке-булакским и алтанганским, принадлежат к образованиям домезозойского основания.

Сухетуйский выход завершает ту юго-западную (собственно Цаган-Олуевскую, по С. А. Музылеву) часть Цаган-Олуевского массива, которая в отличие от северо-восточной (Кондуевской) обнаруживает конкордантные соотношения со складчатой структурой юры. Изучение контактовых взаимоотношений позволило установить природу этой конкордантности. Выяснилось, что она связана не с тем, что гранитоиды внедрялись одновременно со складчатостью, как это принималось рядом исследователей (Музылев, 1932; Билибин, 1953; Козеренко, 1956; Белоусова, 1961). Причина конкордантности состоит в том, что гранитоиды юго-западной части Цаган-Олуевского массива вообще не внедрялись в юрскую толщу. Они представляли собой ложе последней и в период юрской складчатости, испытав деформацию, сохранили с ней связность. Отдельные фрагменты юго-западной части Цаган-Олуевского массива, которым соответствуют Ключевский, Эке-Булакский, Тут-Халтуйский, Алтанганский и Сухетуйский выходы, судя по сходству состава с некоторыми другими массивами гранитоидов Восточного Забайкалья, в частности с Удинским и Кутомарским, сформировались как образования последовательных фаз герцинской (последнижнекаменноугольной — доверхнепермской) интрузии. Поведение этих фрагментов в юрское время не было индивидуальным. Вся рассматриваемая часть массива в целом в процессе юрского тектогенеза образовала единое слабодифференцированное поднятие, которое, судя по приуроченности выходов доюрских супра-крупных пород к его периферии, в общих чертах соответствовало контурам древнего плутона. В ходе формирования поднятия внутренняя структура консолидированного комплекса вследствие развития наложенной сланцеватости оказалась соответствующим образом видоизменной. Такое приспособление структуры древнего интрузива к контурам новообразованного поднятия наряду с метаморфизованностью более молодых отложений, облекающих выступ древних гранитоидов, и позволило отнести собственно Цаган-Олуевскую часть массива к структурным формам, которые были выделены П. Е. Эскола (Eskola, 1949) под названием окаймленных гнейсовых куполов.

Северо-восточная часть Цаган-Олуевского массива с юго-западной на вскрытом уровне непосредственно не соприкасается, будучи отделенной от нее узкой (не более 3 км) полосой юрских и домезозойских супра-крупных пород, которая проходит

по долине р. Кондуй и по падам Сухетуй и Багай. Основные разновидности гранитоидов, слагающих эту часть массива, локализованы в самостоятельных выходах и граничат одна с другой по резким секущим контактам.

Ингидырский выход. Наиболее древние гранитоиды Кондуйской части Цаган-Олуевского массива развиты в районе горы Ингидыр, занимая около 35 км². Это преимущественно грубозернистые породы с крупными выделениями щелочного полевого шпата, отвечающие по составу мезолитовым гранитам. Текстура их гнейсовидная, в породах восточной части выхода она сменяется милонито-сланцевой. В южной части Ингидырского выхода гранитоиды местами переходят в темные порфири-бластические породы, представляющие собой, вероятно, реликты глубоко измененных древних толщ. В пределах Ингидырского выхода широко распространены преимущественно согласные со сланцеватостью жилы аплита, пегматита и мелкозернистого гнейсовидного гранита. С отложениями юры ингидырские гранитоиды на вскрытом уровне непосредственно не контактируют. Отсутствие апофиз гранитоидов ингидырского типа в юрских отложениях, развитых неподалеку от северного окончания выхода, позволяет думать, что эти гранитоиды являются домезозойскими образованиями.

Сухетуй-Могойтуйский выход. В полосе, проходящей по южной окраине Кондуйского фрагмента Цаган-Олуевского массива между падью Сухетуй и нижней частью пади Могойтуй, на площади около 40 км² развиты средне- и мелкозернистые граниты. Они обычно характеризуются более или менее отчетливо выраженной гнейсовидной текстурой, которая в южной части выхода сменяется милонито-сланцеватой. Сухетуй-могойтуйские граниты тесно перемежаются с фельдшпатизированными и мигматизированными супракрустальными домезозойскими породами. Вблизи включений последних граниты нередко обнаруживают некоторую неоднородность, выраженную в неравномерном распределении биотита, который проявляет здесь тенденцию к грушировке в согласных со сланцеватостью полосах, местами образуя анхимономинеральные шпильки. С удалением от включений состав гранитов выравнивается. На флангах Сухетуй-Могойтуйского выхода количество включений возрастает и граниты через зону чередования сменяются вмещающими породами — домезозойскими супракрустальными образованиями и ингидырскими гранитоидами. В тех и других сухетуй-могойтуйские граниты образуют мощные и протяженные жиллообразные тела. Некоторые из этих тел, как это видно на левом водоразделе пади Сухетуй и на юго-восточных отрогах горы Ингидыр, при мощности во многие десятки метров протягиваются на расстояние более 1 км. Апофизы гранитов, как правило, залегают согласно со сланцеватостью и в соответствии с транзитным положением последней глубоко вдаются во вме-

щающие породы, вследствие чего ограничения Сухетуй-Могойтуйского выхода на его флангах приобретают зубчатую форму. С юрскими отложениями сухетуй-могойтуйские граниты непосредственно не соприкасаются*.

Быркинский (Нарынский) выход. Наиболее значительную по размерам часть Кондуевского фрагмента Чаган-Олуевского массива, занимающую площадь около 150 км², слагают самые молодые граниты. Они образуют субизометричный выход, центр которого приходится на район падей Бол. и Мал. Нарын. Эти нарынские граниты отличаются от гранитоидов всех описанных выше выходов преимущественно массивным сложением и почти полным отсутствием следов последующих деформаций. Их состав характеризуется однообразием, повсеместно отвечая составу обычного мезолитового гранита. По структурным признакам среди нарынских гранитов выделяются граниты крупнозернистые, преимущественно порфировидные, и среднезернистые, большей частью равномерно-зернистые. Первые слагают центральную и южную части выхода, занимающие район падей Могойтуй, Мал. Нарын, Бол. Нарын и, отчасти, Сухетуй (левый водораздел). Вторые образуют северную часть выхода, прилегающую к верховью р. Бырка и району падей Какертай и Багай. Существенных изменений в приконтактных зонах структуры гранитов не обнаруживают. Крупнозернистые порфировидные граниты сохраняют свои структурные признаки в контактах с прорываемыми ими сухетуй-могойтуйскими и ингидырскими гранитами, точно так же и средне- и равномерно-зернистые граниты остаются обычно таковыми же в контакте с юрскими отложениями. В ряде мест, в частности на юго-восточных склонах горы Ингидыр, а также в верховьях рек Кондуй и Бырка, видно что в протяженных апофизах, далеко проникающих во вмещающие породы, размеры минеральных зерен в той или другой разновидности нарынских гранитов несколько уменьшаются, но и здесь эти разновидности сохраняют свое структурное своеобразие.

Существовало мнение, что порфировидные (или собственно нарынские) и равномерно-зернистые (или быркинские) граниты соприкасаются по резкому контакту и характеризуются секущими взаимоотношениями, представляя собой образования разных фаз внедрения (Козеренко, 1956; Белоусова, 1961; и др.). Наблюдения автора показали, что резкой границы между указанными разновидностями в действительности не существует. Вместо нее в верхних частях падей Багай, Сухе-

* Судя по данным, которые приводятся в последующих главах, сухетуй-могойтуйские граниты принадлежат к юрским ультраметаморфогенным образованиям и поэтому на схеме А в приложении, на которой юрские метаморфические явления не отражены, Сухетуй-Могойтуйский выход показан крапом домезозойского супракрустального субстрата.

туй и Бол. Нарын была найдена широкая (сотни метров и первые километры) зона перехода, в пределах которой развиты граниты промежуточных (между собственно нарынской и быркинской) структурных разновидностей: неравномерно и среднезернистые неотчетливо порфировидные. Эти данные позволили заключить, что структурные разновидности нарынских гранитов не принадлежат к различным фазам внедрения, а являются одновременными образованиями, возникшими вследствие существования различий в условиях кристаллизации разных частей единой порции расплава.

Нарынские граниты содержат множество включений, которые в основном представлены породами, развитыми в непосредственном окружении Нарынского выхода. При этом во включениях среди собственно нарынских гранитов присутствуют домезозойские супракрустальные образования и различные гранитоиды, в частности ингидырского, сухетуй-могойтуйского, сухетуйского и алтанганского типов, тогда как включения в быркинских гранитах представлены в основном юрскими осадочными породами. Размеры включений, наблюдаемых в отдельных обнажениях, варьируют от долей метра до нескольких десятков. Наиболее крупные останцы вмещающих пород среди гранитов имеют площадь, измеряемую квадратными километрами. Положение таких останцов не зависит от контуров гранитного выхода — они расположены как на его периферии, так и в центральной части. Менее значительные по размерам включения развиты в окружении крупных останцов и по окраине гранитного выхода.

Со всеми окружающими породами нарынские граниты имеют секущие контакты. Приконтактная зона вскрыта во многих местах, в частности на южных отрогах горы Ингидыр, на водоразделах нижних частей падей Могойтуй и Мал. Нарын, Мал. и Бол. Нарын, на левом водоразделе пади Сухетуй, в верховье пади Бол. Нарын и по пади Багай, а также в районе верховья р. Бырка. Для южной границы Нарынского выхода показательны соотношения, устанавливаемые в протяженных скалистых гребнях на южных отрогах горы Ингидыр. В этих обнажениях нарынские граниты тесно перемежаются с глубоко преобразованными древними супракрустальными породами и с различными инфракрустальными образованиями, в частности с ингидырскими и сухетуй-могойтуйскими гранитоидами. В тех и других нарынские граниты образуют жиллообразные тела, форма и ориентировка которых в основных чертах определяются сланцеватостью вмещающих пород. Согласие со сланцеватостью для апофиз Нарынского интрузива не является таким же полным, как для тел сухетуй-могойтуйских гранитов, насыщающих в этих же обнажениях домезозойские супракрустальные породы и ингидырские гранитоиды. В отличие от этих тел апофизы Нарынского интрузива при однообразном залега-

нии сланцеватости вмещающих пород характеризуются частыми раздувами, пережимами, изгибами и многочисленными ответвлениями, вследствие чего границы апофиз срезают сланцеватость под разными углами. Мощность апофиз нарынских гранитов на южных отрогах горы Ингидыр варьирует от нескольких метров до многих десятков и первых сотен. Степень насыщения ими вмещающих пород отчетливо нарастает по мере приближения к Нарынскому выходу. Переход от вмещающих пород с единичными гранитными апофизами к гранитам, содержащим боковые породы в виде отдельных разрозненных включений, перезок и осуществляется на расстоянии 1—2 км. На других участках южной границы Нарынского выхода наблюдалась картина, сходная с описанной.

Северная граница Нарынского выхода, пересекающая складчатую структуру юрского алгачинского комплекса, в большей своей части отличается резкостью и простой конфигурацией. Зона перемежаемости гранитов с вмещающими породами здесь не выражена. Включения осадочных пород отмечены лишь у самого контакта на расстоянии не более первых десятков метров от него.

На флангах северной (Быркинской) части выхода, в особенности на западном, в верховьях р. Кондуй конфигурация контакта и строение приконтактной зоны сложные. Линия контакта здесь становится извилистой. Граниты протяженными «заливами» глубоко вдаются в окружающие отложения, насыщая их многочисленными сложноразветвленными апофизами. От этого места к юго-западу на расстояние около 30 км в слоистом обрамлении Цаган-Олуевского купола протягивается цепь небольших, местами тесно сгруппированных выходов, сложенных гранитами быркинского типа и отчасти гранит-порфирами.

Форма залегания гранитов, прорывающих юрские отложения, была расшифрована Г. И. Менакером (1967, 1968) на основе данных аэрогравиметрической съемки. По Г. И. Менакеру, молодые граниты рассматриваемого района образуют единое тело, в значительной части еще слабо вскрытое эрозией.

Южная половина Нарынского выхода соответствует незначительному по своим нынешним вертикальным размерам (первые сотни метров) пластинообразному ответвлению этого тела. Без нарынского ответвления интрузивное тело имеет сильно вытянутую в плане форму, достигая 50 км в длину и 5—8 км в ширину. Его вертикальные размеры больше соответствующих размеров собственно нарынской части, но также ограничены (они не превышают 3 км). Учитывая, что быркинская часть интрузива молодых гранитов более представительна, чем собственно нарынская, в дальнейшем этот интрузив будет именоваться «Быркинским».

Гурбанжинский выход. В заключение геологической характеристики инфракрустальных образований Цаган-Олуевского

массива остается отметить небольшой (менее 1 км²) обособленный выход катаклазированных диоритов, расположенный в 7 км к юго-западу от с. Алгачи (в районе быв. с. Гурбанжа). В окружении гурбанжинских диоритов развиты палеозойские и юрские отложения. Учитывая наличие в последних признаков метаморфизма, В. Н. Козеренко (1956) отнес эти диориты к проявлениям юрской интрузии. Осмотр окрестностей гурбанжинского выхода, проведенный автором, показал, что в зоне контакта диоритов с юрскими отложениями развиты дресвяники, в которых имеются обломки диоритов, идентичных гурбанжинским, и это позволило считать гурбанжинские диориты домезозойскими образованиями.

Структура Кутомарского массива в пределах центральной и северо-восточной частей Нерчинского хребта была расшифрована в первой половине 50-х годов В. Н. Козеренко и О. Н. Белоусовой и подробно описана (Козеренко, Белоусова, 1954; Козеренко, 1956). Последующие исследования, в том числе и наблюдения автора, подтвердили главные положения схемы В. Н. Козеренко и О. Н. Белоусовой, что позволяет ограничиться здесь краткой характеристикой структуры.

В Кутомарском массиве как в куполах, так и за их пределами установлен однообразный набор пород, представляющих образования ряда последовательных фаз интрузии: породы диоритового ряда — гранодиориты и граниты — лейкократовые граниты и аляскиты — аплиты, пегматиты, лампрофиры. Различия между породами куполов и за их пределами в основном проявлены в текстурных особенностях: за пределами куполов гнейсовидность не выражена. В контактирующих породах разных фаз гнейсовидность проявлена в равной мере, причем обычно она пересекает контакты под различными углами. Несогласование в ориентировке контактов и гнейсовидности отмечается как в отдельных выходах, так и в масштабах картируемых тел, сложенных образованиями разных фаз. Не согласуются с границами этих тел и контуры площадей распространения гнейсовидных гранитоидов (рис. 6). Гнейсовидные и массивные граниты нигде не соприкасаются непосредственно. Повсеместно между ними проходит зона шириной от нескольких сотен метров до 2—3 км, в пределах которой в направлении от гнейсов наблюдаются «катакластические гнейсы», чередование этих гнейсов с катаклазитами и милонитами, катаклазированные граниты, нормальные массивные граниты. Отмеченные разновидности связаны между собой постепенными переходами, полную гамму которых можно наблюдать, в частности, на южных отрогах хребта, в районах сел Шара и Кутомара.

Почти все разновидности пород переходной зоны контактируют с юрским слоистым обрамлением Западно-Кутомарского купола. Повсеместно контакт этот является седиментационным, но породы юры в нем обнаруживают признаки деформации,

тем более отчетливые, чем больше степень деформации в контактирующем граните. Характер контакта и сопряженность изменения степени деформированности контактирующих пород можно наблюдать, прослеживая контакт по простиранию из района с. Шара к западу в район с. Пури. К югу и юго-западу от с. Шара развиты массивные граниты. С ними соприкасается нижний горизонт третьей снизу (бохтинской) свиты терригенной юры, представленный маломощным слоем древеснистых брекчий, которые состоят из обломков гранита и связующей темной алевритистой массы. К западу в гранитах становятся заметными признаки дробления; такие же признаки обнаруживаются и в контактирующих с гранитами грубообломочных породах низов юрского разреза. В низах юры появляются свиты (акатуевская и базановская), сначала маломощные (по несколько десятков метров), а далее к западу достигающие нормальной для алгачинского разреза мощности (по несколько сотен метров). В районе водораздела между падью Шара и верхней частью пади Чиндагатай граниты отчетливо катаклазированы и нередко пронизаны тонкими переплетающимися зонками милонита. В грубообломочных породах низов юры здесь заметны признаки расплющивания с образованием более или менее четкой сланцеватости. В гранитных катаклазитах ориентированная текстура, как правило, не выражена, но в гранитных обломках конгломерато-брекчий она местами намечается. Эта текстура проявляется в несовершенном параллелизме мелких скоплений темноцветных минералов, располагающихся примерно согласно со сланцеватостью заполнителя. В 3—4 км к западу от верхней части пади Чиндагатай такая несовершенная ориентированная текстура местами обнаруживается и в подстилающих юру гранитоидах. Сланцеватость же в юрских породах не только у контакта, но и на расстоянии 1—2 км от него становится вполне четкой.

К западу от с. Пури характер контакта остается таким же, но степень деформированности контактирующих пород снижает-

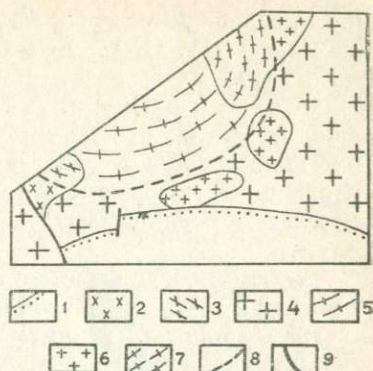


Рис. 6. Строение юго-западной части Кутомарского массива (по В. Н. Козерецко и О. Н. Белоусовой, 1954).

1 — нижне-среднеюрские отложения с базальным горизонтом грубообломочных пород; 2—7 — гранитоидные породы (2 — гранодиориты, диориты и диорито-сиениты массивные, 3 — те же породы гнейсовидные, 4 — гранодиориты и граниты массивные, 5 — те же породы гнейсовидные, 6 — лейкократовые граниты и аляскиты массивные, 7 — те же породы гнейсовидные); 8 — граница распространения гнейсовидных гранитоидов; 9 — разрывные нарушения.

ся. Гнейсовидные гранитоиды с юрскими отложениями не соприкасаются. О. Н. Белоусова указывала на одно исключение из этого правила, имея в виду участок нижней части пади Кыдем в районе с. Александровский Завод. Однако проверка показала, что пестрые по гранулометрическому составу обломочные породы, залегающие здесь на гнейсах, идентичны отложениям, которые неподалеку, на левобережье р. Газимур, несогласно перекрывают породы юры и датируются нижним мелом.

Активные соотношения с отложениями юры из гранитоидов, развитых в пределах Кутомарского массива, обнаружили только гранодиориты, граниты и гранит-порфиры, образующие преимущественно небольшие штоко- или дайкообразные тела, наиболее значительным из которых является Пуринский шток. За исключением некоторых даек порфиров, юрские интрузивные образования не имеют признаков деформации, что позволяет различать их и в тех случаях, когда они залегают на удалении от юрских отложений, среди домезозойских гранитоидов основания. Так, в частности, был выделен Донинский интрузив на южной окраине Восточно-Кутомарского купола и ряд других менее значительных по размерам тел. Зона развития юрских интрузивов по периферии Кутомарских куполов, как и аналогичная зона в обрамлении Цаган-Олуевского купола, выделяется минимумом в поле силы тяжести (Менакер, 1967, 1968). Это позволяет считать что небольшие интрузивы данной зоны являются выступами более крупных плутонических масс, располагающихся на глубине.

Вывод В. Н. Козеренко о доюрском возрасте главной массы гранитоидов Кутомарского массива получил общее признание. Сложнее обстояло дело с вопросом о природе гнейсовидных гранитоидов. В. Н. Козеренко на основе наблюдений, проведенных совместно с О. Н. Белоусовой, пришел к заключению об образовании этих пород в результате юрской гнейсификации массивных гранитоидов основания. Его объяснение, однако, оказалось противоречивым. Считая гнейсы Западно-Кутомарского купола юрскими новообразованиями, этот исследователь в то же время подчеркивал, что с наибольшей интенсивностью деформация и метаморфизм проявились по окраине купола, где древние граниты были преобразованы в бластокатаклазиты (Козеренко, 1954, 1956). В дальнейшем, обращаясь к вопросу о юрских преобразованиях древних гранитоидов Кутомарского массива, В. Н. Козеренко избегал рассматривать гнейсы и акцентировал внимание на тектонитах окраины массива. Не сочла убедительной первоначальную трактовку и О. Н. Белоусова. В ряде работ (1956—1968 гг.) она предложила новое, более сложное объяснение картины, выявленной ею совместно с В. Н. Козеренко. В новой интерпретации О. Н. Белоусовой купола гнейсовидных гра-

ниптоидов рассматривались в качестве апикальной фации доюрской интрузии; катакластические гнейсы и бластомилониты внутренней части переходной зоны связывались с наложенными движениями («встречными надвигами»), имевшими место после консолидации интрузии, но до отложения юрского покрова; катаклазиты внешней части переходной зоны объяснялись развитием краевых сбросов в юрское время.

«Отступничество» авторов представления о юрской гнейсификации гранитоидов в Кутомарских куполах, вызванное неразработанностью вопроса, скомпрометировало это представление и в дальнейшем оно либо игнорировалось («Интрузивные комплексы...», 1964; Сеница, 1965а), либо отвергалось без должного критического рассмотрения (Князев, 1957; Нагибина, 1963). Последнее делалось с позиции тектонической концепции, которая отрицала возможность того, что древняя структура поднятых участков фундамента могла претерпеть существенные видоизменения в результате юрских движений. Согласно этой концепции, развивавшейся Г. И. Князевым (1957 и др.), обширные массы фундамента, выступающие в поднятиях, не принимали участия в мезозойских пликтивных деформациях и в юрское время представляли собой инертные в тектоническом и бесплодные в плутоническом отношении жесткие глыбы. Кутомарский массив при этом фигурировал в качестве эталонного примера.

Такая трактовка куполовидных поднятий фундамента на примерах из других подвижных областей уже не раз выдвигалась в качестве альтернативы концепции окаймленных гнейсовых куполов. Так было, в частности, в случае с классическими окаймленными гнейсовыми куполами карелид Северного Приладожья, описанными в качестве таковых П. Е. Эскола (Eskola, 1949) и реинтерпретированными как жесткие глыбы Н. Г. Судовиковым (1954). Учитывая это обстоятельство и принимая во внимание дедуктивный характер такого рода построений, целесообразно рассмотреть основы концепции жестких массивов подробнее.

ЛЕГЕНДА О ЖЕСТКИХ МАССИВАХ

Основы концепции жестких массивов, применявшейся для объяснения геологической структуры многих регионов, были заложены в значительной степени при изучении Забайкалья, а их разработка связана с именем В. А. Обручева.

К вопросу об особенностях тектонических движений в областях, построенных с участием кристаллического фундамента, В. А. Обручев обращался на протяжении более 50 лет. Первые из интересующих нас его работ относятся к рубежу прошлого

и нынешнего веков, когда В. А. Обручев во главе группы геологов, в которую входили А. П. Герасимов и А. Э. Гедройц, проводил исследования по линии Сибирской железной дороги (Обручев и др., 1899; и др.). Названные геологи нашли, что в Забайкалье залегание толщ верхнего этажа, которые позже были датированы мезозоем, нарушено локально, преимущественно вдоль линий, параллельных обширным и протяженным выступам фундамента.

На этом основании, а также учитывая, что выходы фундамента в этом районе приурочены преимущественно к хребтам, тогда как породы слоистого покрова развиты в понижениях рельефа, они пришли к выводу, что указанные нарушения обусловлены смещением блоков фундамента по сбросам с образованием горстов и грабенов.

К такой трактовке новообразованной структуры Забайкалья присоединился Э. Зюсс, включивший этот регион в пределы выделенного им древнего темени Азии. В книге «Лик Земли» (т. III) Э. Зюсс, имея в виду работы геологов группы В. А. Обручева, отметил, что разрывную форму последующих движений в фундаменте «русские исследователи очень удачно назвали дизъюнктивными дислокациями» (Обручев, 1963 г., с. 135). Далее Э. Зюсс писал: «...образование субпараллельных разломов и грабенов нельзя представить без известного растяжения..., которое разрешалось разрывами и опусканием длинных полос между ними... В тесно спрессованных более молодых складчатых горах, как Гималаи или Альпы, такая дизъюнкция неизвестна». Противопоставляя наложенные структурные формы Древнего темени молодым складчатым горам, Э. Зюсс следовал схеме деления дислокаций земной коры, предложенной им почти за 20 лет до этого («Лик Земли», т. I). Он различал дислокации вертикальные, к которым относил, в частности, сбросы и флексуры, и горизонтальные, в число которых включал складки, взбросы и сдвиги. Вторые объяснялись тангенциальным сжатием. Вертикальные же деформации выводил из того же тангенциального сжатия Э. Зюсс не считал возможным, и чтобы введение радиальных сил не создавало противоречий в рамках гипотезы контракции, которой он руководствовался в своих построениях, Э. Зюсс вводил некоторые допущения. Он исходил из того, что горизонтальные и вертикальные дислокации пространственно разобщены. Предполагалось, что контракционистский механизм реализуется в зонах с пониженной сопротивляемостью деформирующей силе, в остальной же своей части земная кора сохраняет устойчивость и в ее пределах локально и автономно проявляются движения, обусловленные каким-то иным механизмом. Возможность образования в таких условиях поднятий, например, в связи с плутоническими явлениями (в духе гипотез Геттона и его последователей) Э. Зюсс исключал. Он допускал только

вертикальные движения, обусловленные проседаниями отдельных участков коры (Обручев, 1963д, с. 290).

В одной из своих работ В. А. Обручев (1963а), основываясь на наблюдениях в Пограничной Джунгарии, указал на необходимость учитывать возможность и восходящих движений блоков фундамента в областях вертикальных дислокаций. Но это произошло позже, а в то время, о котором идет речь, он не видел необходимости в таких отступлениях от представлений Э. Зюсса и следовал им строго. В полном соответствии с этими представлениями В. А. Обручев, не найдя в осадочном покрове Забайкалья складок и придя к выводу о наличии сбросов, отнес структурные формы региона к вертикальным дислокациям и связал их образование с погружением отдельных участков коры.

Из тех же представлений Э. Зюсса об условиях дислокаций в земной коре, на которых ранее базировался В. А. Обручев, исходил и М. М. Тетяев, когда, обнаружив сначала в Прибайкалье, а затем и в Забайкалье складки в отложениях юры и надвиги, он отверг «дизъюнкции» В. А. Обручева как несовместимые с горизонтальными движениями и стал сопоставлять регион в структурном отношении с «тесно спрессованными Альпами» (Тетяев, 1916, 1927а, б и др.). Фундамент в тектонических построениях М. М. Тетяева фигурировал в качестве равноправного с мезозойской толщей элемента складчато-покровной структуры. Сначала М. М. Тетяев подчеркивал пликативный характер структурных новообразований в фундаменте. Он указывал на приуроченность выходов домезозойских пород к ядрам антиклинальных складок мезозойской толщи. Структурные формы, отвечающие указанным выходам, он называл куполами (Тетяев, 1927а). Вскоре, однако, М. М. Тетяев пришел к выводу о том, что обнажающиеся массивы древних пород не выступают из-под смятого мезозоя, а залегают поверх него, являясь останцами тектонических покровов (Тетяев, 1927б). В этом его убедило широкое развитие пологих зон тектонитов в ряде районов Забайкалья, в частности, в Нерчинском хребте, а также отмеченное еще В. А. Обручевым и его сотрудниками обстоятельство, что выходы фундамента в этом регионе приурочены к хребтам, и пород покрова — к долинам.

В отчетах сотрудников М. М. Тетяева, проводивших геологические съемки в Восточном Забайкалье, представлены оба указанных варианта структурной интерпретации выходов древних образований. С. А. Призонт и Ю. М. Шейнманн, изучая обширный массив древних гранитоидов в Ононском хребте (северо-западная часть района, изображенного на рис. 2), установили, что юрские отложения обрамления простираются параллельно контурам массива, погружаясь в сторону от него. В зоне контакта они нашли базальный горизонт грубообломоч-

ных пород с галькой гранитоидов, идентичных тем, которые развиты в пределах массива. На участке, закартированном Ю. М. Шейнманном, линия контакта гранитоидов и отложений юры обнаружила сложноизвилистую конфигурацию. По этому поводу Ю. М. Шейнманн писал: «Самой характерной особенностью описываемого района является реакция доюрского гранита на тангенциальное давление. Всюду, где встречался мною базальный слой, можно было легко показать, что гранит занимает ядра антиклиналей и при картировании ведет себя, так сказать, как любой слой разреза юрских отложений» (Шейнманн, 1931, с. 31). Далее он подчеркивал, что хотя «общая картина сминания в складки вместе с юрскими отложениями их гранитной постели вырисовывалась вполне ясно и отчетливо», он не наблюдал «гнейсификации ... гранита, и образцы его, взятые непосредственно под базальным слоем юры, в антиклиналях, ничем не отличаются от образцов из сплошных полей его» (там же, с. 31—32). Милониты и катаклазиты, обнаруженные внутри массива, оказались приуроченными к узким линейным зонам и были объяснены взбросами, присутствие которых в ряде мест доказано по соотношению сместителей со слоями юры.

С. А. Музылев, К. Г. Войновский-Кригер и А. Л. Лисовский описали структуру Нерчинского хребта. В юго-западной части его С. А. Музылев выделил протяженную мезозойскую антиклинальную складку, разделенную вследствие ундуляции шарнира на ряд брахиальных фрагментов. В ядрах наиболее значительных фрагментов (Цаган-Олуевского и Кондуевского) были констатированы массивы гранитоидов, которые С. А. Музылев, учитывая признаки интенсивного метаморфизма в юрских отложениях обрамления, отнес к послепюрским образованиям. В ядре Алгачинского фрагмента С. А. Музылев отметил выход домезозойских метаморфизованных терригенно-карбонатных отложений, охарактеризовав этот выход как куполообразное поднятие. Пликативный характер отмеченного структурного новообразования в древнем комплексе был обоснован наклонным (до 50° и выше) залеганием нижних горизонтов юры и базальной поверхности несогласия по периферии выхода. Касаясь вопроса о характере молодых движений в домезозойских образованиях, С. А. Музылев писал: «Нужно думать, что последующая ... складчатость захватила не только мезозойские, но и нижележащие палеозойские породы...» (Музылев, 1932, с. 15). В последних у контакта с юрой он отметил признаки раздробления, объяснив его «...различной реакцией на давление со стороны палеозойских и мезозойских пород, в силу их различной пластичности» (там же, с. 18).

В центральной и северо-восточной частях Нерчинского хребта К. Г. Войновский-Кригер и А. Л. Лисовский закартировали обширные выходы гранитов и гранито-гнейсов, которые

они, основываясь на явлениях катаклаза и милонитизации в этих породах, отнесли к домезозойским образованиям. Гранито-гнейсы названные геологи именовали также «гнейсированными гранитами», из чего можно заключить, что образование гнейсов, как и катаклазитов они объясняли наложенными изменениями массивного гранита. Но гнейсирование они считали домезозойским явлением, тогда как катаклаз и милонитизацию определенно связывали с мезозойским тектогенезом. Касаясь вопроса о мезозойской истории древних гранитоидов, А. Л. Лисовский писал: «Катакластический гранит... выделяется в более древний по отношению юры комплекс, переживший интенсивное смятие и с точки зрения тектонического соотношения допускающий рассмотрение его как самостоятельного, участвующего в складчатости образования» (Лисовский, 1931, с. 87). Контакты гранитов с мезозоем, в частности с вулканогенной юрой, А. Л. Лисовский охарактеризовал как тектонические, допуская надвигание гранитов на юру на основании приуроченности выходов последней к пониженным частям рельефа и наличия в гранитах у контакта пологозалегающих зон милонитов.

Геологическая ситуация, выявленная К. Г. Войновским-Кригером (1931) в центральной части Нерчинского хребта, оказалась сходной с установленной Ю. М. Шейнманном в Ононском хребте. В окружении гранитного массива была отмечена терригенная юра. Картирование показало, что юрские свиты здесь точно также простираются согласно контурам массива, погружаясь в сторону от него. Базального горизонта юры в контакте с гранитами К. Г. Войновский-Кригер, однако, не нашел. В то же время он установил, что породы обоих контактирующих комплексов в зоне контакта обнаруживают признаки интенсивной деформации — милонитизации и расщепления. На этом основании был сделан вывод о тектоническом характере контакта. Следуя концепции, отдававшей предпочтение надвигам перед разрывными нарушениями иных типов и допускавшей значительные масштабы горизонтальных перекрытий, он принял гипотезу об аллохтонном залегании гранитов на смятых в складки юрских отложениях.

Подобным образом Е. А. Пресняков представил соотношение между юрскими отложениями и домезозойскими образованиями в Приаргунье, на территории, примыкающей с юго-востока к районам, изученным К. Г. Войновским-Кригером и А. Л. Лисовским. Он отметил, что палеозой везде пришлось признать надвинутым на юру. Среди аргументов, приводимых в пользу такой точки зрения, фигурируют, в частности, проявления наложенной деформации в домезозойских породах: «Гнейсификация (чисто динамическая) гранита, зоны милонитов, все это является в сущности проявлением кливажа в граните, происшедшего при шарьяже. Все эти плоскости имеют

небольшой наклон... или горизонтальны» (Пресняков, 1931, с. 149—150).

К иным выводам пришел В. А. Мелиоранский (1932), проводивший детальное картирование ряда рудоносных площадей на территории региональной съемки Е. А. Преснякова. В. А. Мелиоранский нашел, что юрские отложения трансгрессивно перекрывают домезозойские образования, а не проглядывают из-под них в эрозионных окнах, как это представлялось Е. А. Преснякову. Он показал, что выходы юры имеют синклинальное строение и что такое же залегание характеризует базальную поверхность несогласия, заключив отсюда, что фундамент участвовал в пликативных дислокациях юрского времени (рис. 7). Поднятия фундамента В. А. Мелиоранский

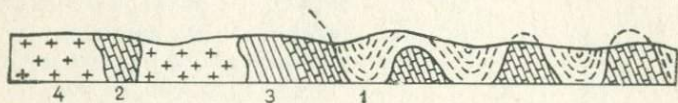


Рис. 7. Геологический разрез одного из районов Приаргунья. Масштаб 1:50 000. По В. А. Мелиоранскому, из В. А. Обручева (1938).

1 — юрские песчаники, 2 — палеозойские доломиты, 3 — палеозойские филлиты, 4 — палеозойские граниты.

также считал пликативными формами. О некоторых выходах фундамента он писал, что они «выступают из-под юрских отложений размытыми ядрами брахиантиклиналов» (Мелиоранский, 1932, с. 12).

В пределах одного из изученных им участков (в районе пос. Нерчинский Завод) В. А. Мелиоранский отметил широкое распространение сильно смятых, местами плейчатых, раздробленных и брекчированных разновидностей в породах домезозойского терригенно-карбонатного комплекса. Традиционное толкование тектонитов такого рода как образований, связанных со смещениями по разрывам, он счел в данном случае неприемлемым. Возможность связи со сбросами отрицалась по причине нелинейного развития деформированных разновидностей пород, а против предположения о залегании деформированных пород в виде останцов покровов приводились данные, свидетельствующие о принадлежности деформированных и недеформированных разновидностей к одному стратиграфическому комплексу и о наличии взаимопереходов между ними. На этом основании В. А. Мелиоранский заключил: «Я полагаю, что раздробление и смятие пород связано просто со складчатостью» (там же, с. 11). Из дальнейших пояснений видно, что в приведенной выдержке имелась в виду складчатость, затронувшая отложения юры. Коснувшись явлений дислокационного метаморфизма в домезозойских гранитах, В. А. Ме-

диоранский отметил, что эти явления развиты широко, но особенно четко выражены в краевых частях гранитных массивов. Относительно тектонической истории гранитов в рассматриваемой работе сказано, что после своего затвердевания они участвовали в интенсивных горообразовательных движениях. В целом, как это отмечал сам В. А. Мелиоранский, его понимание особенностей мезозойской структуры района отвечало первоначальному варианту концепции М. И. Тетяева (1927а), в котором о шарьяжах упоминалось лишь вскользь, а в основном подчеркивалось наличие складчатости, затронувшей как толщи верхнего этажа, так и фундамент.

После опубликования положений концепции М. М. Тетяева В. А. Обручев подверг последнюю критике, в которой важную роль играли соображения об условиях развития дислокаций в земной коре. Это, однако, были уже не те соображения Э. Зюсса, которые принимал в свое время сам В. А. Обручев и которыми руководствовался М. М. Тетяев. Теперь В. А. Обручев опирался на ряд новых положений в тектонике, выдвинутых, в частности, Г. Штилле.

Предложенное Э. Зюссом объяснение различий между дислокациями разной динамикой оставалось непротиворечивым в рамках гипотезы контракции до тех пор, пока предполагалось, что вертикальные и горизонтальные дислокации развивались обособленно и независимо. Незадолго до съемок, проводимых геологами группы М. М. Тетяева в Восточном Забайкалье, стали известными данные, заставившие многих геологов усомниться в справедливости такого допущения. Было замечено, что дислокационные формы разных групп схемы Э. Зюсса, например складки и сбросы, могут сочетаться. Г. Штилле пришел к выводу, что все виды дислокаций связаны с поднятиями и относятся, следовательно, к орогеническим. Опускания и провалы Э. Зюсса теперь трактовались как участки коры, отстававшие в своем движении вверх от сопредельных. Новая классификация дислокаций, предложенная Г. Штилле в 1918 г., представляла собой, следовательно, уже классификацию орогенических форм и включала, в частности, такие их группы:

«1. Покровные горы, сложенные из лежащих складок и покровных надвигов...

2. Складчатые горы, состоящие главным образом из складок, по сравнению с которыми надвиги играют незначительную роль. Сбросы по своему значению остаются на заднем плане...

3. Сбросово-складчатые горы, характеризующиеся первенствующим значением разломов: отдельные глыбы складчаты или изогнуты, так что в общем получается картина складчатости, но складки ломались в самый момент их возникновения...

4. Глыбовые горы, созданные только сбросами, расчленившими кору на глыбы, в которых отдельные пласты горизонтальны или наклонены в одну сторону; изгибы отсутствуют или

выражены слабо...» (Обручев, 1963д, с. 306). Г. Штилле отметил, что все выделенные им группы связаны между собой переходными формами и образуют единый ряд. Несколько позже крайние типы он выделил в два основных (альпийский и германский, или саксонский), рассматривая другие как промежуточные (Обручев, 1963д; Штилле, 1964).

В результате нового взгляда на соотношение дислокационных форм сложилось убеждение в том, что все виды дислокаций и все их сочетания обусловлены единой причиной и могут быть объяснены механизмом контракции: «Мы должны... объяснять различия тектонических деформаций... не разнотипностью и едва ли различной степенью действующих сил, а разнородностью охваченного ими материала. Действовали не различные силы, а одни и те же, но по-разному — вследствие разницы в материале. Тип складчатости в первую очередь зависит от подвижности охватываемой территории... Я определяю подвижность как податливость тектоническому давлению» (Штилле, 1964, с. 84).

Положение о разной податливости различных участков земной коры было и у Э. Зюсса, но Э. Зюсс выделил только два контрастных типа таких участков: пластичные, в которых реализуется глобальное сокращение коры, и жесткие, в пределах которых дислокации имеют неконтракционистскую природу. Г. Штилле же пришел к выводу, что механические свойства коры варьируют в широких пределах, и именно этими вариациями он объяснил разнообразие дислокационных форм, связывая их все с действием одних и тех же тангенциальных орогенных сил*.

Вариации механических свойств коры в тех же построениях были объяснены изменением соотношения в ее составе пластичного (слоистого покрова) и жесткого (фундамента) элементов. Процесс преобразования пластичного элемента в жесткий, обусловленный явлениями складчатости, метаморфизма и магматизма, получил наименование «консолидация» (Обручев, 1963д, с. 310). С тех пор нижний этаж, содержащий складчатые и интродуцированные комплексы, часто определяли как «консолидированный фундамент». В то же время признавалось, что приобретенную им жесткость фундамент в какой-то мере мог утрачивать, становясь способным к значительным пластическим деформациям. Последствия такой мобилизации были отмечены, в частности, в Альпах в виде пеннинских покровов, образова-

* Высказывавшееся в нашей литературе мнение, будто Г. Штилле признавал структурообразующую роль не только тангенциальных, но и радиальных сил и связывал с последними германотипные формы (Бронгулеев, 1956), следует считать ошибочным — представление о единстве орогенных сил Г. Штилле возвел в ранг закона (Штилле, 1964, с. 92).

ных с участием герципских гранитоидов. Явление мобилизации консолидированных комплексов Г. Штилле объяснил «омолаживающим» воздействием нового геосинклинального погружения и накопления мощной толщи осадков (Обручев, 1963д, с. 310).

Признаки пластической деформации фундамента были констатированы также в германотипных областях с их менее мощным, чем в альпийотипных, осадочным покровом. На такие признаки указал, в частности, Э. Арган, который в «Тектонике Азии» описал искривления поверхности фундамента с образованием брахиформных поднятий масштаба крупных фрагментов горных цепей. Такие вынуклости он назвал складками фундамента, выделив наряду с ними складки покрова, развитые в вышележащем слоистом комплексе (Арган, 1935; Обручев, 1963д, с. 314—317). Однако большинство геологов вслед за Г. Штилле и Л. Кобером, представлявшими ортодоксальное направление, не допускали сколько-нибудь существенной пластической деформации фундамента в германотипных областях и склонны были считать смещения по разломам основной, если не единственной формой участия фундамента в последующих движениях.

В. А. Обручев полностью принял положение Г. Штилле об «однородной орогенической силе» и основанные на нем соображения об условиях проявления дислокаций в земной коре. Структурные формы, отмеченные им ранее в пределах Древнего темени и в ряде других регионов, он стал также выводить из тангенциального сжатия и выделил их в самостоятельный тип, предложив дополнить им приведенную выше классификацию Г. Штилле (Обручев, 1963б, с. 102):

«5. Складчато-глыбовые горы, характеризующиеся тем, что после более или менее интенсивной складчатости... они были размыты до состояния, близкого к почти-равнине. Позднейший орогенез в таком, уже сплошном и жестком участке земной коры мог выразиться только разломами и сбросами, расчленившими площадь на отдельные глыбы, в которых сохранилась первоначальная складчатость»*. Возможность некоторой пластической деформации фундамента В. А. Обручев допускал в ряде своих работ. В 1926 г., касаясь представлений Э. Аргана, он, в частности, писал: «Очень соблазнительны новые гипотезы

* В классификации Г. Штилле (см. выше) учитывались новообразованные структурные формы, которые определялись по их проявлению в осадочном покрове, тогда как тип, выделенный В. А. Обручевым, был определен по сочетанию новообразованных и древних структурных форм в фундаменте. Иными словами, «складчато-глыбовые горы» в понимании В. А. Обручева — это те же «глыбовые горы» Г. Штилле, но рассматриваемые без слоистого покрова, когда в глыбах видны фрагменты более древних складчатых структур.

о глыбовых* и покровных складках, которые ввел Арган, как о тангенциальных деформациях материков. Глыбовые складки должны образоваться в древнем фундаменте, до этого уже смятом в складки и сделавшемся жестким. На первый взгляд эта гипотеза кажется странной, так как до сих пор мы считали, что такие древние глыбы могут подвергаться только раздроблению и подниматься или опускаться вертикально в виде отдельных блоков. Но эта гипотеза — лишь дальнейшее развитие идеи американских геологов о короблении, которое также обозначает образование плоских и широких глыб, после некоторого промедления я должен присоединиться к этим представителям, так как они хорошо объясняют молодые преобразования материка Азии и позволяют объяснить вертикальные разломы и движения, которые так характерны для Азии начиная с мезозоя, влиянием тех же тангенциальных движений и направлений движения» (Обручев, 1963б, с. 114). Два года спустя В. А. Обручев допускает «...возможность глыбовой складчатости, вернее — волнистости, в жестких древних массах...» Забайкалья (Обручев, 1963в, с. 118). К этому допущению он вернулся через много лет, отметив, что в Забайкалье «... особенно много данных для разрешения вопроса, как происходило возрождение гор на месте древних сглаженных структур при новых горообразовательных движениях — посредством пластических вздутий и прогибов поверхности денудации сложных старых складчатых структур, создаваемых новым тангенциальным напряжением, или глубокими разломами их и перемещениями вверх и вниз по вертикали, или же наконец сочетанием того и другого» (Обручев, 1950, с. 155).

Вместе с этим В. А. Обручев высказывал предположение, что Э. Арган, принимая «большую пластичность материала жестких глыб, чем Кюбер и Штилле,... в увлечении новой гипотезой, преувеличивает...» (Обручев, 1963д, с. 317). В большинстве своих работ он считал основной разрывную форму последующих движений фундамента: «Мы неоднократно отмечали, что глыбы реагируют на орогеническое давление разломами, так как к складчатости они уже не способны» (Обручев, 1963б, с. 100).

В своей полемике с М. М. Тетяевым В. А. Обручев не оспаривал новых данных, в частности тех, которые имели отношение к доказательству наличия надвигов. Напротив, именно описания надвигов убеждали его в ошибочности сопоставления гео-

* Соответствующий термин Э. Аргана обычно переводят как «складки фундамента» или «глубинные складки». Возражая против второго варианта, введенного в русскую геологическую литературу в то время, В. А. Обручев предпочитал называть описанные Э. Арганом формы глыбовыми складками, подчеркивая, что «...по сущности дела, это...складки жестких глыб» (Обручев, 1963д, с. 315).

логической структуры Восточного Забайкалья с альпийской и давали основание считать, что характер мезозойских новообразований в фундаменте определен жесткостью последнего. Дело в том, что большинство геологов того времени вслед за П. Термье различали два типа тектонических покровов: тектонические покровы первого рода, или шарьяжи, развившиеся из лежащих складок при деформации «пластического стиля», и тектонические покровы второго рода, они же надвиги скальвания, или глыбовые надвиги (Обручев, 1963в, с. 118—119). Альпийскую структуру характеризовали покровы первого рода (например, пеннинские, упоминавшиеся выше в связи с вопросом о пластической деформации древних консолидированных образований в альпийских областях). М. М. Тетяев же и его сотрудники представили выделенные ими покровы как пластины, выколотые из складчатых комплексов (Тетяев, 1927б; Пресняков, 1931; и др.), давая другим геологам* основание сопоставлять такие покровы с покровами второго рода.

На это обратил внимание Г. Штилле, который в своих замечаниях к обобщающей статье Ю. М. Шейнманна, по свидетельству В. А. Обручева (Обручев, 1960, с. 404), заметил, что надвиги Восточного Забайкалья принадлежат скорее к германотипным формам орогенеза. Развивая эту мысль, В. А. Обручев после изложения взгляда Г. Штилле писал: «Позднеюрский (киммерийский) орогенез... в Восточном Забайкалье... должен быть германотипным... Надвиги, обнаруженные в Восточном Забайкалье и описанные пока еще недостаточно подробно, нельзя приравнивать к альпийским шарьяжам. Мне кажется, что число этих надвигов и сравнительно слабая складчатость юры в отдельных чешуях... свидетельствуют против большой лабильности дна юрского морского залива. Если бы она была значительной, т. е. если бы залив представлял геосинклиналь, то в этой области поднялась бы настоящая альпийская складчатая цепь, а не складчато-глыбовые горы своеобразного чешуйчатого типа, которые, судя по скудным сообщениям, по видимому, здесь образовались. Можно объяснить возникновение этого типа гор таким образом: мезозойские толщи были отложены на складчатом варисском основании, которое... заключало еще более или менее длинные и широкие горные останцы. Юра заполнила сначала долины между этими останцами, затем они были перекрыты довольно мощными отложениями... Тангенциальное давление должно было проявиться очень сильно в этом узком заливе между двумя жесткими массивами — Древнего темени на СЗ и маньчжурской на

* Сам М. М. Тетяев, а вслед за ним и его сотрудники, как известно, не считали различия между тектоническими покровами, положенными в основу классификации П. Термье, существенными и не придерживались этой классификации.

ЮВ. При тангенциальном давлении юрский покров в нижней своей части, пронизанной такими многочисленными древними и жесткими поднятиями, не мог сминаться в большие складки... При дальнейшем сжатии этой области чешуи юры и древних толщ должны были надвигаться друг на друга и на отдельные автохтонные останцы». Это свое высказывание В. А. Обручев привел в третьем томе «Геологии Сибири» несколько лет спустя, когда уже были опубликованы отчеты сотрудников М. М. Тетяева, содержавшие, как отмечалось выше, данные о пликативных новообразованиях в фундаменте. Данные эти В. А. Обручев не рассматривает. Он касается такого рода данных только на примере работы В. А. Медноранского (1932), который, по мнению В. А. Обручева (1938, с. 1039), «...изображает складчатость юры, приспособившуюся к более сильной складчатости палеозоя того же направления в виде синклиналей между выступами последнего» (см. рис. 7).

Приведенное выше высказывание В. А. Обручева, в котором говорится о «складчато-глыбовых горах своеобразного чешуйчатого типа», впоследствии трактовалось Г. И. Князевым (1957 и др.) в том смысле, что В. А. Обручев якобы в нем выдвинул идею об особом типе дислокационных процессов, которые назвал складчато-глыбовыми. Такое истолкование слов В. А. Обручева оказалось возможным вследствие того, что в «Геологии Сибири», (т. 3, 1938), на которую Г. И. Князев обычно ссылается, не дано определение введенного В. А. Обручевым ранее термина «складчато-глыбовые горы». Выше это определение было дано по другой работе, и из него видно, что механизм формирования «складчато-глыбовых гор» по сути дела отождествлялся В. А. Обручевым с механизмом формирования «глыбовых гор» Г. Штилле. Таким образом, выражение «складчато-глыбовые движения (дислокации)», упоминаемое со ссылкой на В. А. Обручева, не имеет смысла. Но Восточно-Забайкальские «складчато-глыбовые горы» В. А. Обручев все же считал своеобразным явлением и, действительно, объяснил их особым механизмом. Образование обычных выделенных им складчато-глыбовых гор В. А. Обручев связывал с движением блоков в основном по крутопадающим разрывам. Таким образом, выступающие части фундамента рассматривались как горсты. Так трактовал В. А. Обручев структуру Восточного Забайкалья на основании данных А. Э. Гедройца и А. П. Герасимова задолго до введения термина «складчато-глыбовые горы». А когда он впервые приложил этот термин к данному региону, то геологи группы М. М. Тетяева уже выделили в его пределах пологие надвиги и отвергли сбросы.

В. А. Обручев, «... предполагая точность и правильность наблюдений Тетяева и его сотрудников...» (Обручев, 1963в, с. 119), ввел коррективы в свою прежнюю схему. При этом из-за исключения сбросов и принятия субгоризонтальных

надвигов пришлось отказаться от объяснения выступов фундамента вертикальным смещением глыб, и поэтому последние были признаны остатками не до конца размытых гор. Во время дислокации эти остатки противостояли горизонтальным перемещениям, отчасти срезаясь надвигами, тогда как юрские отложения, также затрагиваясь надвигами, к тому же еще сминались в складки. Так В. А. Обручев на основании тех скудных данных, о которых он писал, понимал особенность дислокационных процессов, в результате которых образовались Восточно-Забайкальские «складчато-глыбовые горы своеобразного чешуйчатого типа».

Геологические исследования, проведенные в Восточном Забайкалье на протяжении трех десятилетий, которые отделяют первое упоминание В. А. Обручевым «складчато-глыбовых гор своеобразного чешуйчатого типа» от выступления Г. И. Князева с концепцией «жестких массивов», в особенности работы И. С. Валицкой, Д. С. Соколова, А. А. Смирнова, Е. В. Павловского, И. В. Лучицкого, М. С. Нагибиной, В. Н. Козеренко, А. Ф. Мушников, существенно прояснили картину строения региона. Роль надвигов оказалась более чем скромной, сбросов же — значительной. Среди юрских складок были выявлены брахиальные и коробчатые формы. Представления Г. Штилле и В. А. Обручева о германотипном характере мезозойской структуры Восточного Забайкалья новыми данными как-будто бы подтверждались. Тем не менее признания эти представления не получили. Геологи того времени в большинстве своем фактически трактовали структуру региона в духе первоначального варианта концепции М. М. Тетяева * (1927а), т. е. того варианта, в котором надвиги оставались на втором плане. Если же воспользоваться классификацией орогенических форм Г. Штилле, то можно сказать, что мезозойские сооружения Восточного Забайкалья рассматривались как «складчатые горы», т. е. скорее как альпийотипные, чем германотипные образования.

Непопулярность представлений Г. Штилле — В. А. Обручева о германотипном характере мезозойской структуры Восточного Забайкалья была связана с тем, что принятие этих представлений влекло за собой необходимость принять положение о существенно различном поведении покрова и фундамента в процессе юрских дислокаций. Накопленные же в течение интересующего нас периода данные не позволяли согласиться с этим положением. Прежние заключения Ю. М. Шейнманна (1931), С. А. Музылева (1932) и В. Н. Мелиоранского (1932) о согласной с юрским покровом деформации поверхности фундамента получили новые подтверждения. С учетом этого высту-

* Имеется в виду та часть концепции, которая относится к характеристике дислокационных форм.

пы фундамента стали рассматриваться как пликативные структуры. На тектонических схемах вдоль таких выступов через все Шилка-Аргунское междуречье протянулись оси юрских антиклиналей и антиклинорий. На схемах эти линии выглядели более или менее убедительно, но когда накопление материала съемок дало возможность сопоставить схемы с картами региона, стали возникать сомнения.

Конфигурация выступов фундамента, какой она вырисовывалась на геологических картах, не очень вязалась с представлением о линейной складчатости и наводила на мысль о глыбах. О глыбовом характере антиклинальной структуры, ядро которой образует юго-западная часть Кутомарского массива, вскользь упомянул В. Н. Козеренко (1956). Вслед за этим Г. И. Князев (1957) выступил с концепцией жестких массивов. Концепция эта в какой-то мере явилась компромиссом: для одних участков пластическая деформация фундамента допускалась, для других — исключалась. Допускалась она в тех случаях, когда наличие отложений покрова позволяло судить о залегании поверхности несогласия. Отрицалась же — для обширных выступов фундамента, в пределах которых отложения юры практически отсутствуют. О поведении таких массивов фундамента в процессе юрской складчатости Г. И. Князев судил в основном по их не свойственной для элементов альпийской структуры конфигурации, используя следующую логику: если бы такие массивы, подвергаясь тангенциальному сжатию, были бы способны деформироваться пластически, то они не смогли бы сохранить свою структурную целостность и были бы вовлечены в сжатые линейные складки; поскольку этого не произошло, то принимается вывод о том, что рассматриваемые массивы отличались повышенной сопротивляемостью деформирующей силе и в складчатости не участвовали.

Упоминание тангенциального сжатия (Князев, 1966 и др.) возвращает нас к постулатам гипотезы контракции и этим проясняет вопрос об основаниях концепции жестких массивов: «Мы должны.. объяснять различия тектонических форм.. не разнотипностью и едва ли различной степенью действующих сил, а разнородностью охваченного ими материала» (Штилле, 1964, с. 84). Как видно из приведенной выдержки, Г. Штилле вполне отдавал отчет в том, что результат деформации в принципе определяется рядом факторов. Он говорил не только о свойствах материала, но также о характере деформирующих сил и их интенсивности. Однако положение о единых по направлению и характеру орогенических силах (тангенциальных сжимающих), принятое как лучше согласующееся с гипотезой контракции, позволило Г. Штилле упростить вопрос и связывать разнообразие структурных форм только с разной сопротивляемостью деформируемого материала.

Исходные положения таких тектонических построений задолго до выступления Г. И. Князева с концепцией жестких массивов оказались под сомнением; став историей, они отошли в тень и в какой-то мере забылись, основанные же на них выводы, оторвавшись от своих корней, обнаружили удивительную живучесть.

В настоящее время нет оснований связывать образование всего комплекса наблюдаемых в Восточном Забайкалье мезозойских структурных форм с тангенциальным сжатием области, хотя признаки такого сжатия в виде сдвигов и горизонтальных складок местами и обнаружены (Громин, 1970 и др.). Простые формы складок и широкое развитие сбросов (не только на сводах, но и по окраинам поднятий) дают веские основания считать, что важную роль в процессе юрских дислокаций играли радикальные силы. Этому выводу не противоречат локальные надвиги, поскольку, по крайней мере для одного из них, самого значительного — Оловянинского, — Ю. А. Зориным показано, что с глубиной поверхность сместителя становится все более крутой.

С допущением радиальных сил подход к оценке информативности особенностей строения выступов фундамента в отношении механических свойств последнего радикально меняется. Если поднятия формировались под воздействием каких-то глубинных масс, то в основном размерами и формой штампов, а не сопротивляемостью материала должны объясняться очертания таких поднятий. Что же касается формы последних в разрезе и характера их ограничений, то они, судя по данным моделирования (Гзовский, Ма-Цзинь, 1962), могут широко варьировать, определяясь, в частности, скоростью поднятия штампов. В Восточном Забайкалье мы имеем примеры и блоков, ограниченных разрывами, и вздутый, если не полностью, то по крайней мере отчасти ограниченных изгибами поверхности несогласия. Структуры второго типа можно было бы назвать складками основания или глыбовыми складками, если только избавиться эти термины от той части их содержания, которая непосредственно связана с контракционистскими постулатами («... по сущности дела это складки... жестких глыб». — Обручев, 1963 д, с. 315).

Отказ от контракционистских постулатов влечет за собой и отказ от предубеждения, будто внутренняя структура поднятых масс фундамента заведомо является неизменной древней структурой. О том, что древняя структура интересующих нас поднятий в какой-то мере была видоизменена, свидетельствует искривление поверхности несогласия по периферии поднятий (см., например, рис. 8). Этот вывод, однако, имеет достаточную силу только применительно к окраинам поднятий, прилегающим к поверхности несогласия. Что же касается удаленных от границ с покровом частей выступов фундамента,

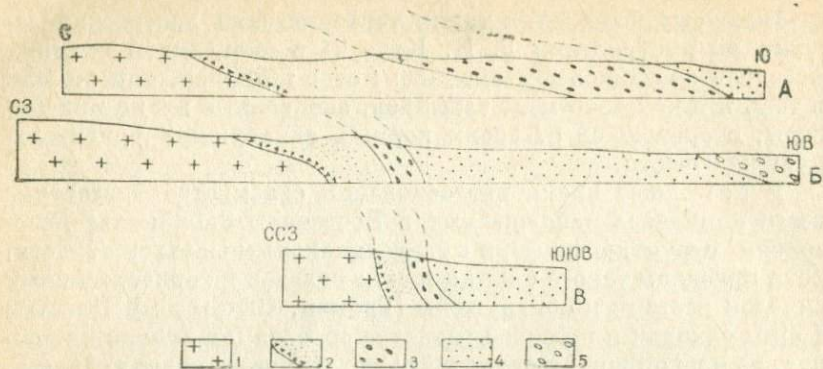


Рис. 8. Геологические разрезы через юго-восточный склон Западно-Кутомарского купола. Примерный масштаб 1:50 000.

А — по пади Талман Манкечурский, Б — по пади Алачакан, В — по пади Чиндагатай. 1 — гранитоидные породы Кутомарского массива; 2—5 — южно-среднеюрские отложения (2 — акатуевская свита песчаников с базальным горизонтом древеснистых брекчий и конгломератов, 3 — базановская свита конгломератов, 4 — бохтинская свита песчаников с подчиненными прослоями конгломератов; 5 — верхнегазнимурская свита конгломератов с подчиненными прослоями песчаников).

то о их поведении в процессе юрской деформации остается судить лишь по тем признакам, которые могут быть выявлены в самих древних породах.

Глава II

МЕТАМОРФИТЫ И МАГМАТИТЫ.

СТРУКТУРА МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД

ЮРСКОГО ОСАДОЧНОГО ПОКРОВА

Степень преобразования пород юрского осадочного покрова в окружении куполов Нерчинского хребта варьирует от начальных ступеней фации зеленых сланцев до высоких ступеней амфиболитовой фации. Нарастание метаморфизма повсеместно происходит в направлении к выступам основания.

Разделение пород по степени метаморфизма облегчается литологическим однообразием алгачинского комплекса. Главную роль в его составе играют существенно кварцево-полевошпатовые песчаники. Эти породы широко распространены по всему разрезу, в том числе и в конгломератных толщах, где они обра-

зуют многочисленные прослои. Заполнитель в конгломератах также чаще всего песчаниковый. Резко подчиненное значение имеют высокоглиноземистые тонкообломочные породы, которые характерны для низов разреза, но встречаются и на более высоких стратиграфических уровнях. Наименее существенным компонентом разреза являются известковистые породы, установленные в виде редких и маломощных прослоев в составе трех нижних свит алгачинской юры.

В наименее измененных разностях песчаников хорошо видна первичная обломочная структура. Зерна псаммитовой и алевроитовой размерностей в таких породах, как правило, угловаты. В местах их тесного соприкосновения иногда заметно некоторое взаимоприспособление форм. Минеральные новообразования представлены преимущественно гидрослюдами, развитыми в основном в пелитовом цементе и в обломочных чешуйках биотита, в меньшей степени в зернах плагиоклаза, обычно в той или иной мере альбитизированного.

По мере нарастания степени перекристаллизации обломочная слюда замещается хлоритом и мусковитом, пелитовый цемент полностью перерождается с развитием микрозернистого агрегата кварца, щелочного полевого шпата, светлой слюды, хлорита и эпидотового минерала. Совместно с ними иногда встречается пренит, развивающийся также наряду со светлой слюдой в обломочных зернах плагиоклаза. В отдельных случаях к указанным новообразованиям прибавляется бесцветный или зеленоватый турмалин. Форма обломочных зерен салических минералов при этом сначала остается без заметных изменений. Затем перекристаллизация затрагивает обломочные зерна полевых шпатов, в первую очередь плагиоклаза, в которых по периферии и в отдельных просечках развивается агрегат мелких зернышек альбита. Вторичные ориентированные текстуры в псаммитах на этом уровне изменения отсутствуют, тогда как в пелитовых породах становится заметной сланцеватость.

Следующая ступень метаморфизма знаменуется появлением новообразованного биотита. В метапелитах новообразованный биотит, развивающийся в скоплениях хлорита и мусковита, однообразен, будучи обычно бурым. В псаммитах он сначала появляется наряду с мусковитом в обломочных зернах плагиоклаза. Этот биотит представлен светлоокрашенной зеленоватой разновидностью с низким светопреломлением ($N_g=1,626-1,634$), из чего можно заключить, что он беден железистым компонентом. На некотором удалении от мест, где обнаруживаются первые новообразования биотита в плагиоклазе, он развивается также в промежутках между обломочными зернами и по их периферии, замещая мусковит, хлорит и рудный минерал. Этот биотит имеет бурю окраску и более высокое светопреломление ($N_g=1,640-1,650$), будучи, очевидно, более

железистым по сравнению с биотитом, развившимся в плагио-оклазе. Различие между двумя разновидностями биотита сохраняется до тех пор, пока обломочные зерна остаются слабо перекристаллизованными.

Сходная картина наблюдалась и в гранитных гальках метаконгломератов, где биотит также сначала появляется в зернах плагиоклаза и лишь затем замещает хлорит, ранее образовавшийся по первичному биотиту. Как и в метапсаммитах, биотит здесь представлен двумя разновидностями. Отмеченные особенности развития биотита в кварцево-полевошпатовых породах указывают на некоторую подвижность калия и магния, проявляющуюся при инертном поведении алюминия и железа. На протяжении 5—8 км от изограды биотита в сторону выступа основания метаморфогенная минеральная ассоциация в терригенных породах остается более или менее стабильной. В нее входят биотит, мусковит, эпидот, кварц и щелочной полевой шпат. Последний обычно представлен альбитом, но изредка наряду с ним присутствует и калиевый полевой шпат. Второстепенные новообразования представлены рудным минералом и зеленым или зеленовато-бурым турмалином. Вместе с эпидотом иногда присутствует ортит.

Известковистые породы в этих же пределах характеризуются развитием амфибола. Вблизи изограды биотита амфибол представлен светлой, местами почти бесцветной разновидностью. Совместно с ним присутствуют кварц, альбит, биотит и хлорит. С удалением от изограды биотита получает развитие ясно окрашенный зеленоватый амфибол, хлорит исчезает, тогда как биотит сохраняется, переходя отчасти в зону амфиболитовой фации.

По мере удаления от изограды биотита в породах отчетливо возрастает степень перекристаллизации. Размеры зерен новообразованных минералов увеличиваются. Перекристаллизация все более интенсивно проявляется в обломочных зернах, особенно по их краям, в результате чего эти зерна, приобретая бахромчатые очертания, тесно срачиваются с новообразованным агрегатом цемента и их первичная форма становится труднее распознаваемой. Новообразования слюды в псаммитах обнаруживают тенденцию к группировке и ориентированному расположению. Сначала это проявляется локально, в частности в окружении галек. Затем тенденция к параллелизму становится всеохватывающей и в породах появляется более или менее совершенная сланцеватость.

В сланцеватых метапесчаниках новообразованный плагио-клаз в ассоциации с эпидотом представлен уже не альбитом, а олигоклазом, что означает переход к амфиболитовой фации (Файф и др., 1962). Последняя проявлена только в юго-западной части хребта. Вскоре после изограды олигоклаза структура

осадочных пород оказывается радикально измененной. Из первичных элементов остаются распознаваемыми лишь гальки в метаконгломератах. Эти изменения затрагивают и породы в гальках. Так, в частности, структура гранитоидных пород сначала соответствует blastsгранитовой, затем реликты первичной структуры становятся неразличимыми и структура переходит в бластическую, а сами породы превращаются в гнейсы. Перекристаллизация в значительной мере стирает первичные различия в гранулометрическом составе осадочных пород, и метапелиты отличаются здесь от метасаммитов не столько размерами зерен, сколько более значительным содержанием биотита. Новообразованная структура является лепидогранобластовой, гомео- и гетеробластовой, нередко с элементами гломеробластовой, а иногда и порфиробластовой. Метаморфогенная минеральная ассоциация метакластитов всегда включает биотит, кварц и плагиоклаз. В большинстве изученных образцов наряду с ними был констатирован и калиевый полевой шпат. Нередко в небольших количествах присутствует гранат. Мусковит с удалением от изограды олигоклаза становится редкостью. Обычные примеси представлены эпидотом, рудным минералом и турмалином.

Биотит обычно окрашен в бурые или коричнево-бурые тона и характеризуется умеренно высоким светопределением ($N_g = 1,648—1,655$). Иногда его чешуйки более или менее равномерно рассеяны в породе. Чаще, однако, они проявляют тенденцию к группировке, образуя тонкие линзочки или слойки. Гранат, судя по высокому светопределению ($N = 1,810—1,815$) является в основном альмандином. Турмалин обычно имеет зеленовато-бурю, иногда пятнистую окраску. В ряде случаев были отмечены зональные кристаллы со слабо окрашенными зеленоватыми ядрами, сходными по характеру своей окраски с выделениями этого минерала в менее метаморфизованных породах. Плагиоклаз в кристаллических сланцах представлен средним — основным олигоклазом (22—27% анортита). Большей частью он образует мелкие изометричные зерна, но нередко выделяется также в виде небольших порфиробласт, проросших выделениями кварца. В мелких зернах двойникование обнаруживается редко, тогда как порфиробласты обычно сдвойникованы. Во всех измеренных на федоровском столике двойниковых системах (около 20) был обнаружен альбитовый закон двойникования. Кроме того, были отмечены случаи комбинации систем, сдвойникованных по альбитовому и периклиновому законам.

Щелочной полевой шпат также образует как мелкие зерна, так и порфиробласты. Его мелкие зерна часто, подобно зернам плагиоклаза, изометричны и полигональны. Но нередко они приобретают ветвистую форму, проникая ответвлениями по

границам зерен других минералов, в частности плагиоклаза. Порфиробласты щелочной полевой шпат образует чаще, чем плагиоклаз, и его порфиробласты достигают более значительных размеров (в отдельных случаях до 10—15 мм). Мелкие выделения, как правило, оптически однородны, тогда как крупные обычно представлены микропертитом. Некоторые порфиробласты представлены простыми двойниковыми сростками. Микроклиновая двойниковая «решетка» проявляется редко и обнаруживается лишь в деформированных участках кристаллов. В остальных случаях полисинтетических двойников в порфиробластах не видно, и, судя по сравнительно небольшому углу оптических осей (около 50—55°), полевой шпат таких порфиробластов представлен скорее ортоклазом, чем микроклином. Участки развития порфиробластов калиевого полевого шпата в кристаллических сланцах обычно заметно обеднены биотитом, сами порфиробласты при этом насыщены вростками рудного минерала. Местами калиевый полевой шпат наряду с кварцем образует поликристаллические прожилковидные выделения. С появлением последних также связано обеднение пород биотитом и развитие рудного минерала, а иногда совместно с ним и граната. Из сказанного можно заключить, что рост обособлений калиевого полевого шпата был обусловлен привнесением калия и сопровождался выносом магния.

Соотношение полевых шпатов в кристаллических сланцах характеризуется наличием признаков взаимной коррозии. Чаще видны проявления коррозии калиевого шпата плагиоклазом, выраженные в виде мирмекитовых каемок, появляющихся в местах стыка зерен двух полевых шпатов. Признаки такого замещения обнаруживаются в большей части зоны амфиболитовой фации, начиная почти от изограды олигоклаза. Наряду с этим во внутренней части зоны амфиболитовой фации, т. е. в наиболее интенсивно метаморфизованных образованиях иногда заметны признаки обратного замещения. В качестве таких признаков рассматриваются, в частности, наблюдавшиеся местами проникновения калиевого полевого шпата в глубь мирмекитового плагиоклаза с частичным захватом вростков кварца (такие соотношения ниже будут проиллюстрированы примерами из иных пород). В породах, где отмечаются корродированные выделения мирмекитового плагиоклаза, наблюдаются и некорродированные образования того же рода, что позволяет различать две стадии мирмекитизации, разделенные периодом калиевого метасоматоза.

Высокоглиноземистые породы, развитые в относительно низкотемпературной части зоны амфиболитовой фации, т. е. ближе к изограде олигоклаза, представлены слюдяными кварц-полевошпатовыми сланцами. Во внутренней, более высокотемпературной части зоны в этих породах развит силлиманит,

представленный преимущественно игольчатой разновидностью — фибролитом. Наблюдаемые микроскопически соотношения определенно указывают на то, что развитие силлиманита сопровождалось разложением биотита. Об этом свидетельствуют, в частности, приуроченность сноповидных агрегатов фибролита к скоплениям слюды и ассоциированность с ними обильных выделений рудного минерала. По характеру сопутствующих изменений в минеральном составе пород различаются два случая. В одном из них среди продуктов разложения биотита наряду с силлиманитом присутствует калиевый плевоид шпат. Появление последнего свидетельствует об изохимическом (в отношении калия) характере процесса и позволяет связывать соответствующую реакцию (Маракушев, 1965) с повышением температуры метаморфизма. Во втором случае новообразования калиевого полевого шпата в местах развития силлиманита не отмечаются. Прослеживание соотношений в пределах одного слоя силлиманитизированных пород показывает, что увеличение содержания силлиманита сопровождается уменьшением содержания как калиевого шпата, так и плагиоклаза вплоть до их полного исчезновения, тогда как биотит отчасти сохраняется. Одновременно с увеличением степени силлиманитизации в породах несколько возрастает роль граната, нередко появляется мусковит, широкое развитие получает турмалин.

Отмеченные особенности силлиманитсодержащей ассоциации второго типа указывают на то, что ее развитие происходило в условиях выщелачивания и стимулировалось возрастанием кислотности растворов. О повышенной кислотности растворов в период возникновения рассматриваемой минеральной ассоциации свидетельствует также постоянное присутствие граната, мусковита и турмалина в составе пегматоидных прожилков и жил, характерных для участков проявления выщелачивания. Пегматоидные выделения такого состава в изученном районе, по имеющимся данным (они будут приведены позже), формировались после кульминации метаморфизма. Это дает основание считать, что и развитие силлиманитизации, связанной с выщелачиванием, как это отмечалось ранее при анализе сходных явлений в других районах (Корицкий, 1963), происходило в начале регрессивной стадии метаморфизма. Общей особенностью двух отмеченных силлиманитсодержащих ассоциаций является развитие рудного минерала наряду с гранатом в связи с разложением биотита. Это явление, очевидно, отражает повышение железистости пород и связано с выносом магния.

Известковистые породы в зоне амфиболитовой фации, как и породы бедные известью, характеризуются отличным от альбита составом новообразованного плагиоклаза. Это отличие, однако, в известковистых породах является более значительным. Вблизи границы зон фации зеленых сланцев и амфиболи-

товой фации (проведенной по появлению олигоклаза в бедных известью породах) новообразованный плагиоклаз имеет состав кислого — среднего андезина (30—40% анортита). Совместно с ним помимо кварца развит амфибол. Последний в этой части зоны иногда представлен идиобластовыми шестоватыми кристаллами, отчасти выделяющимися в виде порфиробласт. Амфибол окрашен в зеленые тона и по своей кристаллооптической характеристике отвечает обычным роговым обманкам ($cNg=19^\circ, -2V=72^\circ$). В ряде образцов было отмечено развитие зональных кристаллов амфибола, в которых кайма окрашена так же, как и в однородных выделениях амфибола в других образцах из этой части зоны, а ядро отличается более светлой окраской, свойственной амфиболам менее метаморфизованных пород. Наряду с амфиболом во внешней части зоны амфибулитовой фации в небольших количествах обычно присутствует зеленовато-бурый биотит. Минералы-примеси представлены эпидотом, сфеном, апатитом и рудным минералом. Во внутренней части рассматриваемой зоны состав плагиоклаза в известковых породах повышается. Здесь он варьирует от среднего лабрадора до битовнит-анортита (60—90% анортита). Биотит здесь не встречается (за исключением тех случаев, когда его появление связано с метасоматозом). Темноцветные минералы в этой части зоны представлены зеленым амфиболом ($cNg=17^\circ, -2V=77^\circ$) и (или) пироксеном ($cNg=41^\circ, +2V=60^\circ$). Совместно с тем и другим часто присутствует гранат. Зерна этих минералов, в том числе и граната, обычно не имеют правильных ограничений. Они большей частью выделяются в виде порфиробласт, проросших кварцем и плагиоклазом. Последние два минерала образуют микрозернистый гранобластовый агрегат основной ткани. Во внутренней, прилегающей к выступу основания части метаморфического ореола известковистые породы иногда обнаруживают признаки метасоматоза. Эти признаки выражаются, в частности, в появлении венчиков биотита вокруг порфиробласт роговой обманки или диопсида. С увеличением содержания биотита в таких породах сопряжено уменьшение роли анортитовой составляющей в плагиоклазе. Прослеживание одного прослоя известковистых пород в районе с. Тюкавкино показало, что когда от зерен диопсида остаются лишь редкие небольшие реликты, заключенные в скоплениях биотита, а состав плагиоклаза понижается до кислого андезина, в основной ткани породы появляются ветвистые выделения калиевого шпата, проникающие своими ответвлениями по границам зерен других минералов. Конечный продукт замещения в описываемом случае представлен кварц-ортоклаз-биотитовым порфиробластическим сланцем, в котором порфиробласты представлены микропертитом. Характер изменения минерального состава указывает на вынос из породы кальция, отчасти натрия и привнос калия.

ПОРОДЫ ДОМЕЗОЗОЙСКОГО ОСНОВАНИЯ И ИХ МЕТАМОРФИЗМ

С интересующей нас точки зрения изучались все домезозойские образования, в том числе и супракрустальные, но главное внимание было уделено доминирующим в ядрах куполов гранитоидам. В Цаган-Олуевском массиве наиболее подробно были изучены породы Эке-Булакского, Алтанганского и Сухетуйского выходов.

Граниты Эке-Булакского выхода большей частью характеризуются крупнозернистой порфировидной гранитовой структурой и массивным сложением. В окраске этих пород преобладают тусклые серо-желтоватые или зеленоватые оттенки. Главные минеральные составляющие представлены кварцем, олигоклазом ($22 \pm 2\%$ анортита) и микропертитовым калиевым полевым шпатом, присутствующими примерно в равных количествах. Зерна этих минералов обычно трещиноваты, нередко они обнаруживают нарушенное угасание, а местами оказываются частично гранулированными. Выделения плагиоклаза насыщены чешуйками слюды, представленной в основном мусковитом и отчасти светлым зеленоватым биотитом. Нередко наряду с этими минералами в зернах плагиоклаза широко развит эпидот. Состав плагиоклаза в таких случаях приближается к альбитовому, а общий химический состав породы остается без существенных изменений (табл. 1, обр. 587 — олигоклазовый гранит, обр. 583/1 — эпидот-альбитовый гранит). Калиевый полевой шпат эке-булакских гранитов обычно содержит во включениях множество мелких зернышек рудного минерала. Новообразованная слюда для калиевого шпата менее характерна, чем для плагиоклаза. Она представлена преимущественно биотитом и приурочена исключительно к просечкам. Вблизи таких просечек включения рудного минерала исчезают, что объясняет более интенсивную окраску биотита, развитого в калиевом полевым шпате, по сравнению с биотитом, развитым в плагиоклазе. Первичный биотит эке-булакских гранитов повсеместно разложен. От него кое-где сохранились лишь формы, выполненные хлоритом, рудным минералом и мусковитом. В большинстве случаев этот агрегат в той или иной мере замещен вторичным мелкочешуйчатым биотитом.

На юго-восточной окраине Эке-Булакского выхода констатированы более значительные изменения слагающих его пород. Пересечение краевой зоны в 2 км к западу — юго-западу от с. Цаган-Олуй позволило наблюдать такие разновидности метагранитов. В 150—170 м от контакта гранитов с доюрскими супракрустальными породами изменения в структуре гранитов становятся отчетливо заметными макроскопически. Крупные зерна калиевых минералов здесь не соприкасаются одно

Химический состав эке-булакских метагранитов, вес %

Компонент	№ образца					
	587	583/1	583/2-1	583/2-2	583/4	582/1
SiO ₂	72,02	71,70	70,56	70,82	67,20	71,54
TiO ₂	0,30	0,30	0,30	0,30	0,45	0,34
Al ₂ O ₃	14,27	14,02	14,85	15,88	18,02	14,44
Fe ₂ O ₃	0,05	—	—	0,13	1,96	0,02
FeO	2,58	2,58	2,28	2,07	3,73	2,63
MnO	0,06	0,07	0,04	0,01	—	0,16
MgO	0,54	0,68	0,60	0,98	0,90	0,47
CaO	1,65	1,45	0,86	0,79	0,96	2,33
Na ₂ O	3,65	3,65	3,78	2,66	0,62	0,63
K ₂ O	4,28	4,35	4,85	5,42	5,08	6,15
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,06
П. п. п.	0,25	0,51	0,67	1,12	0,70	0,74
Сумма	99,74	99,40	98,90	99,27	99,81	99,51

Примечание. Химические анализы, результаты которых приводятся в настоящей таблице и ниже, выполнены в Центральной лаборатории Читинского геологического управления аналитиками Л. М. Аршинской, Д. М. Шустер и Н. И. Серебряковой.

с другим, а оказываются погруженными в мелкозернистую богатую светлой слюдой массу. Порода здесь лишается тусклого зеленоватого оттенка, характерного для менее перекристаллизованных разновидностей эке-булакских гранитов. Микроскопическое изучение показывает, что изменение в окраске сопряжено с исчезновением эпидота из зерен альбитизированного плагиоклаза. Состав плагиоклаза при этом, однако, существенно не меняется, оставаясь близким к альбитовому, что объясняется (см. табл. 1, обр. 583/2-1) уменьшением содержания извести в породе. Микроструктура описанной разновидности пород Эке-Булакского выхода уже может быть определена как blastsgranitovaya.

В нескольких десятках метров к юго-востоку, ближе к контакту с супракристалльными породами, отделяющими Эке-Булакский выход от Алтанганского, структура гранита почти полностью видоизменена. Лишь некоторые зерна кварца напоминают по форме выделения этого минерала в неизменной породе. Новообразованная структура гетеролепидогранобластовая, в целом более мелкозернистая по сравнению со структурой исходного гранита. В породе широко развиты слюды. Мусковит с исчезновением первичных зерен плагиоклаза более или менее равномерно рассеян в породе, тогда как биотит боль-

шей частью группируется в кучных скоплениях, резко выделяющихся темными пятнышками на фоне светлой почти белой сахаровидной кристаллической массы. В гранобластовом новообразованном агрегате наряду с кварцем присутствует плагиоклаз, представленный кислым олигоклазом (15—17% анортита), и калиевый полевой шпат. Выделения последнего совершенно прозрачны, тех вростков рудного минерала, которые были свойственны первичным зернам калиевого полевого шпата в слабоизмененном граните, в этих выделениях нет. Рудный минерал в описываемой разновидности метагранита вообще не обнаруживается. В виде единичных зерен в породе появляется альмандиновый гранат ($N=1,813$). Химический анализ (см. табл. 1, обр. 583/2-2) показал, что описанная порода отличается от охарактеризованных выше более высоким содержанием Al_2O_3 , MgO и K_2O и более низким содержанием Na_2O .

У самого контакта с супракристалльными породами метагранит представлен кварц-мусковит-гранатовым сланцем, содержащим в качестве второстепенных составных частей биотит и плагиоклаз состава среднего — основного андезина (40—50% анортита). Химический анализ (см. табл. 1, обр. 583/4) показал ничтожное содержание окиси натрия в породе и более высокое, чем в других эке-булакских метагранитах, содержание глинозема, а также окисного и закисного железа. Из приведенных выше данных следует, что метаморфизм эке-булакских гранитов в описанном участке юго-восточной краевой зоны выхода сопровождался существенным изменением состава пород, в частности возрастанием содержания глинозема, окиси калия и, отчасти, окиси магния и снижением содержания окиси натрия и извести. Примечательно, что в домезозойских супракристалльных породах у контакта с метагранитами в описанном участке также широко развиты мусковит и гранат, с удалением от контакта роль мусковита становится более скромной и древние метакластиты сначала переходят в двуслюдяные, а затем в биотитовые кварц-полевошпатовые сланцы.

В других пересечениях юго-восточной краевой зоны Эке-Булакского выхода зона интенсивной перекристаллизации обнаружила сужение до полного выклинивания примерно в 2-х км к юго-западу от описанного выше места. На средние расстояния между местом выклинивания и охарактеризованным пересечением в контакте с кварц-плагиоклаз-биотитовым гранатсодержащим сланцем метагранит представлен несовершенной сланцевой породой с гетеролепидогранобластовой структурой. В составе породы отмечены кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз состава среднего — основного лабрадора (до 70% анортита), гранат, биотит и мусковит. Химический анализ этой породы (см. табл. 1, обр. 582/1) показал, что содержание в ней большей части определенных компонентов близко к таковому в слабоизмененном эке-булакском граните.

Существенные отклонения были констатированы лишь для окиси натрия, присутствующей в описываемом метаграните в ничтожном количестве, и окиси калия, содержание которой, напротив, резко повышено. В глубь выхода (70—80 м) экебулакский гранит характеризуется бластогранитовой структурой, а по характеру минеральных новообразований сходен с наиболее распространенной разновидностью этих пород, описанной выше.

Изучение экебулакских гранитов показало, что эти породы обнаруживают признаки наложенных изменений на всей площади их развития. Степень преобразования резко нарастает к юго-восточной границе выхода, где метаморфизм сопровождался интенсивным метасоматозом. Наложенные изменения вполне определенно датируются как юрские по наличию такого же рода изменений в юрских отложениях у северо-западной и северо-восточной границ Эке-Булакского выхода. В контакте с наиболее распространенной разновидностью экебулакских гранитов отложения юры обнаруживают метаморфизм, соответствующий биотитовой субфации фации зеленых сланцев. Изограда олигоклаза в юрских отложениях у северо-восточной границы Эке-Булакского выхода подходит к контакту с метагранитами на продолжении линии, отделяющей зону интенсивного изменения экебулакских гранитов от площади развития менее преобразованных разновидностей этих пород. Контакт интенсивно измененных гранитов с юрскими отложениями непосредственно не наблюдался по причине плохой обнаженности этого участка, но в свалах здесь были отмечены сланцеватые метадресвяники, характеризующиеся, как и метаграниты, интенсивной перекристаллизацией и широким развитием новообразованного мусковита. Весь Эке-Булакский выход, таким образом, оказывается в пределах юрского метаморфического ореола, попадая в основном в зону биотитовой субфации фации зеленых сланцев и переходя отчасти в зону амфиболитовой фации.

Гранитоидные породы Алтанганского выхода не имеют таких наложенных изменений, которые были констатированы в экебулакских. В них нет, в частности, диафорических новообразований и отсутствуют резкие аномалии в составе. Состав этих пород в общем устойчив. По своему химизму они большей частью относятся к обычному щелочноземельному граниту (табл. 2). Типичная ассоциация породообразующих минералов в алтанганских гранитоидах включает кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, роговую обманку и биотит. Породы с одним из двух названных цветных минералов играют подчиненную роль. Безамфиболовые гранитоиды развиты в верхнем течении р. Золотая на площади около 25 км² и за пределами этого участка в Алтанганском выходе не были отмечены. Безбиотитовые разновидности распространены более

Таблица 2

Химический состав алтанганских гранито-гнейсов (Б — биотитовых, РБ — роговообманково-биотитовых, Р—роговообманковых), вес %

Компонент	№ образца									
	800Б	762Б	1344/1Б	1354/1Б	75РБ	1354/2РБ	598/2РБ	813/1РБ	813/2РБ	813/3Р
SiO ₂	73,00	72,30	69,82	69,99	70,35	68,33	67,92	68,04	67,32	67,42
TiO ₂	0,16	0,20	0,35	0,33	0,37	0,40	0,42	0,45	0,41	0,29
Al ₂ O ₃	14,36	15,00	15,16	15,13	14,28	15,47	15,78	16,04	16,44	16,11
Fe ₂ O ₃	0,61	0,55	0,96	0,74	0,29	0,81	0,95	0,71	0,95	1,12
FeO	1,72	1,72	2,40	1,94	2,80	3,23	2,22	2,22	2,15	2,44
MnO	0,03	0,02	0,08	0,13	0,12	0,18	0,05	0,05	0,05	0,08
MgO	0,61	0,53	0,57	0,48	0,70	0,99	0,99	1,15	0,55	0,75
CaO	1,86	1,99	1,93	2,15	2,38	2,73	3,26	3,32	3,54	2,98
Na ₂ O	4,45	4,54	4,33	4,52	4,19	4,47	4,53	4,71	4,54	4,25
K ₂ O	3,26	3,50	3,54	3,35	3,47	3,28	3,44	3,00	3,22	4,00
P ₂ O ₅	0,06	0,10	0,13	0,06	0,13	0,22	0,18	0,17	0,18	0,12
П. п. п.	0,05	—	—	0,15	—	—	0,40	0,25	0,55	0,08
Сумма . . .	100,17	100,35	99,37	99,03	99,08	100,11	100,15	100,11	100,34	99,64

Минеральный состав алтаганских гранито-гнейсов (подсчитано линейным методом с помощью ИСА), объемн. %

Минерал	№ образца					
	800	762	75	598/2	813/1	813/2
Кварц	30,2	29,9	27,8	24,3	24,6	23,2
Плагиоклаз	41,1	40,2	43,2	48,2	49,2	47,6
Щелочной полевой шпат	23,0	25,6	24,1	21,6	18,5	22,0
Биотит	5,0	3,8	3,2	2,1	5,2	3,7
Роговая обманка	—	—	1,3	2,9	1,7	2,4
Прочие	0,7	0,5	0,4	0,9	0,8	1,1

широко, но они не образуют сколько-нибудь значительных тел, появляясь всегда в виде небольших обособлений в амфибол-биотитовых гранитоидах. В рассматриваемых породах плагиоклаз постоянно преобладает над калиевым полевым шпатом, а содержание темноцветных соответствует мезолитовым гранитам (табл. 3).

По своим свойствам и составу породообразующие минералы пород Алтаганского выхода близки к минералам, характерным для нормальных магматических гранитоидов (табл. 4). Щелочной полевой шпат нередко является оптически однородным, но в тех же образцах обычно обнаруживается и микропертит. Угол 2V калиевого полевого шпата изменяется в широких пределах (60—85°). Плагиоклаз большей частью однороден, лишь изредка в его зернах заметна слабая непрерывная зональность. В безамфиболовых гранитоидах его состав соответствует среднему олигоклазу (19—23% анортита), в амфиболсодержащих — основному (24—28% анортита). Биотит бурый, нередко зеленовато-бурый. Его железистость, судя по пока-

Таблица 4

Минеральный состав искусственных шлихов из алтаганских гранито-гнейсов, г на 10 кг породы

Минерал	№ образца					
	800	762	75	598/2	813/1	813/2
Магнетит	56,45	50,70	0,09	41,85	67,20	75,30
Ильменит	3,24	7,04	++	++	7,76	1,90
Торит	0,03	0,03	—	++	++	++
Апатит	3,92	5,38	6,60	9,87	8,28	12,76
Сфен	8,55	3,15	0,16	20,70	7,76	15,50
Ортит	+	0,05	—	—	—	+
Циркон	0,51	0,42	0,77	1,00	1,82	1,80
Гранат	++	++	—	+	+	+

Примечание. + единичные знаки, ++ знаки. Минералогические анализы искусственных шлихов, результаты которых приводятся в настоящей таблице и ниже, выполнены в Центральной лаборатории ЧГУ минералогом Л. С. Богачевой.

зателям светопреломления ($N_g \simeq Nm = 1,642 - 1,648$), варьирует в узких пределах* ($F = 45 - 53\%$). Роговая обманка темно-зеленая с более или менее ясно выраженным синеватым оттенком. Ее железистость изменяется в несколько более широких пределах, чем железистость биотита ($N_g = 1,680 - 1,692$; $F = 47 - 60\%$). Химические анализы биотитов и роговых обманок из алтанганских гранитоидов (табл. 5) показали содержание компонентов, свойственные этим минералам из глубинных изверженных пород кислого ряда (Дир и др., 1965—1966).

Обладая минеральным составом, свойственным гранитам, породы Алтанганского выхода в то же время не имеют признаков гранитовой структуры. Зерна породообразующих минералов в этих породах обычно неправильной формы с полигональными или неровными ограничениями (рис. 9). Широко распространены проявления взаимного прорастания. Более крупные минеральные зерна нередко насыщены вростками мелких зерен других минералов, при этом как включения, так и вмещающие их зерна могут быть представлены любым из породообразующих минералов породы. Структуре алтанганских гранитоидов, таким образом, присущи черты, позволяющие охарактеризовать ее как кристаллобластовую. Она может быть определена в основном как гранобластовая, участками гомеобластовая, а местами гетеробластовая, с элементами лепидо-, пойкило- и гломеробластовой. Текстура рассматриваемых пород обычно является гнейсовидной. Для нее характерны параллелизм и группировка минеральных выделений. Параллельную ориентировку наряду с выделениями биотита нередко обнаруживают и зерна калиевых минералов, в том числе и кварца, зерна которого в магматических породах обычно не отличаются гетерометризмом, а в алтанганских гранитоидах часто приобретают вид более или менее уплощенных линз. Группировка в особенности свойственна выделениям цветных минералов, которые образуют прерывистые слойки и обособленные линзовидные сегрегации.

Отмеченные особенности строения пород Алтанганского выхода позволяют классифицировать указанные породы как гранито-гнейсы. Эти особенности свидетельствуют о том, что алтанганские гранитоиды испытали перекристаллизацию, которая происходила в условиях дифференциальных движений, т. е. имела синкинематический характер. Есть основания считать, что синкинематическая перекристаллизация не сопровождалась сколько-нибудь существенным изменением состава пород. Доводом в пользу этого служит широкое распространение в составе доюрского фундамента региона неразгней-

* Для определения железистости по показателям светопреломления использовались диаграммы В. С. Соболева.

Таблица 5

Химический состав и некоторые кристаллооптические свойства биотитов (Би) и роговых обманок (Рог) из алтанганских гранито-гнейсов

Компонент	№ образца											
	800 Би		762 Би		813/1 Би		813/1 Рог		813/2 Би		813/2 Рог	
	вес. %	формуль- ное коли- чество	вес. %	формуль- ное коли- чество	вес. %	формуль- ное коли- чество	вес. %	формуль- ное коли- чество	вес. %	формуль- ное коли- чество	вес. %	формуль- ное коли- чество
SiO ₂	37,52	2,91	37,60	2,94	37,84	2,95	42,80	6,49	37,90	2,94	42,72	6,55
TiO ₂	2,75	0,16	2,95	0,17	2,92	0,17	1,36	0,15	2,93	0,17	2,57	0,29
Al ₂ O ₃	15,50	1,42	14,46	1,31	14,32	1,32	10,20	1,82	14,40	1,32	9,22	1,65
Fe ₂ O ₃	4,02	0,23	3,90	0,23	4,50	0,26	4,04	0,45	3,80	0,22	5,37	0,71
FeO	15,50	0,98	15,33	1,01	15,00	0,99	13,70	1,74	15,65	1,03	13,17	1,68
MnO	0,82	0,05	0,77	0,05	0,43	0,03	0,11	0,01	0,42	0,03	0,17	0,01
MgO	10,70	1,25	10,80	1,27	10,92	1,28	10,42	2,34	11,02	1,28	9,72	2,21
CaO	0,44	0,04	0,84	0,07	0,88	0,07	11,85	1,86	1,12	0,09	11,75	1,92
Na ₂ O	0,29	0,05	0,30	0,05	0,42	0,06	1,80	0,50	0,45	0,07	1,80	0,53
K ₂ O	8,90	0,89	8,86	0,88	8,13	0,81	1,68	0,33	8,50	0,84	1,47	0,28
H ₂ O	3,71	1,02	3,14	1,59	3,61	1,22	1,93	1,72	2,78	1,04	1,18	1,21
F	0,81	0,20	1,50	0,37	0,40	0,10	0,30	0,15	0,54	0,13	0,30	0,15
Сумма	100,46		100,45		99,37		100,19		99,27		99,44	
F ₂ =0	-0,34		-0,63		-0,19		-0,13		-0,25		-0,13	
	100,12		99,82		99,18		100,06		99,02		99,31	
K _{Fe}	49,4		49,4		49,5		48,2		49,3		51,0	
K _{Al}	20,7		19,0		19,4		24,1		19,3		13,0	

—2V							
cNg	1,644	1,643	4,645	53	52		
Ng				13	15		
Nm				1,682	1,686		
Np				1,671	1,676		
				1,659	1,664		

$$K_{Fe}(F) = \frac{Fe}{Fe + Mg} 100 \% ; \quad K_{Al} = \frac{Al}{Al + Si + Fe + Mg} 100 \%$$

Примечание. Формулы количества, которые даются в настоящей таблице и ниже, рассчитаны по катионному методу.

сованных богатых плагиоклазом биотитовых и амфибол-биотитовых гранитоидов.

В рассматриваемом районе, однако, широко распространены и проявления метасоматической перекристаллизации, которая была наложена на изохимическую. Участки ее проявления выделяются более крупнозернистой структурой пород. Такие участки иногда имеют простую жлообразную форму и располагаются согласно с гнейсовидностью, но нередко форма их сложная и они располагаются вне зависимости от направления гнейсовидности. Размеры этих участков в поперечнике обычно не превышают нескольких дециметров или метров. Наряду с укрупнением зерен в пределах указанных участков обычно отмечается появление отклонений от свойственного гранито-гнейсам параллелизма в расположении минеральных выделений. Переход от пород с отчетливой гнейсовидностью к массивным иногда осуществляется на коротких расстояниях, но всегда он является постепенным, характеризуясь наличием промежуточных разновидностей. В таких разновидностях параллелизм еще сохраняют сегрегации темноцветных минералов, тогда как отдельные зерна в пределах сегрегаций приобретают произвольное расположение. Одновременно линзовидные выделения кварца распадаются на ряд изометричных зерен, при этом кварц приобретает равномерное угасание, не свойственное его выделениям в отчетливо гнейсовидных породах. Лишь в отдельных местах по юго-восточной окраине Алтанганского выхода перекристаллизация с укрупнением зерен не отразилась на текстуре гранито-гнейсов. Здесь эта перекристаллизация продолжала оставаться синкинематической, тогда

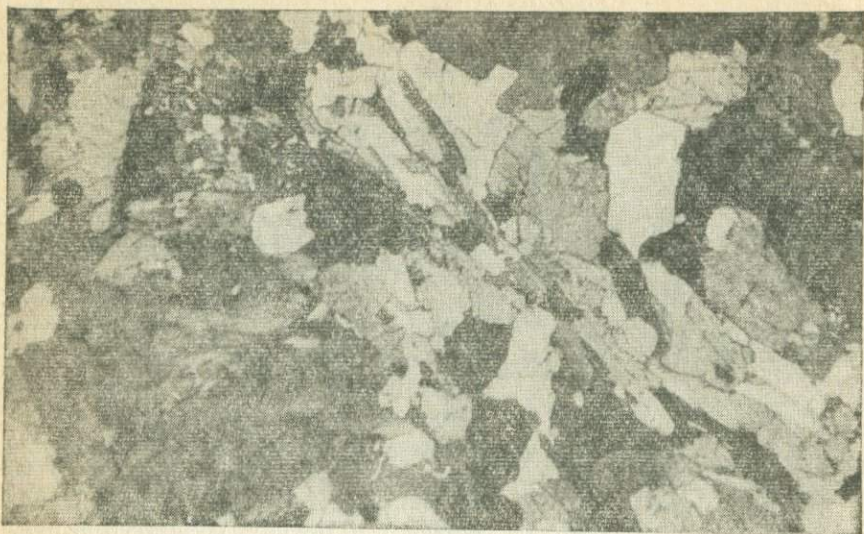


Рис. 9. Алтаганский биотитовый гранито-гнейс. Увел. 30 Ник. +.

как в пределах остальной части выхода она явно происходила в статичных условиях, характеризовавшихся отсутствием дифференциальных движений.

В местах проявления перекристаллизации рассматриваемого типа (вне зависимости от ее отношения к движениям) обнаруживаются определенные изменения в соотношениях между породообразующими минералами, в их составе и в составе пород. В таких местах, в частности, отчетливо выражена коррозия калиевым полевым шпатом плагиоклаза, в том числе и мирмекитового, заметная по частичному захвату калиевым шпатом вростков кварца (рис. 10). В тех же шлифах наблюдался и некорродированный мирмекитовый плагиоклаз. Выделения корродированного и некорродированного мирмекита характеризуются рядом различий. Мирмекитовый плагиоклаз, затрагиваемый коррозией, обычно представлен кислым — средним олигоклазом (до 17—20% анортита); его выделения нередко образуют части идиобластовых зерен немирмекитового плагиоклаза; вростки кварца в этой разновидности мирмекитового плагиоклаза расположены относительно редко, они отличаются значительными размерами и обычно слабой вытянутостью, будучи иногда почти изометричными. Некорродированный мирмекит по составу отвечает альбиту (8—12% анортита); его выделения представлены характерными розетками, которые образуют наросты на зернах немирмекитового плагиоклаза; вростки кварца в мирмекитовом плагиоклазе этой



Рис. 10. Коррозия калиевым полевым шпатом мirmekитового плагиоклаза в алтаганском гранито-гнейсе. Увел. 70. Ник. +.

разновидности обычно тонкие, сильно вытянутые и располагаются часто.

Отчетливые различия между выделениями корродированного и некорродированного мirmekитового плагиоклаза дают основание считать, что эти выделения принадлежат разным генерациям. Отсюда следует, что соотношение между активностями натрия и калия в процессе статичной (по преимуществу) перекристаллизации дважды менялось на обратное: сначала высокая активность натрия обусловила развитие мirmekитового плагиоклаза по калиевому полевому шпату, затем относительное возрастание активности калия привело к коррозии калиевым шпатом выделившегося ранее мirmekита; наконец, последовавшее за этим относительное снижение активности калия обеспечило возможность вторичной мirmekитизации калиевого полевого шпата. В соответствии с существующими представлениями, согласно которым отношение активностей калия и натрия во флюиде зависит от температуры, причем с падением последней возрастает относительная активность натрия (Коржинский, 1946; Orvill, 1962), отмеченная выше последовательность замещений отражает сложную термическую историю алтаганских гранитоидов, характеризовавшуюся на последнем фиксируемом этапе возрастанием температуры и последующим за достижением максимума ее спадом. На основе этих представлений получает объяснение и тот факт, что для неметаморфизованных гранитов магматического генезиса, кривая термической истории которых характеризуется лишь нисходящей ветвью, мirmekиты, предшествовавшие коррозии калиевым полевым шпатом плагиоклаза, нехарактерны.

Со статичной перекристаллизацией алтаганских гранито-гнейсов связаны также определенные изменения составов темноцветных минералов в отношении железистых компонентов

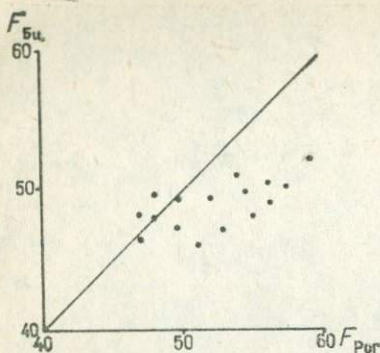


Рис 11. Соотношение общей железистости (F) роговых обманок и биотитов, сосуществующих в алтаинских роговообманково-биотитовых гранито-гнейсах.

вая обманка образует крупные (до 2—3 см в поперечнике), отчасти правильно ограниченные кристаллы, обычно переполненные множеством вростков салических минералов, главным образом калиевого полевого шпата. Относительно крупные идиобластовые зерна в крупнозернистых безбиотитовых гранито-гнейсах образуют также апатит, сфен и магнетит. Для одного из участков проявления перекристаллизации рассматриваемого типа породы и часть слагающих их минералов были изучены более подробно, с использованием химических анализов и количественных подсчетов в шлифах и шлихах под микроскопом. Изучались три разновидности: отчетливо сланцеватый роговообманково-биотитовый гранито-гнейс (см. табл. 2—5, обр. 813/1), неотчетливо сланцеватый роговообманково-биотитовый гранито-гнейс (обр. 813/2) и массивный роговообманковый гранито-гнейс (обр. 813/3). Сравнение химических составов темноцветных минералов из первых двух разновидностей гранито-гнейсов (см. табл. 5) показывает, что железистость биотитов в этих породах одинакова, тогда как железистость роговой обманки из второй разновидности гранито-гнейсов несколько повышена. Железистость роговой обманки из безбиотитового гранито-гнейса, судя по показателю светопреломления ($N_g=1,692$), является еще более высокой (около 60% железистого компонента). Из сравнения химических составов всех трех разновидностей гранито-гнейсов видно, что от сланцеватого гранито-гнейса к массивному снижается содержание магния и повышается содержание железа, вследствие чего железистость пород возрастает (соответственно она составляет 59,7; 62,7 и 71,6%). Одновременно возрастает и степень окисления железа, измеряемая отношением окисного железа к

и количественных соотношений этих минералов в породах. Изменение состава выражается в возрастании общей железистости, причем более значительно повышается железистость роговых обманок (рис. 11.) В результате этого изменяется соотношение составов сосуществующих железо-магнезиальных минералов, что отражает изменение температуры минералообразования. Содержание роговой обманки в статично перекристаллизованных гранито-гнейсах повышается, а содержание биотита снижается и нередко биотит вообще исчезает. В безбиотитовых гранито-гнейсах рого-

сумме окисного и закисного (соответственно степень окисления составляет 22,5; 28,6 и 29,2%). В минеральном составе тяжелой фракции (см. табл. 4) это отражается в повышении содержания магнетита и снижении содержания ильменита. Особенностью изученного ряда пород является нарастание в более перекристаллизованных разновидностях содержания калия с одновременным уменьшением содержания натрия. Для первой пары пород разница в соответствующих значениях находится на грани точности определений (см. табл. 2), но количественные подсчеты в шлифах под микроскопом (см. табл. 3) фиксируют согласующееся с наметившимся изменением в химизме пород изменение в содержании разных полевых шпатов. Наиболее перекристаллизованная разновидность гранито-гнейсов уже существенно отличается от менее измененных пород по соотношению щелочей. Получить данные о количественных соотношениях породообразующих минералов в этой породе из-за ее крупнозернистости и неравномерного распределения минералов, в особенности темноцветных, оказалось затруднительным, но явные признаки замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом свидетельствуют в пользу возрастания роли последнего. Одновременное вытеснение биотита роговой обманкой указывает на то, что описанное изменение отражает следующую реакцию, рассматривавшуюся ранее Д. С. Коржинским (1946) в связи с вопросом о влиянии изменения активности щелочей на минералообразование в богатых кварцем глубинных породах: плагиоклаз + биотит + кварц + K_2O = калиевый полевой шпат + роговая обманка + Na_2O + H_2O .

Рассмотренные особенности алтанганские гранитоиды обнаруживают и в контакте с отложениями юры, которые, как отмечалось выше, в приконтактной зоне представлены слюдяными, участками фельдшпатизированными кристаллическими сланцами. С учетом всего изложенного можно заключить, что алтанганские гранито-гнейсы на всей площади их развития являются метаморфитами, сформировавшимися как таковые в условиях амфиболитовой фации.

Вывод о метаморфизованности алтанганских гранитоидов и о юрском возрасте метаморфизма подкрепляется определениями радиоизотопного возраста (см. табл. 22) и результатами изучения термолюминесценции этих пород (см. табл. 6, 7). Определения калий-аргонового возраста пяти образцов биотита и двух кварцево-полевошпатовых фракций из алтанганских гранито-гнейсов дали одинаковые значения, соответствующие концу верхней юры. Сходные значения (с учетом точности анализа) были получены также калий-аргоновым методом для одного образца амфибола и рубидий-стронциевым — для одного из датированных калий-аргоновым методом образцов биотита. Радиоизотопный возраст алтанганских гранито-гнейсов оказался, таким образом, «омоложенным» в юрское время.

Такое же «омоложение» рассматриваемых пород зафиксировал и термолюминесцентный анализ. Свечение кристаллических тел при нагревании ниже температуры красного каления объясняется высвобождением аккумулярованной ранее энергии, которая была получена этими телами в связи с воздействием на них радиации, обусловленной примесями радиоактивных элементов (Комовский, Ложникова, 1959; Пшибрам, 1959; и др.). В соответствии с этим интенсивность их термолюминесценции связывается с дозой радиации, которая определяется концентрацией радиоактивных примесей, и с временем воздействия. Зависимость интенсивности свечения от длительности предшествовавшего облучения позволила использовать термолюминесцентный метод для возрастных корреляций кристаллических пород, в частности гранитоидов. Попытки проведения таких корреляций предпринятые в нашей стране в конце 50-х — начале 60-х годов на примерах из ряда регионов, дали обнадеживающие результаты, показав, что гранитоиды, отличающиеся по радиоизотопному возрасту, четко отличаются и по параметрам термолюминесценции (Комовский, Ложникова 1959; Лаверов и др., 1961). Коррелятивные возможности термолюминесцентного метода в приложении к гранитоидам Восточного Забайкалья исследовал В. Б. Василенко, который установил (Василенко, Вартанова, 1963), что изученные им палеозойские и мезозойские граниты этого региона в большинстве своем четко различаются по параметрам термолюминесценции. Цаган-Олуевский массив явился исключением, поскольку оказалось, что все изученные породы, в том числе и алтанганские гранитоиды, принадлежащие к доюрскому основанию, и нарынские гранитоиды, имеющие активный секущий контакт с юрскими отложениями, характеризуются сходными параметрами, свойственными юрским гранитоидам региона.

В. Б. Василенко пришел к заключению, что аномальная термолюминесценция доюрских гранитоидов Цаган-Олуевского массива может быть объяснена (используя выводы автора настоящей работы) тем, что эти гранитоиды в юрское время подверглись наложенному термальному воздействию. Для независимого решения вопроса В. Б. Василенко провел сравнительное изучение обычных и предварительно прогретых проб. При этом выяснилось, что у предварительно прогретых проб интенсивность свечения снижается, а максимум свечения сдвигается в область более высоких температур, одновременно на кривых термолюминесценции, построенных в координатах «интенсивность свечения — температура», появляются дополнительные относительно высокотемпературные максимумы небольшой интенсивности. Последующие опыты, проведенные на кварце, показали, что интенсивность свечения при повторном нагреве снижается тем больше, чем выше была температура предварительного прогрева. После доведения температуры предварительного прогрева до 400°

пробы в дальнейшем не обнаруживали термолюминесценции (устное сообщение). Для других минералов, свойственных гранитоидам, значения критических температур, при которых полностью отдается накопленная светосумма, еще не установлены, но сходный характер изменения кривых термолюминесценции, полученных в опытах с кварцем и гранитами, показал, что в принципиальном отношении картина для этих минералов должна быть такой же, как для кварца.

Опираясь на проведенные опыты, В. Б. Василенко предпринял дополнительное изучение термолюминесценции гранитоидов Цаган-Олуевского массива на материале, специально отобранном автором настоящей работы в пределах Эке-Булакского и Алтанганского выходов. Пробы были отобраны в ряде пунктов вдоль линии, проходящей от северо-западной окраины Эке-Булакского выхода к юго-востоку через Эке-Булакской выход и юго-западную часть Алтанганского. В каждом пункте отбиралась группа из 10 проб, что позволило опробованные разновидности метагранитов характеризовать средними, а не единичными значениями определявшихся параметров. Для каждой из проб определялся характер кривой термолюминесценции с фиксированием максимумов интенсивности свечения и температур, при которых эти максимумы наблюдались (табл. 6). Кроме того, во всех пробах была определена концентрация радиоактивных элементов (табл. 7). Из эке-булакских метагранитов изучались: гранит с северо-западной окраины выхода, характеризующийся хорошо сохранившейся первичной структурой, хлоритизацией первичного биотита и незначительным развитием новообразованного биотита (проба 1236); гранит из внутренней части выхода, отличающийся от предыдущего признаками грануляции первичных выделений полевых шпатов и кварца, исчезновением хлорита и широким развитием вторичного биотита (пробы 1239) и интенсивно преобразованный гранит с юго-восточной окраины выхода (проба 1655). На кривых термолюминесценции всех проб наименее измененного гранита был отмечен только один максимум, тогда как на таких же кривых более измененных пород проявились дополнительные более высокотемпературные максимумы, как и в опытах с пробами, предварительно искусственно прогретыми при умеренных температурах. В направлении от слабоизмененного гранита к интенсивно преобразованному обнаружилось отчетливое снижение интенсивности главных максимумов (при их смещении в более высокотемпературную область), которое проявлено несмотря на возрастание концентрации радиоактивных элементов. Последнее обстоятельство имеет существенное значение для интерпретации полученных данных, поскольку оно определенно свидетельствует об аномальном характере отмеченных изменений параметров термолюминесценции, т. е. о связи этих изменений с наложенными явлениями. Изме-

Параметры термолюминесценции (температура максимумов свечения (Т) и их интенсивность (И)) эке-булакских (ЭБ) и алтанганских (А) метакристаллов.

Параметры	№ проб	а	б	в	г	д	е	ж	з	и	к	Среднее
Т	1236	226	237	238	225	226	225	231	231	226	229	229
И	ЭБ	128	162	89	64	172	155	187	136	124	155	137
Т ₁	1239	245	250	250	245	250	250	251	250	250	255	250
И ₁	ЭБ	172	90	94	94	72	146	165	68	110	46	106
Т ₂		300	310	310	310	310	310	320	320	310	315	312
И ₂		38	44	42	42	30	68	81	34	60	32	47
Т ₁		259	265	267	275	255	255	250	250	250	250	257
И ₁	1655	25	34	33	24	60	22	31	28	27	23	31
Т ₂	ЭБ	325	—	—	340	320	330	325	330	320	335	328
И ₂		21	—	—	25	32	23	23	22	22	22	24
Т ₁		245	260	245	240	235	250	250	250	245	245	246
И ₁	1656 А	30	13	29	25	36	18	23	26	16	22	24
Т ₂		320	330	330	310	290	320	300	330	290	300	312
И ₂		25	10	13	15	10	13	17	20	11	17	15
Т	1370 А	260	255	260	270	260	260	265	270	270	270	264
И		49	40	42	56	58	36	36	24	35	32	41
Т	1349 А	248	245	245	245	245	265	250	245	260	265	251
И		25	33	34	33	43	26	82	80	28	31	42

ние интенсивности главных максимумов термолюминесценции эке-булакских гранитов отразило, следовательно, возрастание степени их метаморфизма.

Из алтанганских гранитоидов изучались: биотитовый гранитоид с северо-западной окраины одноименного выхода (проба

Таблица 7

Содержание урана ($n \cdot 10^{-4}$ экв. %) в эке-булакских (ЭБ) и алтанганских (А) метакристаллах

№ проб	а	б	в	г	д	е	ж	з	и	к	Среднее
1236ЭБ	2,5	2,8	2,8	2,7	2,7	2,9	4,3	2,7	3,0	2,5	2,9
1239ЭБ	5,2	4,1	3,6	3,4	4,0	4,0	3,8	3,6	5,1	4,4	4,1
1655ЭБ	4,9	3,9	3,7	7,0	4,9	3,8	3,9	7,6	3,8	6,4	5,0
1656А	3,8	7,7	4,7	3,0	2,5	5,2	4,3	3,3	5,2	5,2	4,5
1370А	5,0	3,9	5,8	7,2	5,0	9,2	4,1	4,4	4,1	16,0	6,5
1346А	5,2	7,0	7,8	7,8	8,1	7,8	6,3	7,8	5,1	6,4	6,9

1656, взятая у с. Цаган-Олуй, 1,5 км к юго-востоку от пробы 1655 эке-булакского метагранита) и роговообманково-биотитовые гранито-гнейсы из внутренней части выхода (пробы 1370 и 1349, взятые на левобережье р. Золотая). Из всех проб только первая имеет на кривых термолюминесценции дополнительные высокотемпературные максимумы, свойственные тем пробам, предварительный прогрев которых в силу своей недостаточной интенсивности не полностью стер предшествующую запись, т. е. не полностью высвободил накопленную в кристаллических решетках радиационно обусловленную светосумму. Термолюминесценция всех остальных проб характеризуется простыми одновершинными кривыми. Такой тип кривых присущ кристаллическим образованиям, не испытывавшим наложенного термального воздействия, но он же должен иметь место и в том случае, если это воздействие было достаточно интенсивным для того, чтобы полностью стереть предыдущие записи. Характер кривых, следовательно, в рассматриваемом случае не дает ясных указаний относительно наложенных явлений. Однако низкая интенсивность максимумов свечения, аномально сочетающаяся с максимальной для изученных пород концентрацией радиоактивных элементов, определенно указывает на то, что такие осложняющие картину термолюминесценции явления имели место.

Нарушение соответствия между интенсивностью свечения и концентрацией радиоактивных элементов свойственно всем изученным методом термолюминесценции разновидностям метагранитов Цаган-Олуевского массива. Об этом свидетельствуют коэффициенты корреляции между указанными параметрами, которые оказались следующими (при десяти наблюдениях с вероятностью 95% значимым является коэффициент корреляции, не менее 0,632): для эке-булакских гранитов +0,462, +0,266 и -0,185 (пробы 1236, 1239 и 1655 соответственно), для алтанганских гранито-гнейсов -0,486, -0,023 и -0,028 (пробы 1656, 1370 и 1349 соответственно). Естественно предположить, что отмеченное нарушение в какой-то мере могло быть обусловлено миграцией радиоактивных элементов. Непосредственные определения и азрорадиометрические данные показывают, в частности, что в гнейсированных гранитоидах Нерчинского хребта концентрация радиоактивных элементов выше, чем в сходных по составу и возрасту негнейсированных гранитоидах смежных районов. Однако есть веские основания считать, что миграция радиоактивных элементов не была главным фактором, обусловившим наблюдаемое нарушение соотношений между концентрацией этих элементов и параметрами термолюминесценции. Доказательством этого служит, в частности, то обстоятельство, что различия в радиоактивности гнейсированных гранитоидов Цаган-Олуевского массива и негнейсированных одновозрастных с ними дру-

гих гранитоидов домезозойского основания Восточного Забайкалья не достигают и 100%, тогда как различия в интенсивности термолюминесценции составляют 300—400% и более (Василенко, Вартанова, 1963). Непропорциональность изменений указанных величин наблюдается и в рассматриваемом случае. Сравнивая средние значения этих величин (см. табл. 6, 7), можно видеть, например, что резкому падению интенсивности свечения в интервале между пробами 1239 и 1655, при котором величина главного максимума изменяется более, чем на 300% (этому скачку соответствует проведенная по петрографическим данным граница метаморфических зон фации зеленых сланцев и амфиболитовой фации), отвечает изменение концентрации радиоактивных элементов, составляющее всего около 20%. Изменение рассматриваемых соотношений, таким образом, связано в основном с падением интенсивности свечения, обусловленным, как об этом свидетельствуют экспериментальные данные, прогревом.

Учитывая все изложенное, можно заключить, что термолюминесцентный анализ в полном соответствии с петрографическими данными показал, что домезозойские гранитоиды юго-западной части Цаган-Олуевского массива испытали в прошлом термальное воздействие, причем интенсивность этого воздействия нарастала от периферии к центру выступа основания.

Гранитоидные породы Сухетуйского выхода на большей части площади интенсивно деформированы. Проявления наложенного метаморфизма в таких породах в значительной мере завуалированы катаклизмом и милонитизацией. Наиболее деформированные разновидности сухетуйских гранитоидов развиты в северо-восточной части выхода по обоим берегам р. Кондуй, преимущественно на левобережье, в районе пади Сухетуй (см. рис. 5). Обнажающиеся здесь породы окрашены в желтоватые и розоватые тона. Они имеют грубозернистую структуру, обычно характеризуются при этом крупными (до 3—4 см в длину) выделениями калиевого полевого шпата. По своему химизму гранитоиды северо-восточной части Сухетуйского выхода отвечают нормальным гранитам, иногда приближаясь к аляскитам (табл. 8). В составе этих пород щелочной полевой шпат постоянно преобладает над плагиоклазом, нередко наряду с биотитом присутствует гранат (табл. 9, 10).

Щелочной полевой шпат в сухетуйских гранитоидах обычно представлен микроклин-пертитом с большим углом $2V$ (70—84°). Плагиоклаз, как правило, незонален, по составу отвечает среднему олигоклазу (18—20% анортита). Биотит окрашен в коричнево-бурые тона. В значительной части изученных пород Сухетуйского выхода его железистость, судя по показателям светопреломления ($Ng \approx Nm = 1,645 - 1,652$) умеренная (50—57% железистого компонента). Иногда же состав биотита обнаруживает повышенную железистость (до 76,5% железистого компонента, табл. 11). Гранат в сухетуйских гранитоидах, судя по показа-

Таблица 8

Химический состав сухетуйских гранито-гнейсов, все %

Компонент	№ образца			
	199	205	153	43
SiO ₂	70,61	74,88	73,04	72,53
TiO ₂	0,37	0,27	0,46	0,23
Al ₂ O ₃	14,46	12,98	14,24	13,65
Fe ₂ C ₃	0,98	0,66	0,05	0,29
FeO	2,41	1,50	1,36	2,43
MnO	0,03	0,06	0,05	0,08
MgO	0,70	0,25	0,21	0,47
CaO	1,42	1,02	1,52	1,17
Na ₂ O	3,45	3,34	3,37	3,08
K ₂ O	6,05	4,84	9,92	4,96
P ₂ O ₅	0,43	0,06	0,06	0,05
П. п. п.	0,19	0,14	0,25	0,06
Сумма	100,20	100,00	99,23	99,54

телям светопреломления ($N=1,810 - 1,815$) и по одному химическому анализу (см. табл. 11), представлен альмандином, содержащим существенную примесь спессартиновой молекулы.

Сложение сухетуйских гранитоидов характеризуется более или менее отчетливой гнейсовидностью. Она обусловлена, в частности, наличием согласно ориентированных линзвидных обособлений биотита. Параллелизм обычно подчеркивается также выделениями кварца, которые представлены линзвидными зернами или вытянутыми согласно гнейсовидности скоплениями более мелких изометричных зерен. Ориентировку, как правило, обнаруживают и уплощенные зерна калиевого полевого шпата. Структуре рассматриваемых пород свойственны черты, позволяющие охарактеризовать ее как кристаллобластовую. Зерна породообразующих минералов в них обычно имеют неправильную форму и полигональные или неровные очертания. Более крупные минеральные выделения часто содержат незакономерно

Таблица 9

Минеральный состав сухетуйских гранито-гнейсов (подсчитано линейным методом с помощью ИСА), объемн. %

Минерал	№ образца			
	199	205	153	43
Кварц	29,0	35,0	33,8	33,0
Плагиоклаз	24,5	28,5	27,5	27,2
Щелочной полевой шпат	40,5	33,5	34,5	32,0
Биотит	5,3	2,5	3,7	7,0
Прочие	0,7	0,5	0,5	0,8

Минеральный состав искусственных шлихов из сухетуйских гранито-гнейсов, г на 10 кг породы

Минерал	№ образца			
	199	205	153	43
Магнетит	76,10	56,80	1,48	++
Гематит	12,54	—	—	—
Ильменит	—	5,96	0,22	—
Торит	—	+	0,01	—
Флюорит	—	—	0,1	—
Турмалин	—	++	++	++
Апатит	8,85	++	0,11	1,45
Монацит	—	0,57	1,04	++
Ксенотим	—	++	0,04	++
Сфен	0,20	—	—	2,0
Циркон	1,94	0,67	1,0	1,65
Гранат	—	0,10	39,50	62,80

Примечание. ++знаки.

расположенные вроски мелких зерен других минералов. Как сами включения, так и вмещающие их зерна могут быть представлены любым минералом породы, но в особенности включениями насыщены периферические части крупных выделений калиевого полевого шпата. Таким образом, сухетуйские гранитоиды, как и алтанганские, можно считать матагранитами, испытавшими синкинематическую перекристаллизацию в термодинамических условиях, близких к условиям становления гранитоидов, т. е. в условиях амфиболитовой фации.

В смежных районах среди негнейсированных гранитоидов домезозойского основания имеются породы, аналогичные по составу как алтанганским, так и сухетуйским гранито-гнейсам (Козеренко, 1956; и др.). К алтанганским близки породы главной интрузивной фазы каменноугольного комплекса, представленные богатыми плагиоклазом биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами и гранодиоритами, сухетуйским соответствуют породы завершающей фазы того же комплекса, представленные богатыми калиевым полевым шпатом мезолитовыми и лейкократовыми биотитовыми гранитами. Если это сопоставление правильно (а его правомерность доказана наблюдениями в пределах Кутомарского массива, где вначале В. Н. Козеренко, а затем и автор проследили переходы от массивных каменноугольных гранитоидов к гнейсированным), то из него следует, что при синкинематическом метаморфизме рассматриваемых пород их химический и минеральный состав существенно не изменился.

Наряду с этим в сухетуйских гранито-гнейсах, как и в алтанганских, имеются проявления посткинематического метаморфизма, происшедшего при миграции части компонентов метаморфизируе-

Химический состав и светопреломление биотитов (Би) и граната (Гр) из сухотуйских гранито-гнейсов

Компонент	№ образца							
	205 Би		153 Би		43 Би		43 Гр	
	вес. %	формульное количество	вес. %	формульное количество	вес. %	формульное количество	вес. %	формульное количество
SiO ₂	36,43	2,84	35,00	2,81	35,81	2,77	36,59	2,99
TiO ₂	3,44	0,20	3,25	0,19	1,85	0,11	0,14	0,01
Al ₂ O ₃	15,88	1,30	18,35	1,74	20,61	1,87	19,43	1,88
Fe ₂ O ₃	6,14	0,36	1,16	0,07	2,63	0,15	1,90	0,12
FeO	18,95	1,24	24,24	1,64	19,38	1,26	30,90	2,12
MnO	0,56	0,04	0,46	0,03	0,57	0,04	7,73	0,54
MgO	7,29	0,86	4,29	0,52	6,90	0,80	1,70	0,21
CaO	0,77	0,07	0,49	0,04	1,92	0,16	1,52	0,13
Na ₂ O	0,43	0,06	0,21	0,03	0,25	0,04		
K ₂ O	8,20	0,83	7,50	0,78	8,13	0,80		
H ₂ O	1,54	0,70	3,92	1,22	1,95	0,98		
F	0,76	0,19	0,38	0,10	0,38	0,09		
Сумма	100,61		99,40		100,58		99,91	
F ₂ =0	-0,32		-0,16		-0,16			
	100,29		99,24		100,42			
<i>K</i> _{Fe}	65,4		76,5		64,0		90,1	
<i>K</i> _{Al}	21,6		25,6		27,4			
<i>Nm</i>	1,662		1,672		1,660		<i>N</i> =1,813	

мых пород. Такие проявления в рассматриваемом выходе распространены менее широко, они в основном наблюдались в ближайших окрестностях с. Кондуй. Участки перекристаллизации рассматриваемого типа выделяются среди окружающих пород менее четким параллелизмом. Отклонения от параллелизма обычно обнаруживаются у отдельных листочков биотита, тогда как сегрегации этого минерала большей частью остаются отчетливо гетерометричными и согласно ориентированными. Гнейсовидная текстура вуалируется также вследствие распада линзовидных выделений кварца на более мелкие изометричные зерна. В тех относительно редких породах, в которых ориентированная текстура полностью или в значительной мере утрачивается,

зерна кварца иногда вновь оказываются сгруппированными, но эти выделения не обладают ясно выраженным гетерометризмом. Такие крупные выделения калиевого полевого шпата, характерные для отчетливо гнейсовидных разновидностей сухетуйских гранитоидов, породам, испытавшим поскинематическую перекристаллизацию, не свойственны. Местами в этих породах обнаруживаются скопления полигональных зерен указанного минерала. Возможно, эти скопления отвечают порфиробластам калиевого полевого шпата и образовались в результате рекристаллизации последних.

В отношении химического и минерального состава изучались следующие разновидности сухетуйских гранитоидов: порфиробластический гранито-гнейс с четко параллельной текстурой (см. табл. 8—10, 12, обр. 199), гранито-гнейс, характеризующийся менее совершенной ориентированной текстурой и лишенными гнейсовидности редкими прожилковидными участками (см. табл. 8—12, обр. 205) и два образца гранито-гнейсов, обнаруживающих существенную посткинематическую перекристаллизацию (см. табл. 8—12, обр. 153 и 43). Сравнение указанных пород по их химическому составу показывает, что посткинематически перекристаллизованные породы отличаются от сланцеватого гранито-гнейса более высокой железистостью, обусловленной, видимо, частичным выесом магния. Повышение железистости отмечается и для биотита. Оно обнаруживается, если сравнить состав химически проанализированных образцов этого минерала из перекристаллизованных пород (см. табл. 11) с железистостью биотита из сланцеватого гранито-гнейса, определенной по показателю светопреломления ($Ng \approx Nm = 1,647, F = 52\%$). Повышение железистости биотита связано, однако, не только с ростом общей железистости пород. Наряду с возрастанием последней в перекристаллизованных породах отмечается также снижение степени окисления железа (табл. 12, рис. 12, 13). Одновременно в поро-

Таблица 12

Изменение общей железистости сухетуйских гранито-гнейсов и их биотитов и степени окисления железа в этих породах

Отношения	№ образца			
	199	205	153	43
$F_{\text{Пор}} = \text{Fe}:(\text{Fe}+\text{Mg})$	70,6	82,9	79,6	77,5
$F_{\text{о Пор.}} = \text{Fe}^{3+}:(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$	29,3	27,6	3,1	10,5
$F_{\text{Би}} = \text{Fe}:(\text{Fe}+\text{Mg})$	52	65,4	76,5	64,0

Примечание. По данным, приведенным в табл. 8 и 11. Для образца биотита 199 железистость определена по показателю светопреломления ($Ng \approx Nm = 1,647$).

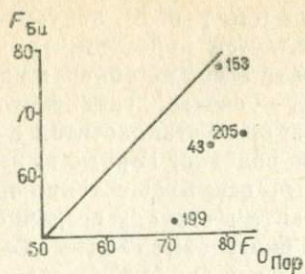


Рис. 12. Соотношение общей железистости (F) сухетуйских гранито-гнейсов и их биотитов.

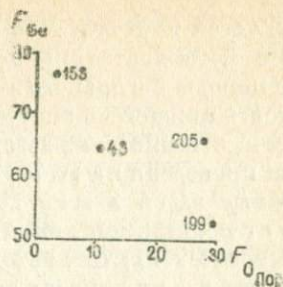


Рис. 13. Соотношение коэффициента окисления железа в сухетуйских гранито-гнейсах ($F_{ОПОР}$) и общей железистости их биотитов ($F_{Би}$).

дах снижается содержание несилкатных минералов железа, в частности магнетита (см. табл. 10), железо при этом переходит в биотит и в появляющийся наряду с ним гранат. Сравнение сухетуйских гранито-гнейсов по их химическому составу показывает также, что посткинematически перекристаллизованные породы обеднены калием. В связи с этим обращает на себя внимание то обстоятельство, что биотиты интенсивно перекристаллизованных пород характеризуются повышенной глиноземистостью (см. табл. 11). Приведенные данные позволяют изменить состава сухетуйских гранито-гнейсов, сопровождавшее их посткинematическую перекристаллизацию, схематически изобразить следующей реакцией (не включая сюда повышение общей железистости пород): биотит + калиевый полевой шпат + магнетит = биотит (более железистый и более глиноземистый сравнительно с исходным) + гранат + H_2O .

Из сопоставления данных, относящихся к проявлениям посткинematического метасоматоза в алтанганских и сухетуйских гранитоидах, видно, что поведение калия в процессе этих изменений было различным, определяясь его концентрацией в исходных породах. Тенденция к усреднению составов пород в отношении калия обнаруживает диффузионный характер процесса (Коржинский, 1955). Изменения степени окисления железа в тех же породах оказываются сопряженными с изменениями щелочности.

Характер метасоматических явлений в гранитоидах Цаган-Олуевского массива проясняет некоторые особенности контактовых соотношений сухетуйских гранитоидов с отложениями юры. В предыдущей главе при описании Сухетуйского выхода отмечалось, что в ряде мест, в особенности на периферии северного купола, одного из двух куполов, представленных в северо-во-

сточной части Сухетуйского выхода (см. рис. 5), контакт гранитоидов с метакластитами юры является нерезким, грубообломочные породы базального горизонта здесь не обнаруживаются, а мощность нижней — акагуевской — свиты алгачинского комплекса существенно снижается. Граница метакластитов с гранитоидами проведена на этом участке условно. Горные выработки, пройденные здесь в зоне контакта, вскрывают такие породы. В 50 м от показанной линии контакта в сторону осадочной оболочки купола вскрыты листоватые биотитовые сланцы. Содержание биотита в этих породах составляет около 20% (соответствующие подсчеты производились в шлифах под микроскопом с использованием сетчатого окуляра, результаты даны в объемн. %). Тенденция к группировке чешуек слюды проявлена слабо, они более или менее рассеяны в породе. Салическая часть представлена изометричными или несколько вытянутыми по сланцеватости зернами кварца, олигоклаза и оптически гомогенного щелочного полевого шпата. Размеры минеральных зерен, в том числе и чешуек слюды (в плоскости спайности), варьируют в пределах 0,2—0,5 мм. В сторону (в 30 м) от линии контакта содержание биотита в сланцах снижается до 12—15%. Размеры минеральных зерен увеличиваются, варьируя в пределах 0,5—1,7 мм. В породе появляются согласные со сланцеватостью линзовидные и прожилковидные участки, отличающиеся от смежных более лейкократовым составом и значительными размерами зерен. Наиболее крупные зерна образует калиевый полевой шпат, представленный микроклин-микропертитом. В 20 м к югу у контакта с гранито-гнейсами сланцы становятся еще более лейкократовыми. Содержание биотита в них не превышает 10%. В лейкократовых линзах и слоях, широко развитых в этих породах, выделяются отдельные небольшие (до 4—5 мм) порфиробласты микроклин-микропертита. На протяжении 5 м, составляющих длину горной выработки, этих породы без видимой резкой границы переходят в среднезернистые порфиробластические гранито-гнейсы сухетуйского типа. Последние содержат 5—7% биотита. Для них, как и для сланцев, характерна полосчатость, но в гнейсах светлые слои доминируют, а более богатые биотитом слои становятся прерывистыми, превращаясь в разобщенные тонкие линзы. Железистость биотита в описанном ряду варьирует незначительно, оставаясь в общем невысокой (не более 55%). Лишь в 500 м в глубь гнейсового ядра в гранито-гнейсах отмечается более высокожелезистый биотит (до 60—65%) и спорадичные проявления граната. Естественно предположить, что граница между фельдшпатизированными сланцами и гнейсами, показанная на карте (см. рис. 5) как граница между осадочным покровом и гранитным фундаментом, в пределах данного участка является в действительности метаморфической, а не стратиграфической. Настоящая же поверхность несогласия здесь

оказалась завуалированной вследствие интенсивного диффузионного взаимодействия контактирующих пород, сопровождавшегося выравниванием потенциала калия в них.

Описанные изменения юрских отложений вблизи сухетуйских гранитоидов позволяют определенно датировать метасоматическую перекристаллизацию последних юрой. Юрский возраст устанавливается и для синкинematического метаморфизма сухетуйских гранитоидов, поскольку в контакте с гранитоидными отложениями юры повсеместно представлены кристаллическими сланцами.

Гранитоидные породы Ключевского, Тут-Халтуйского и Ингидырского выходов. Домезозойские гранитоидные породы иных выходов в пределах Чаган-Олуевского массива, в частности перечисленных, так же как алтанганские и сухетуйские, характеризуются более или менее отчетливой гнейсовидной текстурой и кристаллобластовой структурой. Для ключевских гранитоидов юрский возраст гнейсификации устанавливается по соответствующему уровню метаморфизма в контактирующих с ними юрских отложениях. Тут-халтуйские и ингидырские гранитоиды с юрой непосредственно не контактируют, но явно наложенный характер проявленной в них сланцеватости, выявляемый по независимости ее расположения относительно контуров гранитных выходов, показывает, что их гнейсификация относится к юрскому времени.

Диориты Гурбанжинского выхода по уровню проявленного в них метаморфизма сходны с эке-булакскими гранитами. В них отчетливо распознается первичная гипидиоморфнозернистая структура, лишь отчасти несколько искаженная вследствие грануляции зерен калиевых минералов. Первичные темноцветные составляющие в метадиоритах замещены хлоритом, эпидотом и вторичным мелкочешуйчатым биотитом. В первичных зернах плагиоклаза обычно широко развиты эпидот, светлая слюда и вторичный биотит, иногда наряду с ними появляется вторичный светлоокрашенный амфибол. Тот же уровень преобразования характерен и для отложений юры, развитых в окружении Гурбанжинского выхода метадиоритов.

Домезозойские супракристалльные породы в пределах изученного района повсеместно являются метаморфитами. Большой частью они представлены слюдяными, иногда гранат-, ставролит- и силлиманитсодержащими сланцами. Наряду с метакластитами, в частности в интервале между Ключевским и Алтанганским выходами метагранитов, широко развиты мраморизованные карбонатные породы. В промежутке между Эке-Булакским и Алтанганским выходами метагранитов среди кристаллических сланцев нередко встречаются известковистые blastолиты — преимущественно несланцеватые плотные породы, состоящие из кварца, основного плагиоклаза, роговой обманки или диопсида

и нередко содержащие также гранат. По южной окраине Кондуревского фрагмента Цаган-Олуевского массива, где домезозойские супракрустальные породы тесно перемежаются с сухетуймогойтуйскими гнейсовидными гранитами, в их составе широко распространены амфиболиты, в значительной части в той или иной мере гранитизированные. Проявления гранитизации в этих породах выражены в снижении их меланократовости с одновременным замещением амфибола биотитом, в раскислении плагиоклаза и в развитии калиевого полевого шпата, обычно представленного порфиробластами.

В контактах с описанными породами юрские отложения обнаруживают метаморфизм того же уровня. Если учесть к тому же сопряженность сланцеватости, проявленной в том и другом комплексах, то естественно заключить, что минеральные ассоциации и структурно-текстурные особенности, наблюдаемые в кристаллических супракрустальных породах основания, являются производными юрского метаморфизма. Действительная ситуация, однако, представляется несколько более сложной, чем ее можно оценить, исходя из приведенного заключения. Это заключение сформулировано безотносительно к предшествующей метаморфической истории супракрустальных пород основания. Оно допускает истолкование в том смысле, что рассматриваемые породы могли быть менее метаморфизованными. До последнего времени такая трактовка представлялась наиболее правильной, поскольку у северо-восточного окончания Цаган-Олуевского массива, в районе с. Алгачи метакластиты того же терригенно-карбонатного комплекса, залегающие среди юрских отложений, метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев, представлены породами, производившими на всех описывавших их геологов впечатление слабо метаморфизованных (Музылев, 1932; и др.). Породы эти характеризуются не вполне совершенной сланцеватостью и большим количеством светлой слюды, хлорита и мелкочешуйчатого биотита, являясь, таким образом, филлитовидными слюдястыми сланцами. В последние годы в пределах Алгачинского выступа основания, а также в районе, расположенном непосредственно к северо-востоку (гора Тычка, окрестности с. Пури и др.) в древних метакластитах автор нашел реликты доюрских метаморфогенных ассоциаций, представленные деформированными и частично замещенными выделениями крупночешуйчатого биотита, граната, андалузита и ставролита. Эти находки показывают, что слюдястые сланцы района с. Алгачи являются диафторитами. В соответствии с этими данными можно предположить, что, по крайней мере для части высокометаморфизованных супракрустальных домезозойских пород Цаган-Олуевского массива, юрский метаморфизм амфиболитовой фации был повторным метаморфизмом этого уровня.

В Кутомарском массиве степень изменения гранитоидных пород варьирует в более широких пределах, чем в Цаган-Олуевском. На юго-восточной окраине Западно-Кутомарского купола часть «спектра» прослеживается вдоль границы с юрским слоистым обрамлением. На восточном фланге последнего, в районе с. Шара, развиты наименее измененные гранитоиды. Они представлены крупнозернистыми порфировидными биотит-роговообманковыми гранодиоритами средне- или мелкозернистыми лейкократовыми биотитсодержащими гранитами. И те, и другие характеризуются массивным сложением, признаки деформации в них зачатую макроскопически незаметны. Вторичные минеральные образования в этих породах представлены редкими чешуйками светлой слюдки в плагиоклазе и хлоритом в темноцветных минералах. В юрских алевролитах и песчаниках, залегающих на гранитах к юго-западу от с. Шара, минеральные новообразования представлены той же светлой слюдкой и тем же хлоритом.

В западном направлении, к верховьям р. Чиндагатай и району с. Пури степень рекристаллизации и уровень метаморфизма нарастают. В гранитоидах, как и в контактирующих с ними обломочных породах, появляется новообразованный биотит, широкое развитие получает эпидот, зерна плагиоклаза местами оказываются рекристаллизованными с образованием мелкозернистого альбита. Такие метакристаллиты обычно обнаруживают признаки дробления, а местами и милонитизации. Перетертый материал в той или иной мере рекристаллизован, но минеральные новообразования местами также испытали деформацию. Между верховьем р. Чиндагатай и с. Пури скопления новообразованного биотита в бластокатаклазитах местами обнаруживают несовершенный параллелизм.

Далее к западу, за Пуринским штоком степень рекристаллизации и уровень метаморфизма в древних гранитоидах у контакта с юрским обрамлением снижается. К северу же от этого места через 1—1,5 км бластокатаклазиты переходят в настоящие гранито-гнейсы. Этот переход сопровождается укрупнением чешуек новообразованного биотита с одновременным увеличением густоты его окраски, изменением состава рекристаллизованного плагиоклаза от альбита до олигоклаза и значительным уменьшением количества эпидота. Гранито-гнейсы, сменяющие бластокатаклазиты, характеризуются особенно отчетливым плоскостным и линейным параллелизмом. Выделения светлоокрашенных минералов, как и темноцветных, в этих породах образуют тонкие линзовидные слойки, «обтекающие» более крупные зерна микроклина. Наряду с признаками рекристаллизации обычно заметны и следы дробления, что и послужило причиной, по которой В. Н. Козеренко (1954, 1956) назвал такие гранито-гнейсы «катакластическими». С удалением от периферии гнейсо-

вого купола к его ядру интенсивность деформации в гранито-гнейсах снижается, местами даже параллельная «гнейсовая» текстура становится неотчетливой, хотя структура остается бластической.

Та же картина наблюдалась и в Восточно-Кутомарском куполе, в частности, в пересечениях от с. Кутомара к северо-западу, вверх по одноименной речке, а также по падам Доно, Шивеенок и ряду других. В обломочных породах юры, распространенных на небольшой площади у с. Кутомара, развиты новообразования хлорита, серицита, а местами и биотита. Сланцеватость проявлена преимущественно в более тонкообломочных разновидностях пород. С обломочными породами юры здесь контактируют гранитные катаклазиты, содержащие новообразования тех же слюдистых минералов, что и метакластиты, и эпидот. В направлении к ядру купола на расстоянии около 2,5 км эти породы постепенно переходят сначала в катакластические, а затем в обычные биотитовые и роговообманково-биотитовые гранито-гнейсы, сходные с развитыми в ядрах Цаган-Олуевского и Западно-Кутомарского куполов.

Таким образом, естественно сделать вывод, что в Кутомарских куполах, как и в Цаган-Олуевском, интенсивность метаморфизма нарастала от их окраин к ядрам, достигая в последних уровня, при котором обычные минералы гранитоидных пород вновь становились устойчивыми, т. е. уровня амфиболитовой фации.

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Поскольку метаморфизм пород осадочного покрова и фундамента имел сходный характер и происходил одновременно, те и другие метаморфиты можно рассматривать в составе единых юрских метаморфических комплексов. Изложенные выше данные свидетельствуют о том, что комплексы эти являются полифациальными, характеризуясь четко выраженной зональностью (см. Приложение, схема Б). Высокотемпературные ядра, приуроченные к выступам фундамента, окаймляются концентрическими зонами, уровень метаморфизма в которых убывает от ядер к периферии. Соотношения метаморфической зональности со слоистым обрамлением дают основание считать, что зональность была обусловлена наличием палеогеотермического градиента в пределах изученного района и, следовательно, отражает термальные аномалии, подобные тем расшифрованным в других регионах термальным структурам, которые были определены как «термальные антиклинали» (Kennedy, 1948) и «термальные купола» (Wenk, 1962).

ЖИЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ

В метаморфитах изученного района жильные образования развиты исключительно широко. Часть из них имеет доюрский возраст. Об этом можно судить по наличию жил аплитов, пегматитов и лампрофиров в неизменных древних гранитоидах и по присутствию галек этих жильных пород в юрских конгломератах.

Среди юрских жильных образований различают преметаморфические, синметаморфические и постметаморфические. В настоящем разделе рассматриваются представители первых двух групп, причем те из них, для которых жильная форма залегания является основной.

Преметаморфические жильные образования представлены спорадичными маломощными (первые метры) жилами гранит-порфиров. Такие жилы наблюдались к западу от с. Цаган-Олуй среди относительно слабо метаморфизованных (биотитовая зона) конгломератов верхней части юрского разреза, в верховьях р. Алачакан (правый приток р. Чиндагатай) среди грубообломочных пород базального горизонта алгачинской юры (биотитовая зона) и перекрываемых ими blastokataklazитов, а также к северу от с. Доно среди blastokataklazитов и «катакластических» гранито-гнейсов (зоны биотита и олигоклаза соответственно). Гранит-порфиры указанных жил имеют однообразный состав. Вкрапленники в них (15—30% объема породы) представлены обоими полевыми шпатами и кварцем примерно в равных количествах. Во всех случаях рассматриваемые жильные породы обнаруживают метаморфизм, соответствующий по своему уровню метаморфизму вмещающих образований. В менее метаморфизованных гранит-порфирах вкрапленники калиевых минералов сохраняют правильную форму. Калиевый полевой шпат микроклинизирован, обычно он замутнен и характеризуется буроватым оттенком, обусловленным тонкой сыпью рудного минерала. Плаггиоклаз в той или иной мере мусковитизирован. Первичные темноцветные минералы вкрапленников не распознаются. Они замещены хлоритом, эпидотом, рудным минералом, мусковитом и вторичным мелкочешуйчатым биотитом. В основной массе широко развита светлая слюдка. Соотношения зерен калиевых минералов местами обнаруживают черты, свойственные нормальной микрогранитовой структуре, но нередко проявленные признаки рекристаллизации характеризуют структуру основной массы как blastomicrogranитовую. Более метаморфизованные гранит-порфиры представляют собой более или менее отчетливо сланцеватые микрогнейсы. Основная масса этих пород полностью перекристаллизована и характеризуется лепидогранобластовой структурой. Вкрапленники кали-

ческих минералов в них хорошо распознаются, но и они в какой-то мере оказываются измененными перекристаллизацией, что сказывается, в частности, на их ограничениях, которые становятся неровными, бахромчатыми или зубчатыми. Плагиоклаз вкрапленников иногда обнаруживает замещение калиевым полевым шпатом. Этот новообразованный калиевый полевой шпат, как и калиевый полевой шпат самостоятельных бластопорфировых выделений, является оптически гомогенным и характеризуется небольшим углом оптических осей (50—55°). Первичные выделения кварца обычно гранулированы и в той или иной мере уплощены. Темноцветные минералы в основном представлены новообразованным биотитом, чешуйки которого частью рассеяны в породе, а частью образуют линзовидные сегрегации. Наряду с биотитом обычно присутствует рудный минерал, изредка в единичных зернах появляется гранат.

Синметаморфические жильные образования доминируют среди жильных образований, развитых в метаморфитах куполов. Они разделяются на группы, отличающиеся как по составу, так и по времени своего появления. Пространственное размещение синметаморфических жил подчиняется метаморфической зональности, а последовательность их формирования обнаруживает связь с последовательностью метаморфических процессов во вмещающих породах.

Синметаморфические жильные образования I группы. Наиболее широкое площадное распространение имеют жильные выделения кварца, которые в тех местах, где они встречаются совместно с другими синметаморфическими жилами, обычно оказываются самыми ранними. Жильный кварц характерен как для периферической части метаморфического комплекса, так и для его ядра. Если проследживать разрез комплекса от его периферии к центру, то первые выделения кварца этого типа в виде тонких корочек и щеток мелких кристаллов на стенках отдельных трещин обнаруживаются еще в породах безбиотитовой зоны, в 1—2 км от изограды биотита. Вблизи последней появляются спорадичные прожилки толщиной 1—2 см. С удалением от изограды биотита внутрь биотитовой зоны прожилки кварца становятся более частыми, они обнаруживаются едва ли не в каждом из выходов коренных пород, имеющих размеры в несколько метров. Толщина их также возрастает, но в большинстве случаев она не превышает дециметра. В зоне амфиболитовой фации (за изоградой олигоклаза), особенно в ее внутренней, более высокотемпературной части, образующей ядро метаморфического комплекса, частота встречаемости кварцевых жил подвержена резким колебаниям. Нередко в выходах, протягивающихся на многие десятки и первые сотни метров, обнаруживаются лишь единичные жилы или прожилки кварца, иногда же в сопоставимом интервале их может быть несколько десятков. Места сгущения, однако, немногочисленны и создается впечатление, что в целом ядро

комплекса менее насыщено жильными выделениями кварца, чем внешняя часть зоны олигоклаза и, особенно, биотитовая зона. Толщина кварцевых жил в центральной части комплексов колеблется от 5 до 20—30 см. Кварцевые жилы здесь обычно залегают согласно со сланцеватостью вмещающих пород и нередко оказываются будинированными. В ряде мест в центральной части метаморфических комплексов отмечены пересечения одних кварцевых жил другими. Более поздние жилы в таких случаях характеризуются наличием пегматоидных оторочек в их зальбандах.

Синметаморфические жильные образования II группы. Следующая по времени своего появления в развивающихся метаморфических комплексах группа жильных образований представлена кварцево-полевошпатовыми (пегматоидными, аплит-пегматоидными и гранит-аплитовыми) жилами. Такие жилы в большинстве своем распространены в пределах высокотемпературных ядер метаморфических комплексов и лишь в отдельных случаях устанавливаются в относительно низкотемпературной части зоны амфиболитовой фации, прилегающей к изограде олигоклаза. Степень насыщения ими вмещающих пород варьирует, в целом она нарастает от периферии к центральной части ядра, где в местах наибольшей концентрации аплит-пегматоидного жильного материала получают развитие артеритовые мигматиты. Мигматитовые поля площадью в несколько квадратных километров установлены в Алтанганском и Ингидырском выходах гранитогнейсов, а также в некоторых останцах древних супракристалльных пород в пределах северо-восточного, Кондуйского фрагмента Цаган-Олуевского массива. Участки развития мигматитов отмечены и в юрском слоевом обрамлении Цаган-Олуевского массива, в частности в верховьях р. Золотая, в районе водораздела между верхними частями падей Зуц-Нарын, Цорнская и Засулан и на левобережье р. Кондуй.

В других местах пропитывание субстрата аплит-пегматоидным жильным материалом не является столь же тонким, но общая картина чередования, состав жильного материала и условия залегания жил остаются теми же, так что центры комплексов в целом можно рассматривать в качестве их мигматитовых ядер.

Мощность жильных тел рассматриваемой группы варьирует от нескольких сантиметров до нескольких дециметров. В мигматитах преобладают более тонкие жилы, располагающиеся с частотой нескольких жил на погонный метр. За пределами мигматитовых полей роль более грубых жил возрастает, а частота снижается до одной жилы на несколько погонных метров. Контакты кварц-полевошпатовых жил с вмещающими породами обычно четкие, но в ряде случаев отмечалось и отсутствие резких границ между жильной массой и вмещающей породой (когда последняя представлена лейкократовым гранито-гнейсом). Геометрический

анализ взаиморасположения разделенных жилами фрагментов пластов, ксенолитов, галек и т. п., основанный на предложенных методах (Назарова и др., 1960; Chadwick, 1958), нередко позволяет установить, что образование жил связано с заполнением полостей, возникших в результате расхождения стенок трещин на величину мощности жил. Достаточно надежно это устанавливается только для относительно мощных и слабо деформированных жильных тел. В других же случаях такой метод не дает определенных указаний относительно механизма формирования жил. Местами наблюдались признаки, позволяющие думать, что в мигматитах жильный материал имеет местное происхождение.

Синметаморфические кварцево-полевошпатовые жилы располагаются как согласно, так и несогласно относительно сланцеватости. При совместном нахождении разноориентированных жил обычно наблюдаются их взаимопересечения. Количество генераций, устанавливаемых по пересечениям, от места к месту изменяется, иногда достигая 5—6. Ранние жилы всегда более или менее интенсивно деформированы, будинированы и (или) смяты в пегматитовые складки. От ранних генераций к поздним интенсивность деформаций снижается и наиболее молодые жилы иногда вообще оказываются недеформированными.

Минеральный состав жильных образований рассматриваемой группы однообразен. Он характеризуется незначительным количеством (или отсутствием) темноцветных минералов и примерно равными содержаниями кварца, олигоклаза (17—22% анортита) и калиевого полевого шпата. Темноцветные минералы, в небольших количествах появляющиеся в некоторых жилах, представлены биотитом или роговой обманкой. Последняя отмечена в пегматоидных жилах, залегающих среди роговообманково-биотитовых гранито-гнейсов и именно в местах, где в этих породах проявлены признаки перекристаллизации с разложением биотита и развитием роговой обманки. Будучи сходными по минеральному составу, жильные образования рассматриваемой группы различаются по относительной и абсолютной величине минеральных зерен. По этому признаку выделяются пегматоидные (неравнозернистые, в основном крупнозернистые) и аплитовидные (равномернозернистые, мелко- или среднезернистые) структурные разновидности, которые иногда могут быть представлены в пределах одной жилы. В неизмененных образованиях поздних генераций выделения порообразующих минералов характеризуются примерно одинаковым, несовершенным идиоморфизмом. В жильных породах ранних генераций обнаруживаются отчетливые признаки бластеза. Некоторые из этих пород характеризуются гнейсовидностью, выраженной в параллельном расположении вытянутых зерен кварца.

Синметаморфические жильные образования III группы. В эту группу входят жилы нормальных аплитов и пегматитов. Они,

как и жилы II группы, развиты в пределах высокотемпературных частей метаморфических ореолов, но в отличие от последних чаще дают сгущения не в центральных частях ядер, а по их периферии. Мощность большей части аплитовых и пегматитовых жил измеряется дециметрами. Тонкие прожилки, развитые вне видимой связи с более крупными телами, редки. Редки также и жилы мощностью более 1—1,5 м. Жильные тела рассматриваемой группы залегают как согласно, так и несогласно относительно сланцеватости вмещающих пород, причем жилы пегматита большей частью являются секущими, тогда как среди жил аплита преобладают согласные. Признаки деформации в аплитах и пегматитах в большинстве случаев не выражены. Они устанавливаются лишь для тех жильных образований этого типа, которые приурочены к участкам, где проявились процессы милонитизации.

Пегматиты данной группы характеризуются грубозернистой, участками письменной структурой. Помимо кварца и полевых шпатов они нередко содержат мусковит, турмалин и гранат. В отдельных случаях установлено присутствие берилла. Породы, вмещающие жилы пегматитов, вблизи последних иногда оказываются в той или иной мере мусковитизированными. Проявления фибролитизации в юрских метакластитах также ассоциируются с жилами и прожилками гранат-турмалинового пегматита. В химически и минералогически изученном образце аплита, как и в пегматитах рассматриваемой группы, отмечен гранат (см. табл. 15, обр. 598/1-2). В аплите установлено (см. табл. 13) повышенное содержание кремнезема и значительное превышение содержания окиси калия над окисью натрия. Судя по микроскопическим данным, как в аплитах, так и в пегматитах калиевый полевой шпат резко преобладает над плагиоклазом. Последний в этих породах имеет состав олигоклаз-альбита (10—15% анортита).

Синметаморфические жильные образования IV группы. Самые поздние преобразования синметаморфического жильного комплекса, как и самые ранние, представлены кварцевыми, реже кварц-флюоритовыми жилами. Находки жил рассматриваемой группы немногочисленны, чаще поздний кварц наблюдался лишь в виде тонких корочек на стенках трещин.

Приведенные данные показывают, что развитие синметаморфической жильной серии характеризуют восходящая (I—II группы) и нисходящая (III—IV группы) линии.

Первая, более полно представленная, связана с прогрессивной стадией метаморфизма. Вторая, представленная менее полно, но также четко выраженная, отражает регрессивную стадию, во вмещающих породах едва намечившуюся и не получившую развития.

При изучении внутреннего строения Цаган-Олуевского массива в его составе наряду с гранитоидами, образующими более или менее значительные обособленные выходы, были констатированы также граниты, развитые среди других гранитоидов в виде жил и небольших тел сложной формы. Такие граниты были установлены, в частности, в пределах Алтанганского, Сухетуйского и Ингидырского выходов. Наиболее развиты они на южной окраине Кондуевского фрагмента Цаган-Олуевского массива, где породы тесно перемежаются с домезозойскими супракрустальными образованиями (Сухетуй-Могойтуйский выход). Учитывая приуроченность рассматриваемых гранитов к древнему комплексу и принимая во внимание, что сходные по петрографическим признакам и условиям залегания граниты известны в составе ряда домезозойских плутонов Восточного Забайкалья (Лучицкий, 1950; Козеренко, 1956; и др.), автор первоначально относил их к образованиям фундамента (Синица, 1963). Впоследствии, когда гранитоиды Цаган-Олуевского массива были изучены на предмет выявления в них признаков юрского метаморфизма, выяснилось, что рассматриваемые граниты четко отличаются от окружающих гранитоидов и сформировались одновременно с наложенными преобразованиями последних.

Сходные граниты были отмечены и в Кутомарских куполах, однако из-за недостаточной изученности последних судить о распространении синметаморфических гранитов в их пределах и об условиях залегания этих пород затруднительно. Поэтому характеристика синметаморфических гранитов дается на примерах из Цаган-Олуевского купола.

Синметаморфические граниты в Алтанганском выходе гранитогнейсов развиты по р. Золотая, в основном на левобережье, в районе пади Илатуй. Эти — илатуйские — граниты образуют тела, сгруппированные в районе горы Мал. Кадая и на водоразделе р. Золотая и пади Илатуй. Гранитные тела указанных участков прослеживаются по простиранию на многие сотни метров при ширине выходов в десятки и первые сотни метров. Форма их сложная. Они характеризуются частыми раздувами и пережимами, многочисленными разветвлениями и кулисным сочетанием отдельных фрагментов. Конфигурация контактов выявляется с большим трудом, так как граниты по многим признакам (окраске, размеру зерен породообразующих минералов, содержанию темноцветных и другим) обнаруживают сходство с вмещающими их алтанганскими биотитовыми гранито-гнейсами. Отличительной особенностью последних является гнейсовая текстура, но она нередко в той или иной мере завуалирована посткинematической перекристаллизацией. В результате тща-

тельных поисков в ряде мест были найдены четкие контакты, замеченные по резкой смене пород, в которых биотит представлен в основном сегрегациями (гранито-гнейсы), породами, в которых он большей частью или весь рассеян в виде отдельных чешуек (граниты). Чешуйки

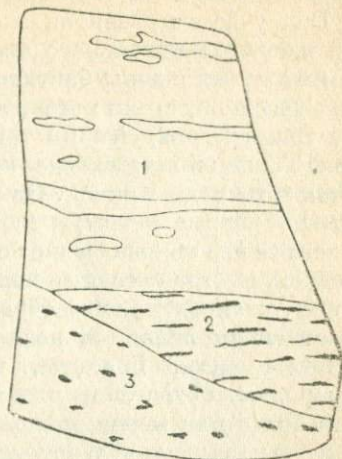


Рис. 14. Секущий контакт платуйского сланцетаморфического гранита (3) с алтанганским гранито-гнейсом (2) и жильным аплит-пегматитом (1). Рисунок по фотографии штуфа. 1/2 нат. вел. В гранитах и гранито-гнейсах показаны выделения биотита, в аплит-пегматите — деформированные выделения кварца.

биотита в гранитах вблизи резких контактов ориентированы, причем в тех случаях, когда контакт пересекает сланцеватость гранито-гнейсов, эта ориентировка подчиняется контакту (рис. 14).

Отмеченные соотношения наряду с тем, что выделения кварца в гранитах представлены недеформированными изометричными зернами, дают основание считать, что ориентировка чешуек биотита в платуйских гранитах отражает течение частично раскристаллизованного расплава. Ориентированное расположение чешуек биотита в илатуйских гранитах проявлено, однако, не повсеместно. Нередко оно не обнаруживается ни во внутренних частях тел, ни в приконтактных зонах. Строение последних при этом является более сложным, чем в случаях, охарактеризованных выше. В таких местах между гранито-гнейсами и гранитами наблюдается широкая, иногда многометровая зона перехода от гранито-гнейсов, содержащих неясно очерченные ветвистые участки гранита, через сложную перемежаемость этих пород к гранитам, содержащим разобщенные участки гранито-гнейсов с нерезкими, как бы размытыми ограничениями. В гранитах в зоне их перемежаемости с гнейсами иногда обнаруживаются сгущения биотита. Такие сгущения, в отличие от сегрегаций этого минерала в гранито-гнейсах, не всегда характеризуются четким гетерометризмом, а если они и являются гетерометричными, то их ориентировка оказывается менее совершенной, чем ориентировка сегрегаций в гранито-гнейсах. Второй из двух отмеченных для илатуйских гранитов типов контактовых соотношений можно объяснить нахождением гранитов на месте их образования. Первый же тип связывается со смещениями расплава относительно вмещающих пород. В соответствии с этим то обстоятельство, что в разных частях единых тел могут быть представлены соотношения разных типов, рассматривается как

свидетельство незначительности автономных движений расплава.

Оба участка развития илатуйских гранитов приурочены к той части Алтанганского выхода, в пределах которой гранито-гнейсы представлены биотитовой разновидностью. За пределами этих участков, среди роговообманково-биотитовых гранито-гнейсов граниты илатуйского типа отмечаются лишь в виде редких жил. Такие жилы наблюдались, в частности, в верховьях р. Золотая и по пади Кочил. Они имеют небольшую мощность (доли метра и первые метры) и характеризуются четкими контактами. Залегают эти жилы обычно согласно со сланцеватостью гранито-гнейсов, иногда срезая ее под небольшими углами. На ряде примеров установлено, что образование указанных жил связано с заполнением полостей, возникших в результате расхождения стенок трещин. Граниты, представленные в жилах, обычно однородны. Сегрегации для них не характерны. Чешуйки биотита более или менее равномерно рассеяны и зачастую обнаруживают параллельную ориентировку. Выделения других минералов в большинстве случаев неориентированы. Лишь в жилах, приуроченных к юго-восточной окраине Алтанганского выхода, граниты иногда оказываются в той или иной мере гнейсифицированными. В них появляется сланцеватость. Биотит проявляет тенденцию к группировке. Выделения кварца становятся гетерометричными и располагаются согласно с ориентировкой биотита.

В ряде случаев было отмечено, что жилы гранитов илатуйского типа пересекают ранние кварцевые и аплит-пегматоидные жилы (I и II группа синметаморфических жильных образований) и в свою очередь пересекаются жилами аплитов и пегматитов (III группа синметаморфических жильных образований.) Пересечения гранитами ранних аплит-пегматоидных жил наблюдались и в контактах гранитных тел, представленных в районе пади Илатуй. *Синметаморфические граниты в Сухетуйском выходе гранито-гнейсов* распространены широко. Однако они не образуют сколько-нибудь значительных по размерам тел и представлены преимущественно маломощными жилами, рассеянными на обширных площадях. Многочисленные жилы этих пород наблюдались в юго-западной части выхода, в районе гор Карн-Кондуй, Цоронский Утес и пади Цорнская. Здесь эти жилы обычно располагаются согласно со сланцеватостью вмещающих их гранито-гнейсов, иногда срезая ее под небольшими углами. Как и вмещающие породы, жильные граниты большей частью в той или иной мере гнейсифицированы и милонитизированы. Степень их преобразования зачастую менее значительна, чем степень преобразования сухетуйских гранитоидов.

В районе юго-западного окончания Сухетуйского выхода жильные граниты устанавливаются также и среди супракрустальных пород, как древних (район горы Карн-Кондуй), так и юрских (северный отрог горы Цоронский Утес). В пределах рассматриваемого участка, как и в Алтанганском выходе, были

отмечены случаи пересечения жилами гранитов ранних пегматоидных и аплит-пегматоидных жил.

В нежилевой форме граниты рассматриваемого типа встречены в северо-восточной части Сухетуйского выхода, на левобережье р. Кондуй. Здесь они развиты у контакта гранито-гнейсов с отложениями юры, занимая площадь в несколько сотен квадратных метров. Большая часть гранитного тела и его контакт с отложениями юры не обнажены. В свалах среди гранитов нередко встречаются глыбы гранито-гнейсов, в которых последние как бы пропитаны гранитом, образующим сложную сеть неясно очерченных прожилковидных участков. В юрской слоистой оболочке гранито-гнейсового выступа граниты, судя по свалам, не широко развиты, но несомненно имеются, поскольку в свалах наблюдались глыбы сланцев, пронизанных примерно согласно со сланцеватостью жилками гранита. В этих же глыбах было отмечено пересечение жилками гранита сложно смятых прожилков аплит-пегматоидного состава.

Зона контактов гранитов с гранито-гнейсами вскрыта в скалистой гряде. Ширина зоны несколько десятков метров. В ее пределах наблюдается переход от гнейсов, содержащих неясно очерченные прихотливой формы участки гранита, через сложное чередование к гранитам, содержащим обособленные неясно очерченные реликты гранито-гнейсов. Ориентировка чешуек биотита в граните местами отсутствует, в других участках она заметна, но расположение параллельной текстуры в таких случаях невыдержанное, изменяющееся на коротких расстояниях. Структура гранита в зоне перехода варьирует от равномерно-зернистой мелкозернистой до неравномерно-зернистой средне-крупнозернистой. Нередко в нем обнаруживаются пятнистые участки, обогащенные биотитом. В ряде случаев в гранитах были отмечены крупные (до 3—4 см) выделения калиевого полевого шпата, иногда разделенные на отдельные фрагменты, которые могут быть несколько смещены относительно друг друга. По-видимому, эти выделения являются реликтовыми образованиями и ранее принадлежали сухетуйскому гранито-гнейсу. В общем соотношения гранитов с гнейсами, наблюдаемые в пределах данного участка, как и аналогичные соотношения, отмеченные выше для района пади Илатуй, наводят на мысль об автохтонности гранитов.

Синметаморфические граниты в Ингидырском выходе гранито-гнейсов развиты в основном в его южной части, где они образуют многочисленные жильные тела, имеющие четкие границы и залегающие преимущественно согласно со сланцеватостью вмещающих пород. Некоторые из них имеют мощность в несколько десятков метров и прослеживаются по простиранию на многие сотни метров. В западной части выхода наблюдались небольшие (несколько или первые десятки метров в попереч-

нике) участки, в пределах которых граниты рассматриваемого типа образуют в гранито-гнейсах сложные ветвящиеся формы и разобщенные шпильры, не имеющие четких границ. Жильные граниты, развитые в пределах Ингидырского выхода, обычно в той или иной мере гнейсифицированы, а местами (в восточной части выхода) они к тому же обнаруживают признаки милонитизации.

Синметаморфические граниты Сухетуй-Могойтуйского выхода почти на всей площади выхода обнаруживают признаки гнейсификации и милонитизации. Степень их деформированности снижается от южной окраины выхода к северу. В относительно небольшом северном ответвлении Сухетуй-Могойтуйского выхода развиты слабо деформированные и совершенно недеформированные граниты. Сланцеватость в этих породах не проявлена. Сегрегации биотита не характерны. Ориентированное расположение в них имеют лишь чешуйки биотита, распределенные более или менее равномерно. Контакты с вмещающими породами резкие. Форма же их становится более сложной, поскольку наряду с согласными соотношениями в пределах этого участка широко проявлены и секущие. Параллельная

Т а б л и ц а 13

Химический состав синметаморфических гранитов (образцы 16—230) и синметаморфического ангита (обр. 598/1—2), вес. %

Компонент	№ образца							
	16	804	1344/2	198	840	844	230	598/1-2
SiO ₂	72,50	71,93	71,73	75,26	72,10	70,36	69,40	77,20
TiO ₂	0,17	0,20	0,28	0,05	0,20	0,35	0,62	0,05
Al ₂ O ₃	14,00	14,49	13,94	13,52	14,62	14,82	14,94	11,57
Fe ₂ O ₃	0,59	0,65	0,60	0,35	0,20	0,40	0,11	0,37
FeO	1,09	1,65	2,23	1,50	2,22	2,15	3,13	0,44
MnO	0,05	0,06	0,04	0,02	0,01	0,05	0,04	0,03
MgO	0,45	0,47	0,60	0,73	0,53	0,55	0,77	0,12
CaO	1,67	1,75	1,05	1,35	1,42	2,04	1,83	0,61
Na ₂ O	3,32	4,02	3,69	3,28	3,38	3,12	3,33	2,11
K ₂ O	4,95	4,12	5,00	5,02	5,15	5,18	4,98	6,34
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,09	0,07	0,10	0,11	0,16	0,02
П. п. п.	0,34	0,10	—	—	—	—	0,24	0,54
Сумма	99,19	99,52	99,25	100,15	99,95	99,13	99,55	99,40

Примечание. 16, 804, 1344/2—граниты, развитые среди алтанганских гранито-гнейсов (илатуйские); 198—гранит, залегающий в сухетуйских гранито-гнейсах; 840, 844, 230—граниты, развитые среди домезозойских супракруптальных пород (сухетуй-могойтуйские).

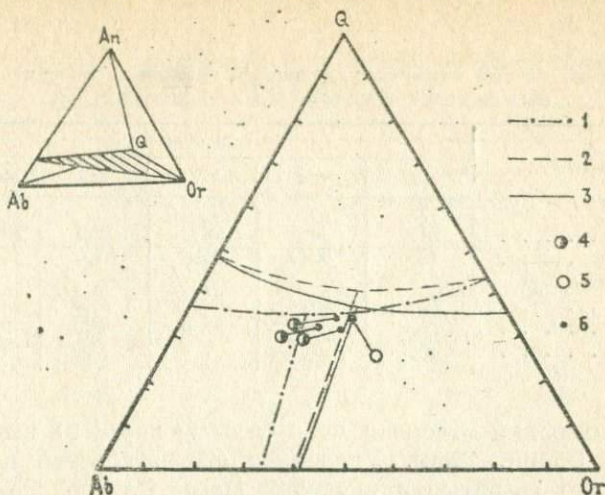


Рис. 15. Диаграмма нормативных составов симметаморфических автохтонных гранитов и вмещающих их гранито-гнейсов.

1 — котектические линии, отвечающие безанортитовой грани тетраэдра, показанного в левом верхнем углу, 2 — котектические линии, отвечающие данному (заштрихованному) сечению тетраэдра при водной флюидной фазе, 3 — те же линии при водно-солянокислой флюидной фазе (указанные линии проведены по данным Г. Платтена, 1967), 4 — алтанганские биотитовые гранито-гнейсы, 5 — сухетуйский биотитовый гранито-гнейс, 6 — симметаморфические граниты.

текстура в гранитах располагается согласно с контактной поверхностью независимо от того, какое положение последняя занимает относительно сланцеватости вмещающих пород. В ряде мест на левом водоразделе пади Сухетуй наблюдалось сревание гранитными апофизами мигматитовых жилок в развитых здесь древних супракристалльных образованиях.

В заключение необходимо коснуться вопроса о возможных отношениях разных тел этих пород между собой. Данные гравиметровой съемки в сочетании с определениями физических свойств обнажающихся пород показывают (Синица, Зорин, 1966; и др.); что плотность рассматриваемых гранитов идентична плотности гранитов Быркинского интрузива ($2,58 \text{ г/см}^3$), а плотность гнейсированных гранитоидов основания, среди которых залегают граниты илатуйского типа, сходна с плотностью метаморфизованных юрских отложений, вмещающих быркинские граниты ($2,62 \text{ г/см}^3$). Из этих данных следует, что сопоставимые по масштабам и глубине залегания тела тех и других гранитов должны были бы сходным образом отражаться в поле силы тяжести. Наблюдаемая же в действительности картина обнаруживает различия: Быркинский интрузив фиксируется четким минимумом (Менакер, 1968), собственно

Минеральный состав синметаморфических гранитов (подсчитано линейным методом с помощью ИСА), объемн. %

Минерал	№ образца					
	16	804	1344/2	840	844	230
Кварц	31,4	30,5	28,0	29,1	29,1	26,8
Плагиоклаз	32,0	36,9	31,8	31,5	31,8	33,4
Щелочной полевой шпат	32,7	29,0	34,8	35,2	32,8	31,8
Биотит	3,2	2,9	4,5	3,6	5,0	7,5
Прочие	0,7	0,7	0,9	0,6	1,4	0,5

Цаган-Олуевский массив в поле силы тяжести не выделяется (Синица, Зорин, 1966). Указанное обстоятельство позволяет думать, что развитые в пределах Цаган-Олуевского массива юрские синметаморфические граниты не принадлежат к единому телу, а залегают обособленно, являя пример образований, которые Э. Раген (Рид, 1957) назвал «диффузными гранитами».

По составу и структуре синметаморфические граниты, развитые в разных частях Цаган-Олуевского массива, сходны между собой. По своему химизму они отвечают нормальным гранитам (табл. 13). Если сравнить гранито-гнейсы (см. табл. 2, обр. 762, 800, 1344/1 и табл. 8, обр. 199) по нормативному составу с залегающими среди них гранитами, которые были определены как автохтонные (табл. 13, обр. 16, 804, 1344/2 и 198 соответственно), то можно видеть (рис. 15), что фигуративные точки последних смещены относительно фигуративных точек исходных пород в сторону трюной эвтектики, определен-

Таблица 15

Минеральный состав искусственных шлихов из синметаморфических гранитов, г на 10 кг породы

Минерал	№ образца				
	16	804	844	230	598/1-2
Магнетит	50,50	38,70	41,40	0,17	24,30
Ильменит	5,85	10,00	1,98	14,00	2,34
Торит	++	0,01	0,06	++	—
Флюорит	++	+	++	—	0,08
Апатит	3,14	3,65	1,94	3,84	0,03
Моноцит	—	—	+	0,81	—
Сфен	8,25	0,17	5,44	++	0,35
Ортит	—	0,01	0,31	0,13	—
Циркон	0,44	0,15	1,22	0,77	0,07
Гранат	—	—	++	+	0,97

Примечание. + единичные знаки, ++ знаки.

Химический состав и светопреломление биотитов из синметаморфических гранитов

Компонент	№ образца					
	16		840		844	
	вес. %	формульн. колич.	вес. %	формульн. колич.	вес. %	формульн. колич.
SiO ₂	35,77	2,77	37,80	2,90	38,36	3,03
TiO ₂	3,10	0,08	2,80	0,27	2,84	0,38
Al ₂ O ₃	14,42	1,31	15,16	1,37	14,50	1,35
Fe ₂ O ₃	7,04	0,44	2,90	0,17	2,26	0,13
FeO	12,49	0,81	15,07	0,99	17,60	1,18
MnO	0,93	0,06	0,86	0,06	0,45	0,03
MgO	12,57	1,46	11,51	1,35	9,35	1,11
CaO	0,15	0,01	0,77	0,07	0,85	0,07
Na ₂ O	0,31	0,05	0,39	0,06	0,41	0,06
K ₂ O	9,25	0,92	8,40	0,84	8,34	0,85
H ₂ O	2,81	1,20	3,73	1,06	3,62	0,79
F	0,88	0,21	1,18	0,29	1,21	0,30
С у м м а	99,72		100,57		99,54	
F ₂ =0	-0,37		-0,50		-0,51	
	99,35		100,07		99,03	
<i>K</i> _{Fe}	45,7		46,4		54,0	
<i>K</i> _{Al}	18,7		19,6		19,0	
<i>Nm</i>	1,639		1,642		1,652	

ной для сходных в отношении анортитового компонента составов Г. Платтенном (1967).

Минеральный состав синметаморфических гранитов также однообразен (табл. 14, 15). Они содержат примерно равные количества трех главных силикатных минералов и небольшое количество темноцветных, представленных в основном биотитом (в некоторых образцах синметаморфических гранитов Сухетуй-Могойтуйского выхода было отмечено присутствие незначительных количеств роговой обманки). Биотиты синметаморфических гранитов близки между собой по составу, характеризуясь умеренными железистостью и глиноземистостью (табл. 16). Выделения плагиоклаза в этих породах нередко обнаруживают зональность с более или менее ясно намеченной прерывистостью



Рис. 16. Синметаморфический сухетуй-могойтуйский гранит. Увел. 30.
Ник.†.

(рис. 16). В платуйских и других гранитах, залегающих среди гнейсифицированных древних гранитоидов, состав плагиоклаза изменяется в пределах кислого—среднего олигоклаза (17—21% анортита). В сухетуй-могойтуйских гранитах западной части одноименного выхода, залегающих среди супракрустальных пород, плагиоклаз является несколько более основным, его состав изменяется в пределах среднего—основного олигоклаза (20—26% анортита). Щелочной полевой шпат синметаморфических гранитов обычно является микропертитовым; судя по значительным углам $2V$ (58—75°) и нередко проявленной двойниковой «решетке», он представлен микроклином.

Структура синметаморфических гранитов большей частью равномерно-зернистая, средне- или мелкозернистая. Участками (в западной части Сухетуй-Могойтуйского выхода) она переходит в порфировидную, характеризуюсь относительно крупными (до 1 см) выделениями микроклина.

ПОСТМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГРАНИТЫ

Более молодыми сравнительно с динамотермальным метаморфизмом в куполах являются гранитоидные породы Быркинского, Пуринского, Донинского и ряда менее значительных по размерам интрузивов. Тела постметаморфических гранитов тяготеют к окраинам куполов и местами пересекают границы метаморфических зон. Метаморфиты и синметаморфические



Рис. 17. Постметаморфический нарынский гранит. Увел. 30. Ник.+

магматиты в контактах с гранитами рассматриваемой группы обнаруживают признаки ороговикования, в той или иной мере завуалировавшего ориентированную текстуру этих пород.

Структурно-текстурные свойства быркинских гранитов характеризуют их как породы, сформировавшиеся при кристаллизации в статических условиях и не испытывавшие последующих изменений. Ориентированная текстура в них проявлена локально, преимущественно в порфировидных разновидностях, развитых в южной части Быркинского (Нарынского) выхода, где она выражена параллельным расположением чешуек биотита и таблитчатых выделений щелочного полевого шпата. И в порфировидных (нарынских), и в равномерно-зернистых (собственно быркинских) гранитах соотношения зерен породообразующих минералов отвечают типичной гранитовой структуре (рис. 17).

По химическому составу постметаморфические граниты (табл. 17) близки к сивметаморфическим, также являясь эвтектоидными. Соответствующее сходство отмечается и в отношении минерального состава (табл. 18, 19). Щелочной полевой шпат постметаморфических гранитов представлен микроклиномикропертитом ($-2V=65-78^\circ$). В порфировидных разновидностях пород он образует относительно крупные (до 2—3 см) таблитчатые выделения, часть которых представлена карлсбадскими двойниковыми сростками. Плагноклаз постметаморфических гранитов по составу отвечает среднему — основному олигоклазу. Нередко его зерна обнаруживают слабую непрерывную нормальную зональность (с колебаниями состава от

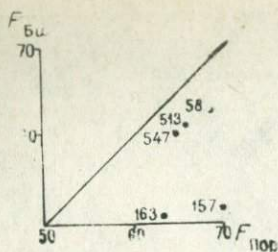


Рис. 18. Соотношение общей железистости (F) постметаморфических гранитов и их биотитов.

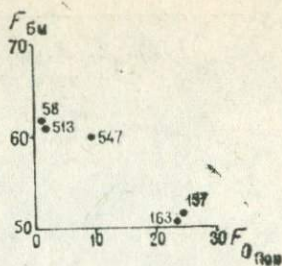


Рис. 19. Соотношение коэффициента окисления железа в постметаморфических гранитах ($F_{\text{окс}}$) и общей железистости их биотитов ($F_{\text{Би}}$).

22 до 27% анортита). Биотит в рассматриваемых породах обычно окрашен в коричнево-бурые тона. Его состав (табл. 20) характеризуется однообразной умеренной глиноземистостью

Таблица 17

Химический состав постметаморфических гранитов, вес. %

Компонент	№ образца						
	163	157	547	513	58	269	1321/7
SiO ₂	69,44	70,20	71,80	71,60	70,92	73,30	74,97
TiO ₂	0,52	0,40	0,40	0,42	0,40	0,22	0,14
Al ₂ O ₃	14,76	15,23	14,42	14,42	14,56	13,26	12,41
Fe ₂ O ₃	0,72	0,72	0,26	0,04	0,02	0,36	0,29
FeO	2,08	1,98	2,01	2,15	2,65	1,72	3,02
MnO	0,06	0,05	0,06	0,04	0,06	—	0,04
MgO	0,90	0,65	0,69	0,66	0,69	0,50	0,13
CaO	1,94	1,99	1,68	1,32	1,53	1,23	1,08
Na ₂ O	3,32	3,73	3,29	3,49	3,38	2,30	2,36
K ₂ O	5,04	4,57	5,11	5,08	4,97	5,90	5,85
P ₂ O ₅	0,17	0,20	0,14	0,10	0,15	0,07	0,07
П. п. п.	0,18	—	0,20	0,20	0,12	0,24	—
Сумма	99,13	99,72	100,06	99,52	99,45	99,10	99,36

Примечание. 163, 157— крупнозернистые порфировидные граниты, южная часть Нарынского выхода; 547— среднезернистый порфировидный гранит, жиллообразная алофиза в ингидырских гранито-гнейсах; 513— среднезернистый гранит, северная (Быркинская) часть Нарынского выхода; 58— мелкозернистый гранит, небольшой обособленный выход в районе с. Тюкавкино; 269— гранит из жилы в быркинских гранитах, северная часть Нарынского выхода; 1321/7— гранит из жилы в алтангадских гранито-гнейсах.

Минеральный состав постметаморфических гранитов (подсчитано линейным методом с помощью ИСА), объемн. %

Минерал	№ образца					
	163	157	547	513	58	1321/7
Кварц	28,0	27,0	31,0	29,0	29,2	38,0
Плагиоклаз	33,0	37,0	30,5	32,3	33,8	14,0
Щелочной полевой шпат	31,0	31,5	33,0	33,7	31,0	46,0
Биотит	7,0	4,0	5,3	4,7	5,8	1,5
Прочие	1,0	0,5	0,2	0,3	0,2	0,5

и также умеренной, но несколько варьирующей железистостью. Судя по приведенным данным единичных химических анализов и многочисленным определениям показателей светопреломления, железистость биотита собственно нарынских гранитов южной части одноименного выхода составляет 47—52% ($Ng \simeq Nm = 1,642 - 1,648$), а железистость биотита быркинских гранитов северной части того же выхода и отдельных выходов слабо вскрытой части Быркинского интрузива — 55—62% ($Ng \simeq Nm = 1,652 - 1,659$).

Колебания состава биотита в отношении железистого компонента и сопутствующие изменения в породах представляют интерес в связи с вопросом о происхождении структурных фаций гранитов Быркинского интрузива. Железистость биотита изменяется сопряженно с изменением степени окисления железа в породах (F_0), определяемой отношением окисного железа к сумме окисного и закисного (табл. 21, рис. 18, 19) и, следовательно, отражает колебания окислительно-восстановительного потенциала. Поскольку влияние щелочности как фактора измене-

Таблица 19

Минеральный состав искусственных шлихов из постметаморфических гранитов, г на 10 кг породы

Минерал	№ образца				
	163	157	547	513	58
Магнетит	54,30	31,80	9,30	0,11	0,05
Ильменит	0,95	1,42	0,04	5,16	5,35
Торит	++	++	—	0,03	+
Флюорит	—	+	0,08	0,73	++
Апатит	5,48	2,85	2,23	1,66	0,45
Монацит	+	—	—	—	1,87
Сфен	11,30	12,90	7,62	+	+
Ортит	0,37	0,03	1,15	3,25	++
Циркон	1,00	0,67	0,08	0,05	0,61

Примечание. + единичные знаки, ++ знаки.

Химический состав и светопреломление биотитов из постметаморфических гранитов

Компонент	№ образца					
	163		157		547	
	вес. %	формульное количество	вес. %	формульное количество	вес. %	формульное количество
SiO ₂	37,56	2,95	36,71	2,80	35,32	2,78
TiO ₂	2,87	0,17	3,15	0,18	3,20	0,19
Al ₂ O ₃	14,00	1,29	14,42	1,29	14,42	1,33
Fe ₂ O ₃	3,08	0,18	4,67	0,26	2,04	0,11
FeO	16,65	1,11	17,52	1,12	22,29	1,48
MnO	0,50	0,03	0,55	0,04	0,56	0,04
MgO	10,72	1,27	11,45	1,31	8,99	1,07
CaO	0,66	0,06	0,57	0,05	0,52	0,04
Na ₂ O	0,29	0,05	0,15	0,02	0,35	0,05
H ₂ O	8,69	0,88	8,85	0,87	8,50	0,86
H ₂ O	3,27	0,97	2,45	1,22	2,78	1,42
F	1,24	0,29	1,20	0,29	0,85	0,21
Сумма	99,53		101,71		99,82	
F ₂ =0	-0,51		-0,50		-0,36	
	99,02		101,21		99,46	
K _{Fe}	50,4		51,6		60,0	
K _{Al}	19,1		19,0		19,1	
N _m	1,645		1,647		1,657	

ния окислительно-восстановительного потенциала (Перчук, 1964) в данном случае, судя по постоянству глиноземистости биотита (Маракушев, Тарарин, 1965), исключается, можно принять вывод о том, что изменения окислительно-восстановительного потенциала были связаны с разной насыщенностью кристаллизующегося расплава водой (Кеннеди, 1957). Собственно быркинские гранитоиды, отличающиеся низкой степенью окисления железа, образовались, следовательно, из более «сухого» расплава, чем нарынские. Это объясняет их различия в структуре, так как меньшая насыщенность расплава водой, обуславливая соответствующее повышение температуры кристаллизации и тем самым создавая переохлаждение, должна повышать скорость кристаллизации и, следовательно, способствовать образованию более мелкозернистых структур (Заварицкий, Соболев, 1961; Кузнецов, 1954).

Изменение общей железистости постметаморфических гранитов и их биотитов и степени окисления железа в этих породах

Отношения	№ образца				
	163	157	547	513	58
$F_{\text{Пор}} = \text{Fe} : (\text{Fe} + \text{Mg})$	63,3	69,8	64,5	65,5	68,5
$F_{\text{Пор}}^* = \text{Fe}^{3+} : (\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$	23,7	24,4	9,7	1,6	0
$F_{\text{Би}} = \text{Fe} : (\text{Fe} + \text{Mg})$	50,4	51,6	60,0	60	62

Примечание. По данным, приведенным в табл. 17 и 20. Для образцов биотита 513 и 58 железистость определена по показателям светопреломления ($N_g \approx N_m = 1,657$ и $1,659$).

В обрамлении Цаган-Олуевского массива, наряду с многочисленными выступами быркинских гранитов имеются также выходы порфировых постметаморфических магматитов гранитного состава. Гранит-порфиры образуют мощные (многие десятки метров) и протяженные (сотни метров и первые километры) крутопадающие дайкообразные тела. Такие тела в основном сгруппированы на юго-западном окончании цепи выходов быркинских гранитов, к северо-западу от с. Цаган-Олуй. Другой участок их развития расположен на противоположном, северо-восточном фланге Цаган-Олуевского массива, в районе с. Алгачи. В промежутке между указанными участками известны лишь разрозненные единичные дайки. Рассматриваемые образования обычно характеризуются небольшим количеством вкрапленников, представленных кварцем, обоими полевыми шпатами, биотитом, изредка также роговой обманкой, и микрофельзитовой или псевдосферолитовой основной массой. Вторичные изменения для них не характерны, если не считать проявленную местами хлоритизацию темноцветных минералов. Характер соотношения гранит-порфиров с быркинскими гранитами неясен, поскольку в непосредственном соприкосновении эти породы не были встречены. Не исключено, что гранит-порфиры одновозрастны с быркинскими гранитами и представляют собой фацию последних.

Жильная серия быркинских гранитов представлена пегматитами и аплитовидными гранитами. Жилы этих пород, большей частью маломощные и малопротяженные, установлены как среди быркинских гранитов, так и в их окружении. Пегматиты обычные, крупнозернистые, участками письменные. По составу — преимущественно чисто кварцево-полевошпатовые, иногда в небольших количествах в них присутствуют биотит и (или) мусковит. Аплитовидные граниты характеризуются средне- или крупнозернистой равномерно-зернистой структурой, переходящей от аплитовой к гранулитовой. Элементом послед-

ней являются автоморфные изометричные выделения кварца. По химическому составу аплитовидные граниты жильной серии Быркинского интрузива (см. табл. 17, обр. 269 и 1321/7) весьма близки к позднеметаморфическому аплиту (см. табл. 13, обр. 589/1—2). Как и последний, они отличаются от всех других гранитоидных пород района повышенной кремнекислотностью и доминирующей ролью калия среди щелочей. Подобно указанному аплиту рассматриваемые породы могут трактоваться как проявления «подкисленной» магмы, о чем свидетельствуют признаки ранней (надэвтектической) кристаллизации кварца (Коржинский, 1955 и др.), зафиксированные в их структуре, а также нередкое присутствие в их составе небольших количеств турмалина и граната. Таким образом, как позднеметаморфические аплиты, так и аплитовидные граниты жильной серии постметаморфического Быркинского интрузива характеризуются признаками, свойственными образованиям, завершающим формирование гранитоидных комплексов. В то же время сопоставляемые жильные образования несомненно являются разновозрастными, поскольку позднеметаморфические аплиты древнее быркинских гранитов, а рассмотренные аплитовидные граниты — моложе.

Соотношение между позднеметаморфическими аплитами и постметаморфическими аплитовидными гранитами установлено и по непосредственным пересечениям первых вторыми. Такое пересечение наблюдалось, в частности, в верховье р. Золотая, в районе того упоминавшегося в предыдущей главе обнажения, в котором вскрыт контакт алтанганских гранито-гнейсов с базальным горизонтом алгачинской юры. Постметаморфический аплитовидный гранит здесь залегает в алтанганских гранито-гнейсах, образуя крутонападающую дайку (мощностью 0,7—2 м), которая простирается примерно по направлению падения сланцеватости вмещающих пород, срезая как сланцеватость, так и расположенные преимущественно согласно с ней многочисленные и разнообразные синметаморфические жилы (кварцевые, аплит-пегматоидные, гранитные, аплитовые и пегматитовые)*.

Среди постметаморфических магматитов, представленных в обрамлении Цаган-Олуевского массива, в виде единичных жил встречены лампрофиры (керсантиты).

В Западно-Кутомарском куполе постметаморфические гранитоидные породы развиты преимущественно на его южной окраине, в зоне, протягивающейся от горы Тычка на юго-западной оконечности Кутомарского массива до с. Шара. Кроме

* Химически охарактеризованные образцы синметаморфического аплита (598/1-2) и постметаморфического аплитовидного гранита (1321/7) взяты в пределах этого участка

Пуринского штока здесь присутствуют небольшие по размерам штоко- и дайкообразные тела, сложенные в основном нормальными гранитами. Породы эти характеризуются массивной текстурой. Их структуры изменяются от мелкозернистой гранитовой до порфиroidной и порфировой. Такие структурные вариации местами отмечаются в пределах отдельных интрузивных тел, в частности в районе горы Тычка и у с. Шара. Пуринский интрузив сложен в основном мелко- и среднезернистыми лейкократовыми гранодиоритами. В его ближайшем окружении широко развиты дайки микрогранодиоритов и гранодиорит-порфиров.

В Восточно-Кутумарском куполе известные проявления постметаморфического магматизма также сконцентрированы на юго-восточной окраине. Эти проявления представлены рядом мелких преимущественно дайкообразных тел гранит-порфиров, а также Донинским гранитным штоком. Донинские граниты во многом подобны быркинским гранитам Чаган-Олуевского купола. Это мелко и среднезернистые массивные породы, состав которых характеризуется невысоким (около 2%) содержанием биотита и некоторым преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом (зональным олигоклазом с 15—25% анортита). Жильная серия донинских гранитов включает пегматиты, аплиты и диоритовые порфириты.

**ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ
И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА.
СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ЯВЛЕНИЯМИ МЕТАМОРФИЗМА
И МАГМАТИЗМА ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ**

Наблюдаемая в гнейсовых куполах Нерчинского хребта ассоциация метаморфогенных и магматогенных образований (плутоническая ассоциация Г. Г. Рида, 1957) сложилась, как показывают приведенные данные, последовательно. Определяющее значение для раскрытия последовательности явлений, в том числе и метаморфических, имеют данные, касающиеся соотношения жильных и иных новообразованных тел, ассоциирующихся с метаморфитами (рис. 20). Совпадение внешней границы ореола распространения кварцевых жил с изоградой биотита и приуроченность аплит-пегматоидных жил к ядрам метаморфического комплекса доказывают их связь с соответствующими фациями метаморфизма. Это дает основание трактовать последовательность жил во внутренних частях метаморфических ореолов как результат увеличения во времени степени метаморфизма. Отсюда вытекает, что на вскрытом ныне уровне метаморфические зоны появлялись последовательно и, появившись, разрастались от центра к периферии, отражая рост тер-

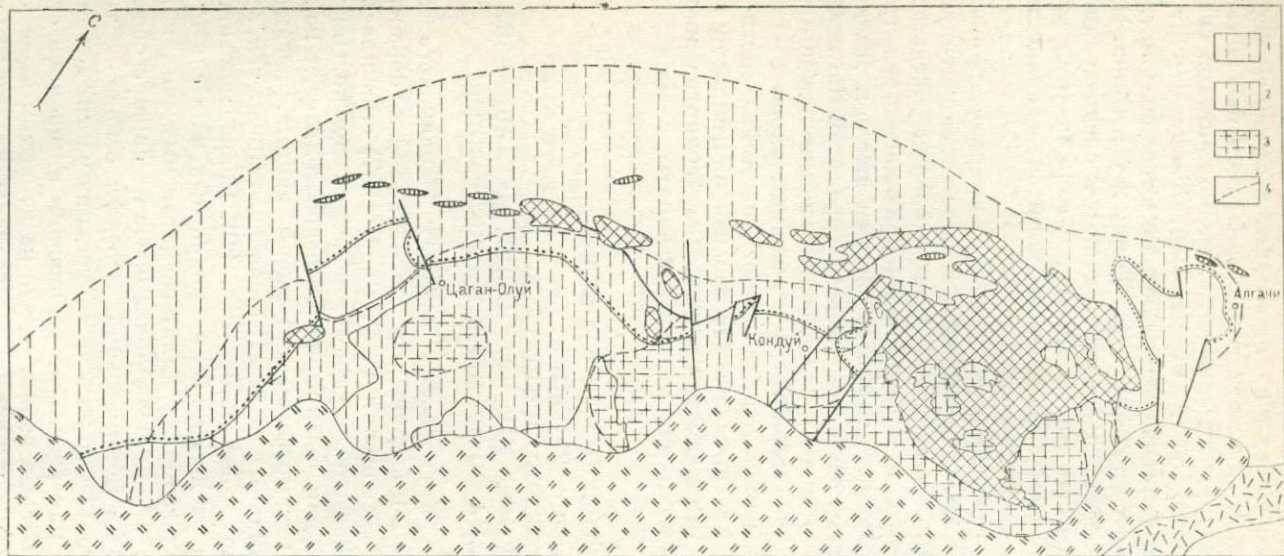


Рис. 20. Схема распространения симетаморфических жильных образований, а также нежилых симетаморфических магматитов в пределах Цаган-Олуевского окаймленного гнейсового купола.

1 — площадь распространения кварцевых жил; 2 — площадь распространения кварцевых и кварцево-полевошпатовых (аплит-пегматитовых и других) жил; 3 — площадь распространения симетаморфических гранитов; 4 — контуры указанных площадей. Остальные обозначения см. на карте в приложении.

мальных антиклиналей. В свете этого вывода ранние магматогенные образования, которые выше были определены как претематоморфические, в качестве таковых могут рассматриваться лишь применительно к данному фиксированному уровню. По отношению же к метаморфизму на более глубоком уровне, откуда был поднят расплав, эти образования являются близкосоновременными. Таким образом, рассматриваемые в составе объемной структуры ранние магматиты должны быть отнесены к новообразованиям того же плутонического комплекса, в который со временем они оказались включенными в качестве метаморфитов. Временные соотношения поздних магматитов с процессами метаморфизма определены более четко. Ко времени их появления на наблюдаемом уровне метаморфизм уже прошел стадию кульминации. Это, однако, не означает, что постметаморфические граниты были независимым явлением. Их пространственная и структурная связь с метаморфитами и приуроченность к тому же тектоническому этапу позволяют считать эти образования производными отмирающего глубинного очага и рассматривать наряду с метаморфитами в составе единого плутонического комплекса.

Примечательная особенность изученного плутонического комплекса — исключительно однообразный гранитный эвтектоидный состав главной массы магматитов, появившихся на разных этапах его развития и на разных уровнях. Эта особенность наводит на мысль о том, что глубинное ядро комплекса — тот очаг, из которого произошли пре- и постметаморфические интрузивные магматиты, — развивалось в среде того же состава, что и синметаморфические автохтонные магматиты, т. е. в пределах гранитного слоя коры, быть может, даже в пределах одного палеозойского плутона. Отсутствие в данном случае ранних фаз магматитов основного состава, свойственных многим плутоническим комплексам, позволяет думать, что активизация фундамента в рассматриваемом примере не была связана с поднятием из глубин основных магм, как это допускается для некоторых проявлений такой активизации (Беляевский, Борисов, 1964). Роль активизатора сыграл, видимо, глубинный поток горячих растворов (Коржинский, 1952, 1968). До тех пор, пока этот поток поддерживался, термальные антиклинали росли, проникая на все более высокие уровни коры. В момент кульминации фронт мигматизации, проникший в юго-западной части Нерчинского хребта в юрский слойный покров, судя по мощности последнего, достиг уровня менее 5 км от поверхности. Отсюда, принимая на основании ассоциированности мигматитов с метаморфитами высоких ступеней амфиболитовой фации и опытов по плавлению гранитной эвтектики (Соболев и др., 1967; Платтен, 1967; и др.) температуру их образования близкой к 600—700°, палеогеотермический градиент можно оценить примерно в 150 град/км.

Радиоизотопный возраст минералов из гранитоидов Цаган-Олуевского района

Порода, № образца, местонахождение	Возраст, млн. лет			
	Биотит		Амфибол	Полевой шпат (в смеси с кварцем) К-Аг метод
	К-Аг метод	Rb-Sr метод		
Амфибол-биотитовый гранито-гнейс, 598/2, верховье р. Золотая	136 ± 6	—	—	137 ± 7
Амфибол-биотитовый гранито-гнейс, 759, среднее течение р. Золотая	131 ± 6	150 ± 30	118 ± 18	140 ± 7
Биотитовый гранито-гнейс, 762, среднее течение р. Золотая	134 ± 6	—	—	—
Биотитовый гранито-гнейс, 800, утес Избушка, у с. Цаган-Олуй	131 ± 6	—	—	—
Мигматитовый гнейсовидный синметаморфический гранит, 802, падь Илатуй	135 ± 6	—	—	—
Однородный массивный синметаморфический гранит, 804, верхнее течение р. Золотая	139 ± 6	—	—	137 ± 7
Однородный гнейсовидный синметаморфический гранит, 844, падь Сухетуй	139 ± 7	—	—	—
Постметаморфический порфировидный гранит, 157, падь Бол. Нарын	137 ± 7	—	—	—

Примечание. Определения возраста выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР под руководством Л. Л. Шанина.

Время протекания процессов плутоцизма трудно определить с желаемой точностью. Радиоизотопный возраст метаморфитов и магматитов Цаган-Олуевского купола (табл. 22) отвечает концу верхней юры. Для постметаморфических гранитов этот возраст, видимо, близок к истинному, так как они древнее отложений, датируемых нижним мелом и самыми верхами верхней юры и, судя по их сходству с гранитами, которые в смежных районах прорывают толщу верхнеюрских вулканитов и грубообломочных пород (Лесняк, Демехина, 1966), моложе последней. Отложения верхней юры метаморфизмом не затрагиваются, а в гальке их конгломератов, в частности, на участке, разделяющем Западно- и Восточно-Кутомарский купола, присутствуют кутомарские метаграниты. Отложения средней юры — верхнегазимурыские конгломераты — развиты за пределами метаморфических ореолов* и в них, в частности, в вер-

* Грубообломочные породы хлоритовой и биотитовой зон северного обрамления Цаган-Олуевского купола и района с. Алгачи, которые ранее относились к средней юре (Синица, 1970), согласно новейшим данным, полученным И. Г. Рутштейном и К. К. Анашкиной при участии автора, принадлежат к нижней юре.

хах свиты также известны гальки кутомарских метагранитов. Присутствие такой гальки впервые отметили Ю. А. Билибин и его сотрудники (Билибин, 1953; Бондаренко, 1956), а затем А. Ф. Мушников (устное сообщение) и В. Н. Козеренко (1956, 1961). Осмотрев указанные ими выходы конгломератов в пади Боярчиха (Алачакан) у с. Чиндагатай, автор нашел в них большинство разновидностей кутомарских метагранитов: и слабо серицитизированные катаклазиты, и бластокатаклазиты (с участками бластомилонитов) биотитовой зоны, и «катакластические» гнейсы, и нормальные («бластические») гнейсы. Конгломераты, содержащие гальку метагранитов, связаны с ниже лежащими отложениями, частью затронутыми метаморфизмом, постепенными переходами. Несогласия внутри ниже-среднеюрского терригенного комплекса здесь отсутствуют. Отсюда можно заключить, что метаморфизм в поднятиях Нерчинского хребта протекал одновременно с осадконакоплением в смежных прогибах. По-видимому, это относится в основном к средней юре, так как согласно палеогеографическим реконструкциям А. Ф. Мушникова и К. К. Анашкиной поднятия в нижнеюрское время наметились только в районе Кутомарских куполов, тогда как будущий Цаган-Олуевский купол в нижней юре еще входил в зону прогиба. Таким образом, время протекания процессов метаморфизма на вскрытом и близком к нему уровнях соизмеримо со временем накопления среднеюрской молассы (отложений верхнегазимульской свиты). С учетом того, что длительность развития глубинных частей термальной структуры должна быть большей и исходя из предположения о принадлежности постметаморфических гранитов к этой же плутонической ассоциации, длительность формирования последней в целом можно примерно оценить в $2/3$ юрского периода.

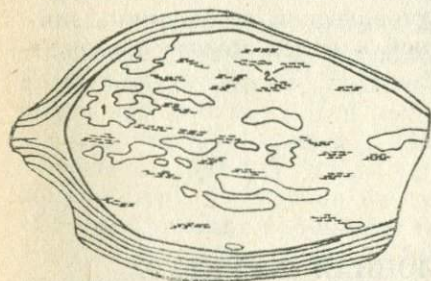
Глава III

ТЕКТОНИТЫ. ДЕФОРМАЦИОННАЯ СТРУКТУРА

Своеобразие деформационной структуры гнейсовых куполов состоит в том, что куполовидные формы описываются новообразованными поверхностями — параллельными текстурами метаморфических тектонитов. Поэтому для понимания движений в масштабах куполов необходимо выяснить характер и условия деформации элементарных объемов горных пород.

В породах куполов Нерчинского хребта обычно проявлены сланцеватость и кливаж. Сланцеватость выражена однообразной ориентировкой гетерометричных минеральных зерен и их сегрегаций, которые располагаются в параллельных плоскостях и часто обнаруживают линейную вытянутость. Кливаж представляет собой разделение пород поверхностями скольжения на линзовидные пластины, или литоны*.

Кристаллические сланцы, развитые в составе слоистого обрамления Цаган-Олуевского купола, по характеру проявленных в них сланцеватости и кливажа довольно однообразны. Сланцеватость в этих породах создается обильными чешуйками слюды, частью рассеянными, а частью сгруппированными в тонкие прерывистые слойки по границам литонов. Выделения других минералов в сланцах обычно субизометричны, а сегрегация для них не характерны (исключение составляет фибролит, сноповидные агрегаты которого подчеркивают сланцеватость в метанелитах). В кристаллических сланцах, образованных из конгломератов, сланцеватость подчеркивается однообразной ориентировкой растянутых лепешкообразных галек. Параллельная текстура, нередко проявленная внутри последних, в целом согласуется со сланцеватостью заполнителя. Отмечаются и некоторые несогласия, обусловленные тем, что сланцеватость заполнителя приспосабливается к форме галек, тогда как положение сланцеватости внутри последних от их формы не зависит (рис. 21). Иногда несогласия такого рода от-



сутствуют и сланцеватость является транзитной. Это бывает в тех случаях, когда в гальках представлены метаосадочные породы, близкие по минеральному и гранулометрическому составу к заполнителю метакогломерата. Литоны кливажированных кристаллических сланцев обычно тонкие (миллиметры и первые сантиметры) и сильно вытянутые. Кливаж, как правило, согласуется по направлению со сланцеватостью.

Граница распространения сланцеватости, или фронт

Рис. 21. Соотношение ориентированной текстуры гранита в гальке метакогломерата со сланцеватостью и кливажом заполнителя. Рисунок по фотографии штуфа. 2/3 нат. вел. 1 — деформированные выделения кварца, 2 — сегрегации биотита.

* Термин Л. У. де Ситтера (1960), введенный для описания тонкой отдельности глинистых сланцев, употреблялся им с приставкой микро-

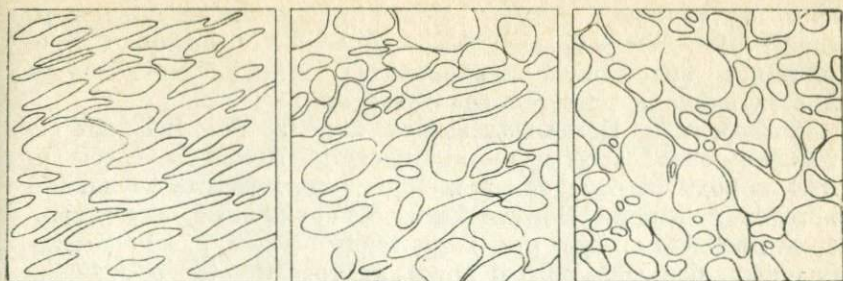


Рис. 22. Разная степень деформации галек в конгломератах. Рисунки по фотографиям. 1/10 (слева) и 1/5—1/7 (в центре и справа) nat. вел.

рассланцевания в Цаган-Олуевском куполе почти совпадает с изоградой олигоклаза. В зоне шириной несколько сотен метров, протягивающейся вдоль этой линии, в направлении к периферии метаморфического ореола сланцеватость становится все менее отчетливой. Особенно хорошо это видно в метаконогломератах по убывающей степени деформированности галек (рис. 22). Одновременно кливаж становится более грубым и подчеркнуто линзовидным, а следы скольжения на поверхностях литонов — более четкими. В несланцеватых метаконогломератах биотитовой зоны отчетливо выражены лишь литоны толщиной в дециметры и длиной в метры и первые десятки метров. Литоны более высоких порядков здесь не проявлены. В зоне, где происходит затухание сланцеватости, последняя в гальках исчезает раньше, чем в заполнителе. В пределах этой зоны связь между литологическими особенностями и характером деформации обнаруживается более четко, чем во внутренней части области развития сланцеватых пород. Это хорошо видно в верховьях р. Бырки, 1—2 км к северу от границы Быркинского интрузива постметаморфических гранитов. Базановские конгломераты здесь почти не рассланцованы. Кливаж виден не во всех выходах, а там, где он замечен, толщина литонов измеряется дециметрами. Залегающие выше породы бохтинской свиты интенсивно кливажированы и отчасти сланцеваты. Они представлены алевропелитами и псаммитами, мелко- и среднезернистыми, чередующимися слоями мощностью от долей сантиметра до нескольких метров. Кливаж располагается под острым углом к слоистости. Метаалевропелиты, независимо от толщины образуемых ими прослоев, отчетливо сланцеваты и относительно тонко кливажированы (толщина литонов измеряется первыми миллиметрами). В псаммитах сланцеватость обнаруживается чаще в мелкозернистых разновидностях и в основном тогда, когда толщина прослоев, залегающих среди алевропелитов, не превышает 1—2 см. В таких случаях частота кливажных трещин мало изменяется при прохождении кливажа

через песчаниковые слои. При возрастании их мощности частота квиважных трещин резко падает по сравнению с трещинами во вмещающих алевропелитах. Направление квиважа во всех случаях остается без изменений.

Метаграниты Цаган-Олуевского купола большей частью отчетливо сланцеваты и квиважированы. Исключение составляют породы Эке-Булакского выхода, охватываемые в основном биотитовой зоной. Породы эти обнаруживают отчетливые следы дробления. Для них характерно обилие разноориентированных, большей частью коротких трещин (с протяженностью, измеряемой сантиметрами и миллиметрами), вдоль которых фиксируются небольшие смещения. Более протяженные трещины с притертыми поверхностями редки и лишь в отдельных участках сгущаются до частоты нескольких трещин на погонный метр, сходясь под острыми углами и образуя грубый квиваж.

Характер сланцеватости, проявленной в гранито-гнейсах Цаган-Олуевского купола, изменяется в зависимости от степени механической нарушенности этих пород. Большая часть гнейсов характеризуется типичной кристаллизационной сланцеватостью. Ориентированная текстура в этих породах создается в основном небольшими по площади (первые сантиметры в диаметре) и тонкими (первые миллиметры) линзовидными сегрегациями темноцветных минералов. Часто сланцеватость в гранито-гнейсах подчеркивается расположенными параллельно цепочечными скоплениями мелких субизометричных зерен кварца. Крупные выделения полевого шпата также более или менее ориентированы. В таких породах признаки нарушения сплошности минеральных зерен проявлены слабо или вообще отсутствуют. Порфиробласты представлены правильно ограниченными кристаллами, кварц характеризуется нормальным либо слабо нарушенным угасанием в скрещенных николях, чешуйки слюды плоские, даже в тех случаях, когда образуемые ими сегрегации огибают близлежащие порфиробласты. Квиваж в гранитных тектонитах рассматриваемого типа обычно грубый (толщина литонов измеряется несколькими сантиметрами или первыми дециметрами), признаки скольжения на поверхностях литонов проявлены слабо. Наряду с этим на южной окраине Алтанганского выхода, а также в пределах Тут-Халтуйского, Сухетуйского и Ингидырского выходов развиты сланцеватые метаграниты, ориентированные минеральные выделения которых характеризуются значительной механической нарушенностью. Сланцеватость в таких случаях становится более совершенной. Это обусловлено разлинзованием выделений кварца и эллипсоидальной формой порфиробластов. С нарастанием степени деформации катакластические гнейсы переходят в бластомилониты с тонкой «струйчатой» сланцеватостью. Квиваж одновременно становится более тонким (толщина литонов

уменьшается до нескольких миллиметров и первых сантиметров), а признаки скольжения на поверхностях литонов — более отчетливыми.

Структурно-текстурные вариации в сланцеватых метагранитах не отражаются на их минеральном составе. Не обнаруживает изменений и состав синметаморфических жильных образований при переходах от нормальных (бластических) гранито-гнейсов к милонитовым. Это дает основание считать, что те и другие изофациальны в качестве метаморфитов. По-видимому, структурно-текстурные различия этих пород обусловлены разной скоростью их деформации.

Катакластические и милонитовые гнейсы развиты на периферии Цаган-Олуевского купола, что хорошо видно на примере его собственно Цаган-Олуевского фрагмента (рис.23).

Зона тонкосланцеватых гнейсов здесь протягивается по южной окраине купола. На северо-восточном фланге, в районе с. Тюкавкино она почти под прямым углом подходит к границе со слоистым обрамлением. Породы последнего на протяжении этой зоны представлены обычными кристаллическими сланцами, но появляющиеся местами порфиробласты полевого шпата характеризуются не правильной таблитчатой, как в других местах, а линзовидной формой и по периферии обнаруживают отчетливые признаки дробления. Жильные синметаморфические породы здесь, как и среди тонко рассланцованных метагранитов, представлены бластокатаклазитами и бластомилонитами. Признаки интенсивной синкристаллизационной деформации часто обнаруживаются в гранитных гальках метакогломератов, которые в таких случаях особенно сильно растянуты. Зона рассланцевания повышенной интенсивности, таким образом, продолжается из метагранитов основания в метаосадочные породы слоистого

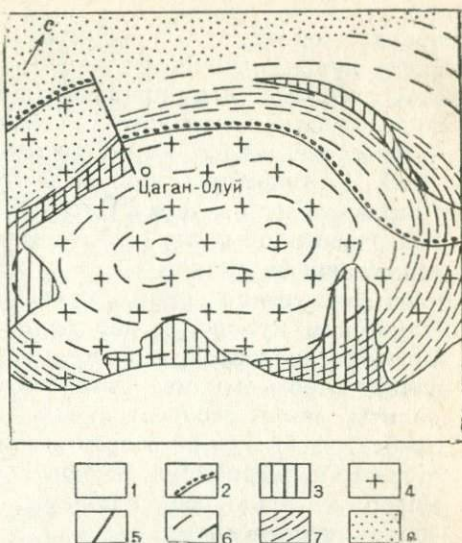


Рис. 23. Распределение различных типов тектонитов в Цаган-Олуевском куполе.

1 — нижнемеловые отложения; 2 — нижнеюрские отложения; 3 — верхнепротерозойские-нижнепалеозойские отложения; 4 — домезозойские гранитоидные породы; 5 — разрывные нарушения; 6 — кристаллические сланцы и гнейсы с нормальной кристаллизационной сланцеватостью; 7 — тонкосланцевые породы с проявлениями синметаморфического катаклаза и милонитизации; 8 — катаклазиты, лишенные вторичных ориентированных текстур.

покрова, охватывая непрерывным кольцом ядро Цаган-Олуевского купола. Отличие сланцев от метагранитов в пределах этой зоны по степени проявления в них синкристаллизационного дробления, можно думать, связано с различиями в минеральном составе, в частности с разным содержанием слюды.

В Кутомарских куполах в основном представлены те же типы тектонитов, что и в Цаган-Олуевском. В ядрах этих куполов развиты обычные («бластические») гранито-гнейсы, характеризующиеся четкой кристаллизационной сланцеватостью и преимущественно грубым кливажом. Так же как и в Цаган-Олуевском куполе, к периферии гнейсы приобретают черты бластокатаклизитов и бластомилонитов, проявленные в них сланцеватость и кливаж становятся более тонкими. Бластомилониты шире распространены на северо-западных склонах хребта, здесь они не совсем соответствуют гранито-гнейсам по степени метаморфизма, внешней своей частью полоса бластомилонитов охватывает большую, а местами и всю биотитовую зону в метагранитах.

На юго-восточных склонах хребта с удалением от ядер куполов катакластические гранито-гнейсы сменяются гранитными бластокатаклизитами (рис. 24). Породы эти пронизаны множеством неравномерно распределенных зон скольжения и милонитизации толщиной от долей сантиметра до нескольких дециметров. Местами такие зоны и трещины с притертыми поверхностями группируются и, сходясь под острыми углами, обуславливают грубый кливаж с характерной клиновидной формой литонов. Толщина их может варьировать от нескольких сантиметров до многих метров. Породы внутри литонов несут

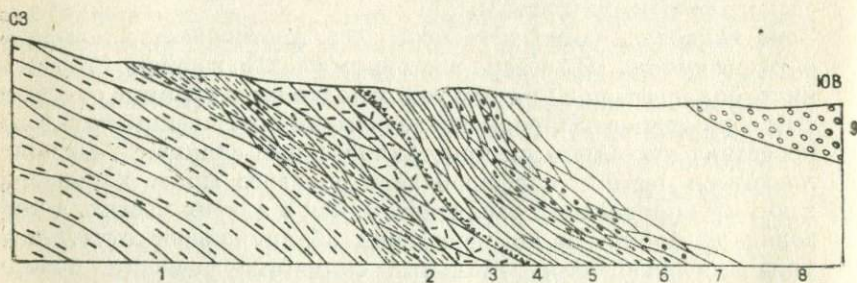


Рис. 24. Схема распределения различных типов тектонитов на юго-восточной окраине Западно-Кутомарского купола (профиль). Примерный масштаб 1:50 000.

1 — нормальные (бластические) гранито-гнейсы; 2 — катакластические гранито-гнейсы; 3 — несланцеватые грубокливажированные гранитные бластокатаклизиты; 4 — дресвянистые брекчии базального горизонта алгачинской юры; 5 — сланцеватые металевропелиты и метасаммиты аватуевской свиты; 6 — сланцеватые метакогломераты базановской свиты; 7 — несланцеватые грубокливажированные конгломераты части базановской свиты и песчаники нижней части бохтинской свиты; 8 — несланцеватые и некливажированные песчаники с прослоями конгломератов бохтинской свиты; 9 — несланцеватые и некливажированные конгломераты верхнегазимульской свиты.

следы дробления. Ориентированная текстура нередко отсутствует, местами она намечается благодаря несовершенной ориентировке и упорядоченности скоплений мелкочешуйчатого новообразованного биотита, порфирокласт полевого шпата и линзовидных обособлений гранулированного кварцево-полевошпатового материала.

Характер деформации дресвянистых брекчий базального горизонта покрова на южной окраине Западно-Кутомарского купола примерно такой же, как в гранитных блоках катаклазитах. Залегающие выше метаосадочные породы биотитовой зоны, относящиеся к акатуевской и отчасти к базановской свитам, большей частью характеризуются довольно отчетливой сланцеватостью и относительно тонким кливажом. В зоне, протягивающейся вдоль изограды биотита, сланцеватость «затухает», кливаж становится грубым и локальным, проявляясь участками в массе некливажированных пород.

КИНЕМАТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕКТОНИТОВ

Для выяснения характера деформации, сопровождавшейся развитием сланцеватости и кливажа, и динамических условий этой деформации изучались формы различных тел, включенных в породах (галеки, жилы и др.), а также рассекающие их трещины.

Из галеки для анализа деформации больше других подходят гранитные, поскольку их первичные формы, устанавливаемые в несланцеватых конгломератах, отличаются наименьшим гетерометризмом. Размеры недеформированных галеки по трем взаимоперпендикулярным направлениям (оси a , b , c) различаются незначительно (по сравнению с соответствующими различиями у деформированных галеки), в частности, отношение длинной оси (a) к короткой (c) у таких галеки обычно меньше, чем 2 : 1. Средняя ось (b) чаще ближе к наименьшей, поэтому сечения, нормальные к длинной оси, имеют субизометричную, округлую форму, а сечения, параллельные ей, — овалоподобную (рис. 25, I). Строгой упорядоченности в ориентировке удлиненных галеки в несланцеватых конгломератах не обнаруживается.

Деформированные гальки сланцеватых конгломератов характеризуются эллипсоидальной формой (рис. 25, II). Их короткие оси (c) всегда значительно отличаются по величине от двух других (длинная ось может превышать короткую в 10 раз и более) и располагаются нормально к сланцеватости. Две другие оси по величине иногда приближаются к наибольшим, а соответствующие эллипсоиды к двусосным. Чаще деформирован-

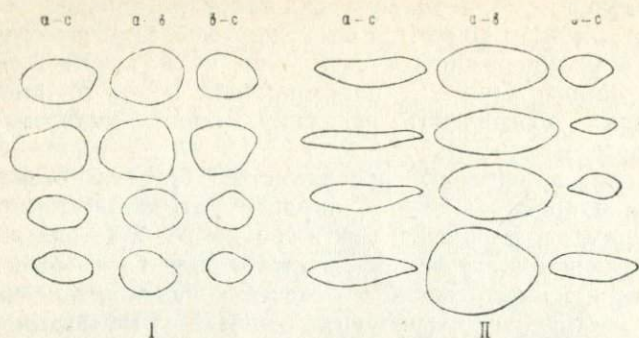


Рис. 25. Проекция гранитных галек из несланцеватых (I) и сланцеватых (II) конгломератов (a — длинная, b — средняя и c — короткая оси). 1:10—1:15 нат. вел.

ные гальки отчетливо гетерометричны во всех сечениях, в том числе и по сланцеватости, а соответствующие эллипсоиды характеризуются тремя разновеликими осями. В идеальном случае, когда эллипсоидальные формы образуются при деформации сфер, указанные различия в геометрии эллипсоидов свидетельствуют о различиях в характере деформации. Двухосность эллипсоида при указанном соотношении осей ($a=b > c$) свидетельствует об объемном характере деформации, при котором размеры тел, сокращаясь в одном направлении, однообразно увеличивались в других, лежащих в перпендикулярной к нему плоскости. Трехосный эллипсоид является следствием разновеликой деформации по разным направлениям; при величине средней оси, равной среднему геометрическому из значений двух других осей, т. е. равной диаметру исходной сферы, деформация определяется как плоская, т. е. такая, которая характеризуется укорочением тела в одном направлении, удлинением — в другом, расположенном перпендикулярно первому, и сохранением размера в третьем, расположенном перпендикулярно двум указанным.

Рассматриваемый случай отличается от идеального, поскольку первичные формы галек характеризовались гетерометризмом. Это обстоятельство затрудняет лишь количественную оценку деформации, определение же ее характера возможно, что выявляется при статистическом подходе. На диаграмме Д. Флинна (рис. 26) отражены соотношения размеров галек, изученных в трех отдельных выходах конгломератов нижнего горизонта базановской свиты. В одном из трех выходов обнажены несланцеватые конгломераты, в двух других — сланцеватые. Начало координат этой диаграммы отражает соотношения размеров в недеформированной сфере, точки в поле между линиями координат отвечают эллипсоидам с различными соот-

ношениями осей (Флинн, 1967). Биссектриса является местом точек, соответствующих эллипсоидам, у которых средние оси равны диаметрам равнообъемных сфер, т. е. равны средним геометрическим из значений двух других осей. Части поля, разделенные биссектрисой, отвечают эллипсоидам с иными соотношениями осей. Ближе к ординате размещаются точки, соответствующие эллипсоидам, у которых ось «*b*» меньше диаметра исходной сферы, в другой части поля — точки, соответствующие эллипсоидам, где ось «*b*» больше этого диаметра. Чем дальше от начала координат располагаются на графике точки, тем сильнее отклоняются от сферической формы характеризующие ими эллипсоиды (т. е. тем больше деформация).

Точки, отвечающие галькам несланцеватого конгломерата, размещаются на рассматриваемой диаграмме вблизи начала координат, точки же, отвечающие галькам сланцеватых конгломератов, расположены на значительном удалении от него.

Точки, характеризующие соотношения размеров галек одного из выходов сланцеватых конгломератов, рассеяны в правом — нижнем поле, приближаясь отчасти к оси абсцисс. Часть галек характеризуется формой трехосного эллипсоида со средней осью, близкой к диаметру равнообъемной сферы. Четкой упорядоченности в ориентировке длинных осей галек в породе нет. Если учесть, что соответствующие точки расположены ближе других данной группы к началу координат, то можно прийти к выводу, что все гальки этой группы испытали объемную деформацию расплющивания в плоскости сланцеватости, а трехосная форма части из них обусловлена первичным гетерометризмом. Примечательно, что сегрегации биотита в этом метаконгломерате, характеризующаяся четким плоскостным параллелизмом, линейной ориентировки не обнаруживают.

В другом выходе все гальки являются трехосными — соответствующие им точки на диаграмме тяготеют к биссектрисе.

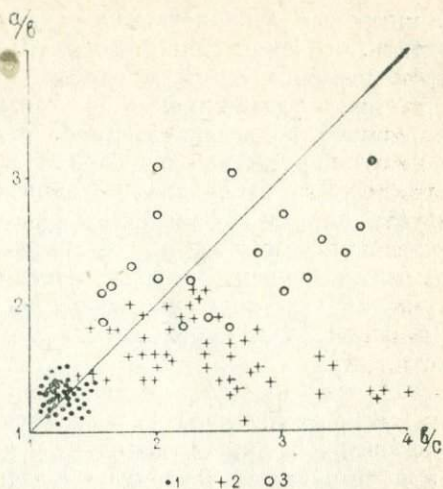


Рис. 26. Диаграмма деформации (по Д. Флинну, 1967) галек базановского конгломерата.

1 — гальки несланцеватого конгломерата; 2 — гальки сланцеватого конгломерата, в котором линейность не выражена; 3 — гальки сланцеватого конгломерата, характеризующиеся четкой линейностью. Остальные пояснения в тексте (a/c — отношение длинной к средней, c/a — средней к короткой оси).

Длинные оси располагаются строго параллельно. Естественно считать, что этот случай отвечает плоской деформации, при которой размеры галек в одном направлении укоротились, в другом — удлинились, а в третьем остались неизменными или изменились незначительно. В данном выходе сланцеватого конгломерата, как и в других, в которых также отмечается параллельное расположение длинных осей галек, сегрегации биотита наряду с плоскостным параллелизмом обнаруживают отчетливую линейность, согласующуюся по направлению с удлинением галек. Это дает основание считать, что линейность своим присутствием указывает на приближение деформации к плоской, а направлением — на направление наибольшего растяжения.

Установление соответствия между линейностью минеральных сегрегаций и галек позволяет определить характер деформации и в других породах, в частности в гранито-гнейсах. Широкое развитие тектонитов с четкой линейностью в куполах Нерчинского хребта позволяет сделать вывод, что приближение деформации к плоской было общей особенностью синметаморфических движений.

Деформация жил и других тел сходной формы (прослоев, некоторых ксенолитов) в сланцеватых породах проявлена по-разному, в зависимости от их положения относительно сланцеватости. Жилы, расположенные под значительными углами к сланцеватости, часто изогнуты в складки, осевые плоскости которых параллельны плоскости сланцеватости (рис. 27, а, б).

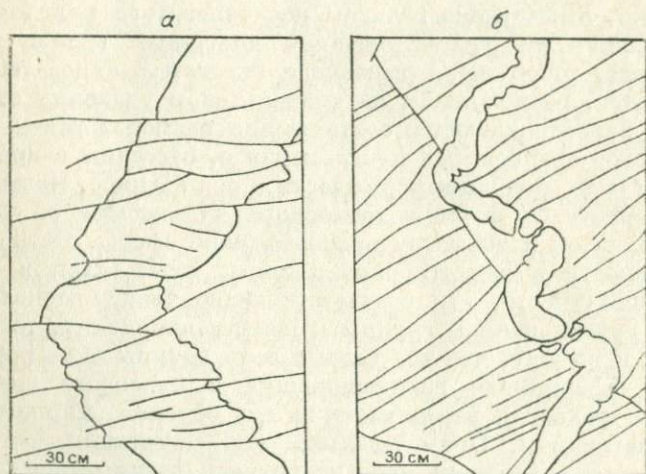


Рис. 27. Складчатая жила аплитовидного гранита в алтагаском гранито-гнейсе (а) и сланцеватом акатуевском метапесчанике (б). Рис. по фотографии.

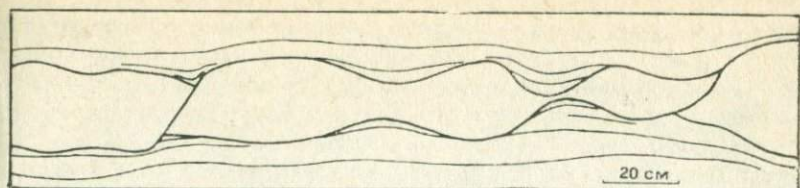


Рис. 28. Будинированная жила аплитовидного гранита в сланцеватом акатуевском метапесчанике. Рис. по фотографии.

Изучение соотношений сланцеватости с изогнутыми жилами позволяет обнаружить признаки, свидетельствующие о том, что жилы участвовали в деформации, связанной с рассланцеванием и, следовательно, образованные ими складки должны рассматриваться в качестве проявления этой деформации. В одних случаях таким признаком является пересечение жил сланцеватостью (см. рис. 27, а), в других, когда сланцеватость в жильных породах не проявлена, об участии изогнутых жил в деформации, связанной с рассланцеванием, свидетельствует приспособление сланцеватости вмещающих пород к изгибам жил (см. рис. 27, б). Для плоских тел, образующих такие же складки, в частности для прослоев в осадочных толщах, участие в деформации, связанной с рассланцеванием, является очевидным. Судя по результатам тектонофизического моделирования (Рамберг, 1961; Паталаха, 1970), образование рассмотренных складок происходило в условиях сокращения размеров деформируемых тел в направлении, нормальном к их осевым поверхностям, т. е. к сланцеватости.

Жилы, располагающиеся согласно со сланцеватостью или под небольшими углами к ней, обычно будинированы (рис. 28). Когда линейность во вмещающих сланцеватых породах отсутствует, будинаж обнаруживается во всех сечениях, нормальных к сланцеватости. Если четкая линейность в тектонитах имеется, то будинаж обнаруживается только в сечении, параллельном линейности, в сечении же, нормальном к линейности, будинаж проявлен слабее или вообще не выражен (рис. 29). Оба будинажа, наблюдавшиеся в изученном районе, были получены экспериментально на эквивалентных материалах в условиях объемной и плоской деформации соответственно (Рамберг, 1957). Результаты изучения проявлений будинажа дают, таким образом, дополнительное доказательство положения, согласно которому линейность тектонитов свидетельствует о приближении деформации к плоской и указывает направление максимального растяжения.

Трециноватость широко проявлена как в древних образованиях ядер куполов, так и в отложениях юрского обрамления, причем ее геометрия в тех и других оказывается сходной (рис. 30).

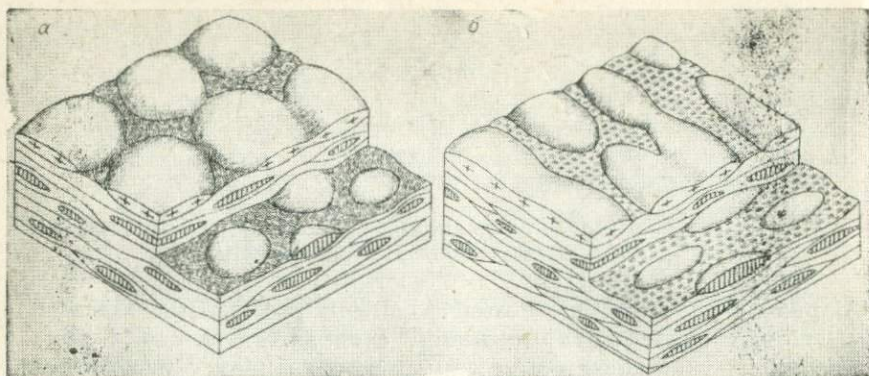


Рис 29. Объемная форма будин и галек в сланцеватых метакогломератах (схемы).

a — в случае, когда ориентировка новообразований слюды на поверхностях кливажа характеризуется только плоскостным параллелизмом; *b* — в случае, когда сегрегации слюды обнаруживают как плоскостной, так и линейный параллелизм. В случае *a* и будины и гальки в сечениях, параллельных сланцеватости, субизометричны; в случае *b* и будины, и гальки вытянуты, но гальки вытянуты по направлению минеральной линейности, а будины — поперек.

Из сходства геометрии вытекает, что в разных породах куполов возраст и условия образования трещиноватости идентичны.

Среди трещин, широко развитых как в сланцеватых, так и в несланцеватых породах изученного района, установлены представители обоих известных в механике типов: трещины скалывания и трещины отрыва. Они могут иметь весьма ограниченную протяженность, часто локализованы в пределах одного минерального зерна, одного прожилка или одной гальки. Но в скалистых выходах можно наблюдать и трещины, имеющие

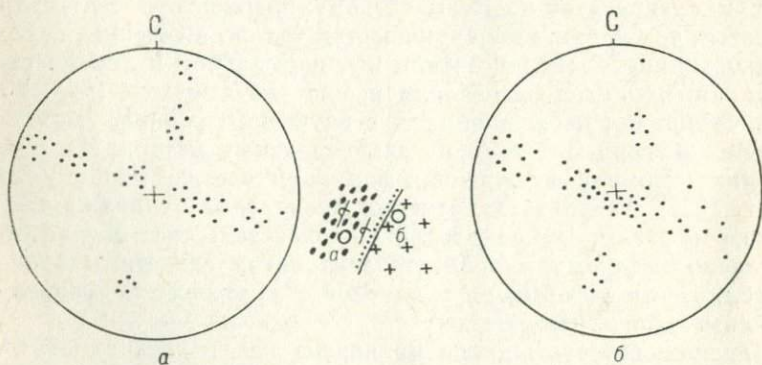


Рис. 30. Диаграммы трещиноватости юрских конгломератов (*a*) и палеозойских гранитов (*б*) в районе верхней части пади Эке-Булак.

протяженность много десятков метров и пересекающие породы вместе с включенными в них телами.

Трещины скалывания обычно закрыты, поверхности стенок зачастую притерты и нередко несут штрихи скольжения. Многие трещины этого типа отвечают разрывам, по которым фиксируются смещения с амплитудой от первых сантиметров и выше.

Трещины отрыва, если они не заполнены жильным материалом, приоткрыты. На их стенках нередко видны недеформированные минеральные выделения. Чаще это щетки мелких кристаллов кварца, характерные для трещин в несланцеватых метаморфитах фации зеленых сланцев. Смещения вдоль стенок для трещин рассматриваемого типа не характерны.

Большинство трещин, наблюдавшихся в породах куполов Нерчинского хребта, принадлежит к трем группам, различающимся между собой по ряду признаков, в частности, по пространственному положению трещин относительно других структурных элементов. Каждая из групп включает две системы трещин скалывания и одну систему трещин отрыва, которые представляются сопряженными, т. е. сингенетичными и близкородственными образованиями. Сопряженность трещин, объединяемых в одну группу, определялась по взаимопересечениям (Гзовский, 1963 и др.). Соотношение между разными группами устанавливалось по пересечению трещинами и выполняющими их жилами одной группы аналогичными образованиями другой. Трещины скалывания двух сопряженных систем пересекаются друг с другом под углами $50-70^\circ$, а соответствующие им трещины отрыва располагаются параллельно биссекторным плоскостям этих двугранных углов (рис. 31, 32). Смещения, фиксируемые по трещинам скалывания сопряженных систем, таковы, что если представить соответствующие им трещины отрыва вертикальными, то эти смещения можно определить как сбросы. В соответствии с результатами многочисленных экспериментов (Белоусов, 1952; Гзовский, 1960б, 1963; Джекобс и др., 1964; Лучицкий и др., 1967; Розанов, 1962; и др.) образование сопряженных систем трещин объясняется динамической схемой, при которой оси главных нормальных напряжений расположены следующим образом: ось максимального сжимающего напряжения — в плоскости трещин отрыва и нормально к линии пересечения трещин скалывания, ось промежуточного главного нормального напряжения — параллельно линии пересечения трещин скалывания, ось минимального сжимающего (или максимально растягивающего) напряжения — нормально к трещинам отрыва (см. рис. 32).

Пространственное положение трещин первой группы, особенно широко развитых в породах изученного комплекса, характеризуется тем, что в сланцеватых породах трещины отрыва располагаются нормально к линейности (см. рис. 32, 1, 3).

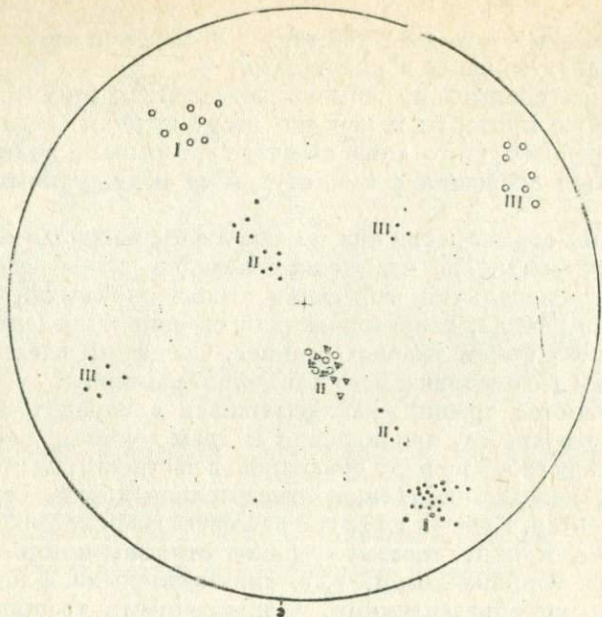


Рис. 31. Диаграмма трещиноватости акатуевских метадресвянчиков и алтанганских гранито-гнейсов, совместно обнаженных в выходе у с. Цаган-Олуй. Точками показаны проекции полюсов трещин скалывания, кружками — трещины отрыва (в основном заполненных кварцевыми и кварцево-полевощпатовыми жилами), незалитыми треугольниками — базальной поверхности юрских отложений, залитыми треугольниками — сланцеватости. Одинаковыми цифрами обозначены группы точек, соответствующие сопряженным системам трещин.

Рассматривая смещения по трещинам данной группы в их совокупности с проявлениями пластической деформации, охарактеризованными выше, нетрудно убедиться, что смещения и деформация, сопровождавшая развитие сланцеватости, давали один общий результат: приводили к сокращению деформируемых тел в направлении, нормальном к сланцеватости и линейности, и к удлинению — в направлении линейности. Естественно считать, что трещины этой группы сингенетичны с деформацией расланцевания. Приведенный вывод подтверждается данными, свидетельствующими о наличии тесной связи между разрывами данной группы и элементами пластической деформации. Такого рода данные выявляются, в частности, при изучении будинированных тел, фрагменты которых, как показывают наблюдения, могут быть отграничены один от другого как «шейками», так и трещинами скалывания, причем последние в таких случаях по своему положению и характеру

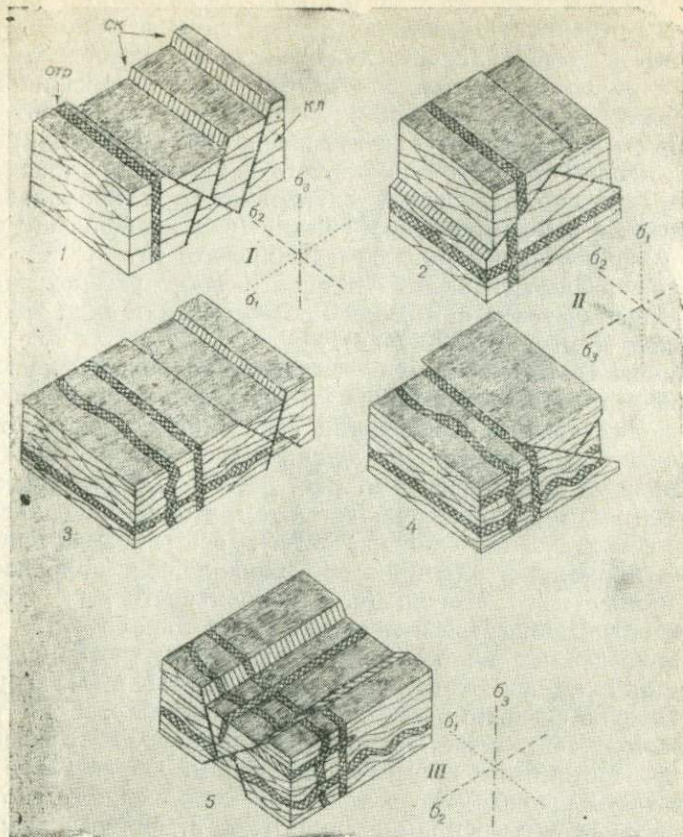


Рис. 32. Последовательность деформаций в тектонитах куполов (1—5) и соответствующие положения осей напряжений (I—III). ск — трещины скальвания; отр — трещины отрыва, выполненные жилами; кл — кливаж. Наименования осей напряжений см. рис. 36.

связанных с ними смещений относятся именно к рассматриваемой группе (см. рис. 28).

Трещины, относимые ко второй группе, располагаются таким образом, что линия пересечения сопряженных трещин скальвания ориентирована параллельно плоскостям сланцеватости и нормально к линейности, а направление соответствующих трещин отрыва совпадает с направлением сланцеватости (см. рис. 32). Смещения по трещинам скальвания данной группы по отношению к плоскостям сланцеватости являются надвиговыми (см. рис. 32, 2, 4). Развитие трещин данной группы имело результатом сокращение размеров деформируемых тел в направлении линейности и увеличение — в направлении нор-

мали к сланцеватости. Сингенетичными проявлениями пластической деформации с трещинами данной группы являются наблюдаемые местами складки сланцеватости, оси которых располагаются нормально к линейности. Образование трещин второй группы объясняется динамической схемой, при которой ось наибольшего сжатия ориентирована по линейности, ось промежуточного главного нормального напряжения располагается параллельно плоскостям сланцеватости и нормально к линейности, а ось наименьшего сжатия (или наибольшего растяжения) совпадает с нормалью к сланцеватости.

Анализ взаимоотношений трещин двух рассмотренных групп показывает, что они неоднократно сменяли одна другую во времени (см. рис. 32, 1—4).

Трещины третьей группы оказываются наиболее молодыми. Они ориентированы таким образом, что линия пересечения сопряженных трещин скалывания совпадает с линейностью, а трещины отрыва пересекают сланцеватость и простираются в направлении линейности (см. рис. 32, 5). Соответствующая динамическая схема характеризуется тем, что ось наибольшего сжатия совпадает со сланцеватостью, ось промежуточного главного нормального напряжения параллельна линейности, а ось наименьшего сжатия (или наибольшего растяжения) параллельна сланцеватости и нормальна к линейности.

Из приведенных данных можно заключить, что напряженные состояния, соответствующие трещинам II и III групп, играли второстепенную роль в процессе формирования рассматриваемых тектонитов, так как их действие по отношению к сланцеватости было лишь осложняющим. Образование же сланцеватости происходило в условиях напряженного состояния, отвечающего трещинам I группы, т. е. она развивалась в плоскостях, нормальных к направлению максимального сжатия.

Изложенное выше позволяет подойти к рассмотрению особой группы трещин — частых субпараллельных трещин кливажа, располагающихся согласно со сланцеватостью. Вопрос о природе трещин этого типа обсуждается уже много десятков лет и до настоящего времени не получил исчерпывающего решения. Сложность вопроса о происхождении кливажа состоит в следующем. С одной стороны, кливаж тесно связан со сланцеватостью (термины «кливаж» и «сланцеватость» нередко принимаются как синонимы) и это означает, что он должен быть объяснен той же причиной, т. е. нормальным сжатием (или продольным растяжением). С другой стороны, трещины кливажа подобны трещинам скалывания в том отношении, что с ними также связаны дифференциальные смещения (см. рис. 27), объяснить же скалывание по плоскостям, нормальным к сжимающим напряжениям, установленные в механике закономерности не позволяют (Белоусов, 1971; Гонсалес-Бонорино,

1963; Паталаха, 1970; Ситтер, 1960; Эз, 1969; и др.). Одни геологи считали возможным принимать для объяснения сланцеватости динамическую схему, обоснованную выше применительно к тектонитам рассматриваемых куполов, т. е. считали кливаж нормальным к сжатию, игнорируя вопрос о природе скалывания по поверхности кливажа. Другие же геологи, напротив, в проблеме происхождения сланцеватости выдвигали на первый план вопрос о скалывании.

Попытки обосновать динамическую схему образования сланцеватости и кливажа с точки зрения гипотезы скалывания сталкивались с различными затруднениями. Наиболее значительное из них состояло в том, что кливаж обычно представлен одной системой субпараллельных трещин, в механике же дифференциальные смещения объясняются максимальными скалывающими напряжениями, которые одновременно действуют в двух сопряженных плоскостях; линия пересечения последних совпадает по направлению с промежуточным главным напряжением (отсюда и отмечавшаяся выше парность систем сопряженных трещин скалывания).

Г. Беккер, идеи которого относительно условий образования кливажа нашли отражение в работах многих геологов (Елисеев, 1953; Данилович, 1953; Пэк, 1939, 1940; Тернер, Ферхуген, 1961; и др.), предложил две схемы, призванные объяснить скалывание по поверхностям кливажа с учетом отмеченного обстоятельства. Согласно одной из этих схем (рис. 33, б), кливаж образуется в результате так называемой вращательной деформации, или деформации простого сдвига, т. е. под углом к сжимающим напряжениям. Односистемность трещин кливажа по этой схеме объясняется тем, что максимальные скалывающие напряжения одного из двух сопряженных направлений якобы в течение всего периода деформации действуют на одних и тех же плоскостях деформируемого тела и вследствие этого получают возможность реализоваться в виде трещин скалывания, тогда как максимальные скалывающие напряжения второго направления в течение деформации действуют на различных плоскостях деформируемого тела и возможность их реализации в виде трещин скалывания оказывается ограниченной. Другая схема Г. Беккера (см. рис. 33, а,) объясняет развитие кливажа при деформации сплющивания, или так называемого чистого сдвига, обусловленной нормальными сжимающими напряжениями. Согласно этой схеме, скольжение при деформации происходит по обеим плоскостям, на которых действуют максимальные скалывающие напряжения. Односистемность трещин кливажа объясняется тем, что образовавшиеся трещины скалывания, а также якобы и плоскости максимальных касательных напряжений в процессе деформации испытывают вращение, образуя все большие углы с направлением сжатия. Предполагается, что при далеко зашедшей деформации трещины скалыва-

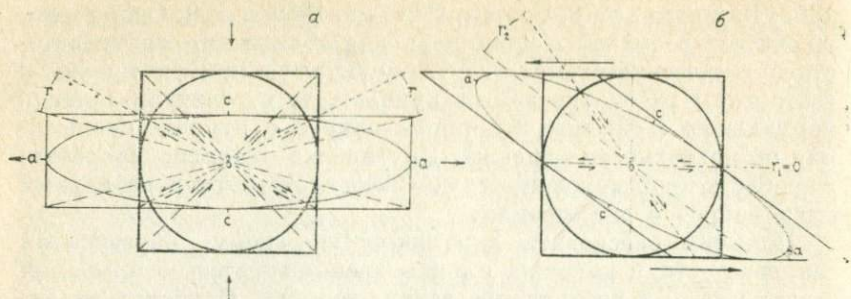


Рис. 33. Схемы образования кливажа в условиях «чистого» (а) и «простого сдвига» (б) по Г. Беккеру, из В. Н. Даниловича (1953). Пояснения в тексте.

ния двух сопряженных систем оказываются расположенными под меньшими углами, образуя тем самым псевдоодносистемный кливаж.

Построения Г. Беккера были подвергнуты обоснованной критике за их формально-геометрический подход к явлениям деформации (Гуревич, 1955; и др.). Но оценить применимость рассмотренных схем можно и вне зависимости от того, насколько правомерны построения Г. Беккера с точки зрения теории. Согласно схеме «простого сдвига» (см. рис. 33, б), кливаж должен занимать диагональное положение относительно осей деформации (a и c), т. е. должен располагаться под углом к удлинению тех деформированных тел, которые до деформации были изометричными. Отмеченное выше согласное расположение сланцеватости и кливажа по отношению к растянутым галькам показывает, что эта схема неприменима к объяснению кливажа в изученных тектонитах. Схема «чистого сдвига» (см. рис. 33, а) предполагает наличие в кливажированных породах «веера» трещин скальвания. Элементы такого «веера» в рассматриваемых тектонитах как-будто бы имеются. Но в «веере» схемы Г. Беккера направление смещений по трещинам должно быть однообразным, в рассматриваемых же тектонитах направление смещений по трещинам, занимающим различное положение относительно сланцеватости и не обнаруживающим признаков последующего искривления, являются различными (рис. 34). Таким образом, схема «чистого сдвига», как его понимал Г. Беккер, так же непригодна к объяснению кливажа в изученных тектонитах, как и его схема «простого сдвига».

Для объяснения односистемности трещин кливажа с позиции представления о связи этих трещин с касательными (скальвающими) напряжениями иногда привлекают положение о том, что угол между направлением сжатия и направлением скальвания (угол скальвания) изменяется в связи с изменением

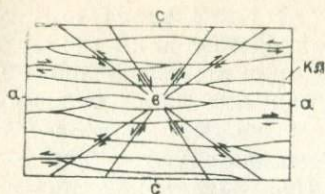


Рис. 34. Геометрические соотношения между осями деформации ($a > b > c$), кливажом (кл) и трещинами скальвания в сечении $a-c$ изученных тектонитов. Парными стрелками показаны направления смещений вдоль трещин.

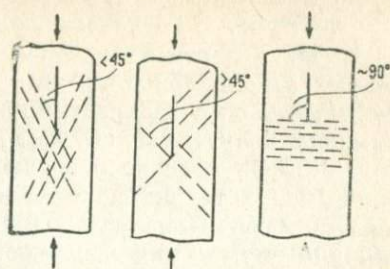


Рис. 35. Схема изменения угла скальвания в зависимости от геологических свойств горных пород по Г. Д. Ажгирею (1967). Слева — крупная порода, справа — высокопластичная, свойства породы среднего образца — промежуточные.

геологических свойств горных пород (Ажгирей, 1967). При этом принимается, что угол скальвания в высокопластичных породах может достигнуть 90° , вследствие чего обе системы окажутся во взаимопараллельном положении (рис. 35). Экспериментальные данные показывают, что угол скальвания является разным для пород, различающихся по реологическим свойствам. Однако констатированные различия относительно невелики и углы скальвания в экспериментально деформированных образцах, как правило, не превышают 45° (Гзовский 1960; Джекобс и др., 1964; и др.), так что правомерность привлечения указанного положения к объяснению кливажа является сомнительной.

В последние годы предпринимались попытки объяснить кливаж без привлечения механизма скальвания, подходу к вопросу об особенностях деформации, сопровождаемой развитием кливажа, с позиций гидродинамики (Паталаха, 1970). Такой подход, несомненно, способствовал прогрессу в понимании явлений динамического метаморфизма, но проблему кливажа полностью не разрешил, так как был нацелен на объяснение хотя и весьма распространенного, но все же лишь одного из нескольких кинематических типов кливажа — кливажа течения. Между тем, как справедливо было замечено ранее (Гонсалес-Бонорино, 1963), удовлетворительное объяснение кливажа должно учитывать другие кинематические типы (кливаж скольжения, или скальвания, и кливаж разлома), поскольку они могут переходить один в другой, сохраняя при этом ориентировку относительно осей деформации и элементов геологической структуры (см. предыдущий раздел данной работы, в частности рис. 24 и пояснения к нему в тексте, а так-

же работы В. В. Белоусова, 1970; Л. У. де Ситтера, 1960).

Пытаясь найти непротиворечивое общее объяснение выявленных закономерностей, автор обратил внимание на то, что скалывание по поверхностям кливажа представляется аномальным постольку, поскольку деформация принимается однородной (при которой плоские поверхности и прямые линии остаются таковыми, хотя их положение в пространстве изменяется, если они непараллельны осям деформации: одной — для линий или двум — для поверхностей). Наблюдения над такими элементами динамометаморфического парагенеза (термин Е. И. Паталахи) как складки скалывания (течения) и пегматитовые жилы в сочетании с данными моделирования (Рамберг, 1961; Паталаха, 1970) показывают, что в процессе развития кливажа отмеченные выше условия однородности не соблюдались. Запреты, наложенные на скалывание по поверхностям кливажа, теряют, таким образом, свою силу. Согласно экспериментальным данным М. В. Гзовского (1960а), при неоднородной деформации возможно возникновение касательных (скалывающих) напряжений на поверхностях, нормальных к направлению наибольшего сжатия. Учитывая все изложенное, можно заключить, что кливаж отражает неоднородность деформации, являясь результатом дискретности дифференциальных движений в направлении наименьшего сжатия.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КУПОЛОВ СЛАНЦЕВАТОСТИ И КЛИВАЖА

Купола, очерчиваемые поверхностями сланцеватости и кливажа, в изученном районе представлены простыми и сложными формами (Приложение, схема В). Сложные купола, Западно-Кутомарский и особенно Цаган-Олуевский, состоят из ряда разделенных седловинами разновеликих простых куполов, которые располагаются в соответствии с общим простиранием цепи гнейсовых куполов Нерчинского хребта.

Если сравнивать простые купола между собой, уподобляя их форму конусу с притупленной, или сглаженной вершиной, то можно сказать, что они различаются по конфигурации основания (округлого или овалоподобного) и по степени сглаженности вершины. Углы наклона сланцеватости и кливажа в куполах обычно не превышают 30—35°, лишь во флексурах, отмеченных местами по окраинам куполов, в частности Западно-Кутомарского, углы возрастают до 50—70°. Направление линейности тектонитов в куполах характеризуется устойчивостью, располагаясь поперек их удлинения (и общего направления цепи куполов).

Купола сланцеватости обычно осложнены гофрировкой — разнообразными по конфигурации складками с размахом крыльев и амплитудой в доли и первые метры. Оси таких складок часто ориентированы относительно общего направления линейности тектонитов определенным образом, занимая нормальное или параллельное положение. Отклонения от правила наблюдались в местах насыщения метаморфитов телами симметаморфических гранитов, где ориентировка складок сланцеватости обнаруживает значительные колебания. Мелкая складчатость в куполах проявлена широко, но не повсеместно, закономерности в расположении участков ее развития не обнаружено.

Опираясь на выводы о характере движений в элементарных объемах горных пород при их расланцевании, движения в масштабе куполов можно представить как растяжение масс горных пород в сводах и на крыльях растущих поднятий. Соответствующие палеотектонические поля напряжений (рис. 36, I), реконструируемые на основе динамической интерпретации тектонитов, подобны полям напряжений, установленным в моделях складок поперечного изгиба, или штамповых (Гзовский, 1963 и др.), что позволяет связывать формирование куполов с действием радиально направленных сил — давлением со стороны воздымающихся глубинных тел.

Данные моделирования штамповых складок, проясняя общий характер механизма куполообразования, проливают свет также на некоторые его частные особенности, которые раскрываются при сопоставлении наблюдаемой природной картины дизъюнктивной тектоники с таковой же, полученной на моделях. В описываемом районе наиболее значительные разрывные нарушения, представленные сбросами, протягиваются либо вдоль поднятий основания, к которым приурочены купола, отделяя эти поднятия от сопряженных погружений, либо поперек, разделяя отдельные фрагменты цепи куполов. На ряде примеров, относящихся к Цаган-Олуевскому куполу, установлено, что поперечные нарушения моложе продольных. Согласно данным моделирования отмеченная последовательность в образовании разрывных нарушений отражает изменение направления растяжения в ходе формирования брахиальных поднятий и связывается с изменением полей напряжений, при котором траектории наименьшего сжимающего (или наибольшего растягивающего) и промежуточного главных нормальных напряжений меняются местами. Горсты, подобные тем, которые установлены в пределах Цаган-Олуевского и Западно-Кутумарского сложных куполов, получены на моделях в условиях, когда рост поднятий прерывался, сменялся некоторым проседанием и затем возобновлялся вновь. Перемена знака движения сопровождалась изменением полей напряжений, при котором менялись местами траектории наибольшего и наименьшего

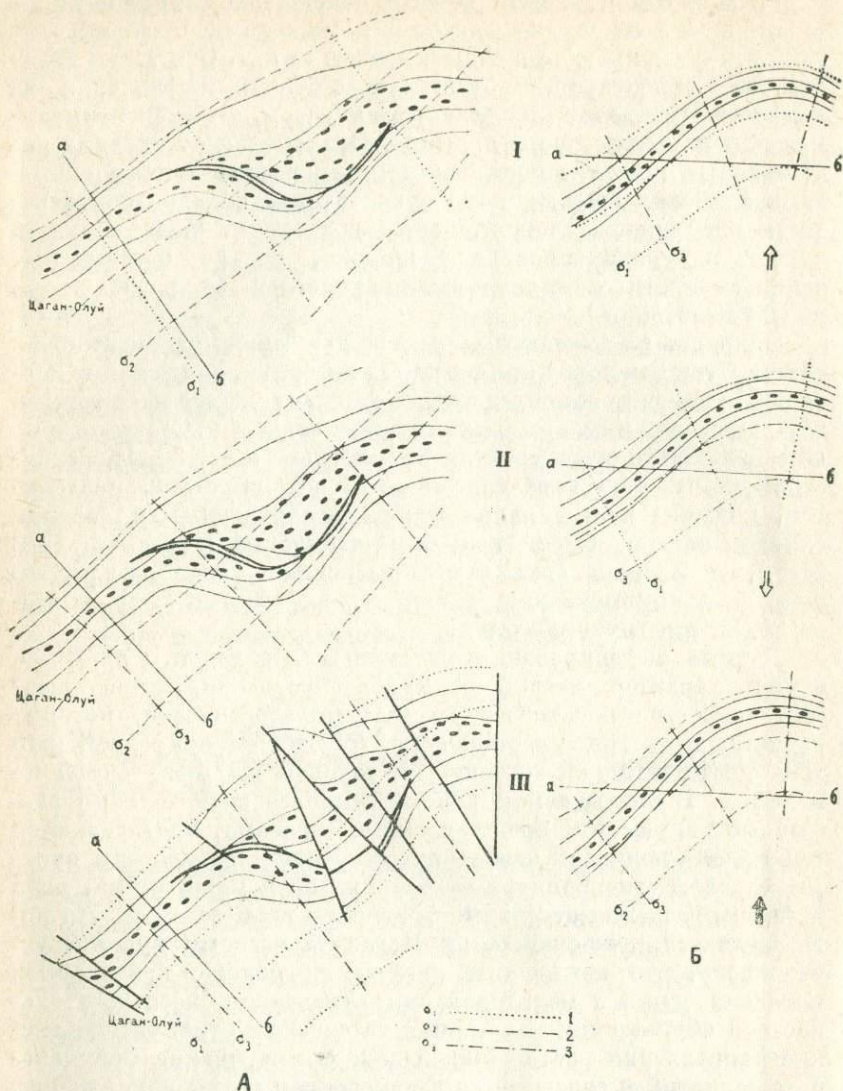


Рис. 36. Тектонические поля напряжений в пределах Цаган-Олуевского купола.

Траектории главных нормальных напряжений: 1 — минимальных сжимающих (или максимальных растягивающих), 2 — промежуточных, 3 — максимальных сжимающих. I—III — основные типы полей напряжений. Стрелками показано направление движений.

главных нормальных напряжений. Соответственно в субгоризонтальном (продольном или поперечном по отношению к удлинению поднятий) направлении происходило то сжатие, то растяжение. Вероятно, именно такой, осцилирующий харак-

тер роста поднятий определил развитие осложняющей куполовидные формы мелкой складчатости.

Развитие куполов сланцеватости сопровождалось изменением положения как слоистости покрова, так и сланцеватости. При этом соотношение тех и других поверхностей должно было несколько изменяться во времени. Фиксируемые соотношения характеризуются более пологим положением сланцеватости. В моменты, предшествовавшие зафиксированному, угол между сланцеватостью и слоистостью должен был быть более значительным. Это вытекает из характера деформации, сопровождавшей развитие сланцеватости. Если в плоскости, нормальной к сланцеватости и параллельной линейности, круг в ходе деформации превращался в эллипс, то квадрат с основанием, параллельным следу сланцеватости, должен был превращаться в прямоугольник (неоднородность деформации игнорируется). Очевидно, что диагональ прямоугольника, образовавшегося в результате деформации, образует меньший угол с основанием, чем диагональ исходного квадрата. Также любая другая линия, не параллельная основанию, в ходе деформации стремится приблизиться к нему (степень приближения определяет степень деформации). Отсюда следует, что сланцеватость появилась не в начальный момент развития изгибов поверхности несогласия, а в более позднее время.

Глава IV

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ТЕРМАЛЬНОЙ И ДЕФОРМАЦИОННОЙ СТРУКТУРАМИ ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГНЕЙСОВЫХ КУПОЛОВ НЕРЧИНСКОГО ХРЕБТА

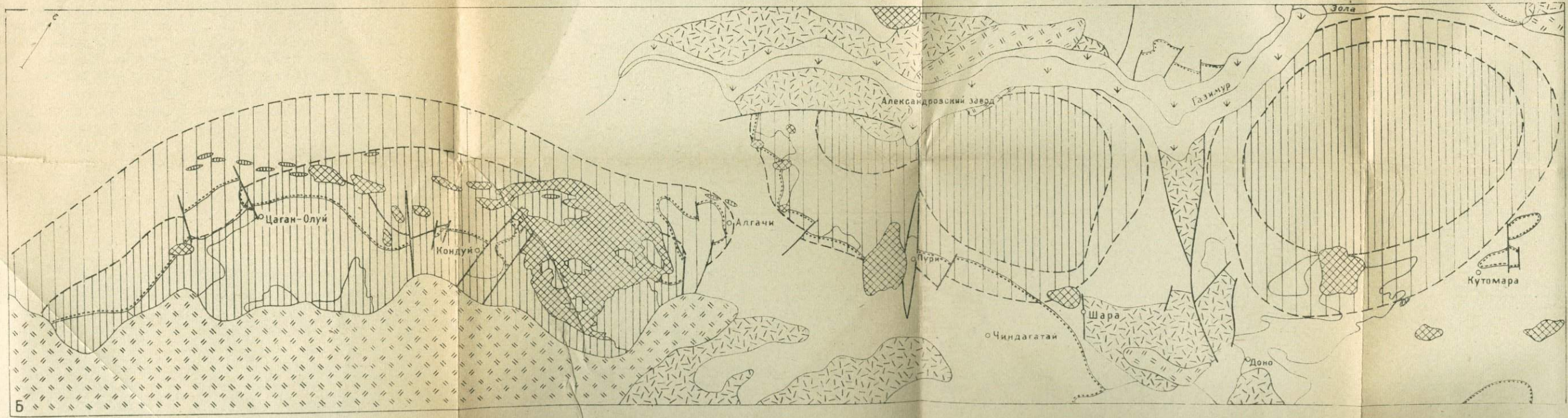
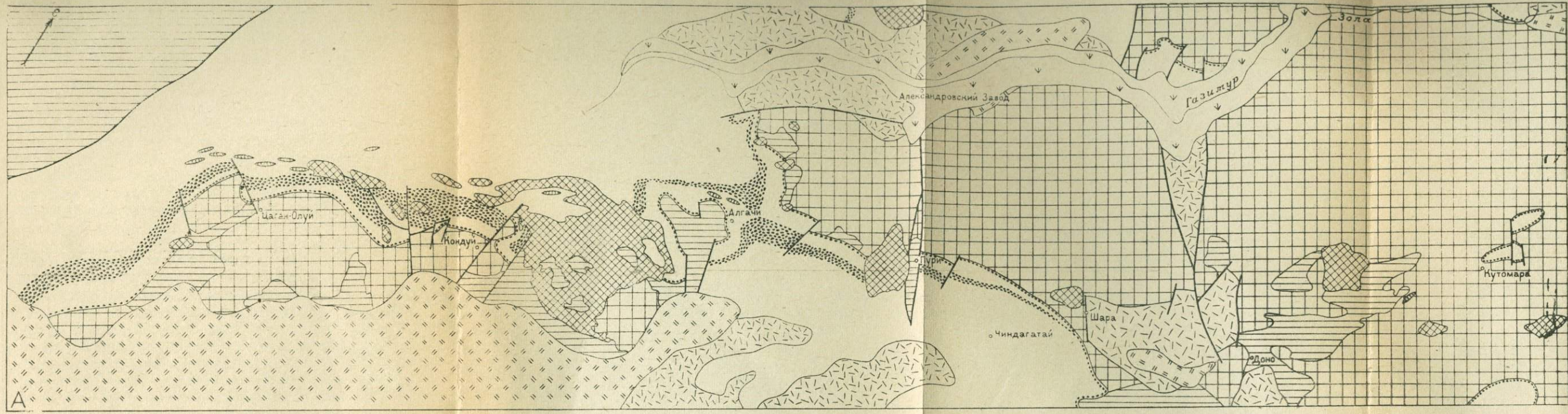
Пространственные соотношения изоград со стратиграфическими границами в окаймленных куполах (Цаган-Олуевском и Западно-Кутумарском) таковы (Приложение, схема Б), что их можно объяснить только наложением термальных антиклиналей на уже существовавшие ко времени их появления на вскрытом уровне сводообразные изгибы поверхности фундамента. Из анализа же сланцеватости и ее положения в геологической структуре вытекает, что совмещение термальных антиклиналей с антиклинальными изгибами толщ покрова и поверхности фундамента происходило при продолжающемся развитии этих изгибов.

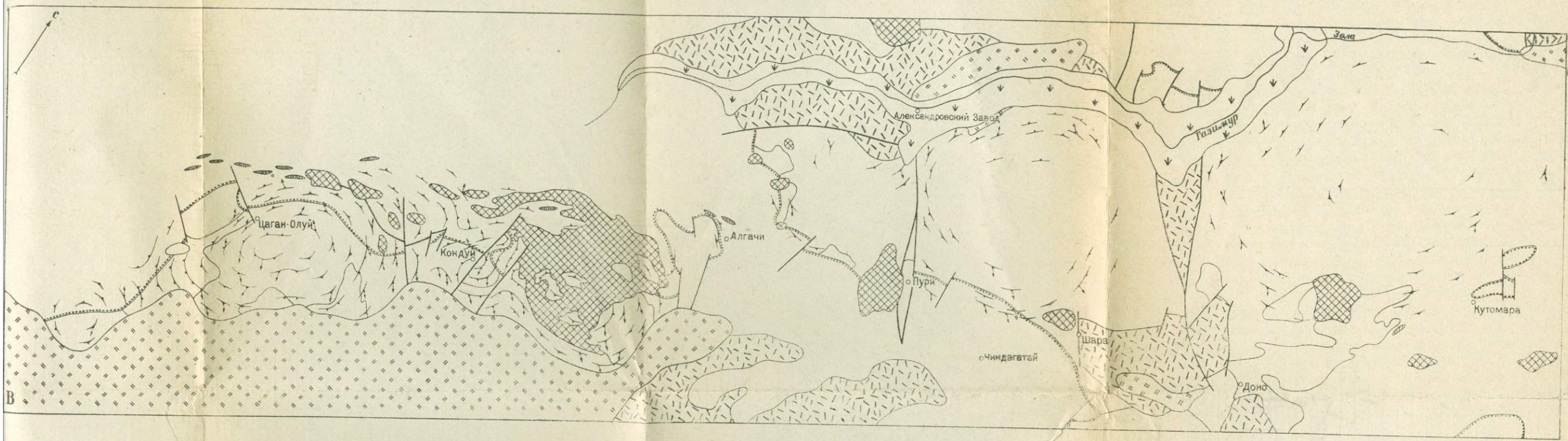
Соотношение термальной и деформационной структур в период их совмещения на наблюдаемом ныне уровне раскрывается на основе данных о распределении движений в куполах на разных стадиях развития метаморфизма. Изохимическая гнейсификация древних гранитов в куполах повсеместно была синкинематической. С приближением метаморфизма к кульминации ситуация изменяется. В ядрах куполов метасоматическая перекристаллизация сопровождалась исчезновением ориентированных текстур и, следовательно, протекала в статичных условиях. Жильные синметаморфические образования разных поколений обнаруживают здесь убывавшую во времени степень деформированности. Более поздние синметаморфические граниты в ядрах зачастую не сландеваты. По мере приближения к периферии поднятий деформированность этих пород, сначала более ранних, затем поздних, постепенно возрастает, так что в краевых частях куполов и метасоматиты, и жильные образования, и синметаморфические граниты интенсивно рассланцованы. Таким образом, с нарастанием метаморфизма движения, ранее рассеянные по всей массе вовлеченных в куполообразование пород, концентрировались по периферии поднятий. Результаты тектонофизического моделирования складок поперечного изгиба (Гзовский, Ма-Цзинь, 1962) и экспериментального исследования процесса деформации горных пород (Павлова, Шрейнер, 1968) свидетельствуют о возрастании скорости роста куполов по мере приближения метаморфизма к его кульминации. Со спадом метаморфизма движения в куполах затухают. Это устанавливается по слабой деформированности позднеметаморфических жил и отсутствию признаков деформации в постметаморфических гранитах.

Из изложенного следует, что ход формирования изученных гнейсовых куполов характеризовался проникновением термальных антиклиналей на все более высокие уровни растущих поднятий. В то время как верхние части фундамента и слоистый покров изгибались в купола, из глубоких горизонтов фундамента поднимался фронт мигматизации, опережаемый ореолом метаморфизма и рассланцевания. Там, где фронт мигматизации достиг поверхности несогласия в основании слоистого покрова или приблизился к ней, выступы основания, оставаясь таковыми, приобрели некоторые черты плутонов, более молодых по сравнению со слоистым обрамлением, что означало их превращение в окаймленные гнейсовые купола.

Установленные закономерности позволяют подойти к рассмотрению вопроса о характере взаимодействия термального и динамического факторов в ходе формирования гнейсовых куполов. С этой точки зрения подобные структуры, известные в других регионах, не получили однозначного объяснения.

Термальную и деформационную структуру иногда рассматривают обособленно. Одни геологи под гнейсовыми куполами





Схемы, отражающие разные стороны геологической структуры Нерчинского хребта.

А — основные комплексы осадочных, излившихся и интрузивных образований. Б — метаморфическая зональность. В — динамометаморфические элементы деформационной структуры. 1 — современные рыхлые отложения долины р. Разимур; 2 — нижнемеловые терригенные и отчасти вулканогенные отложения; 3 — верхнеюрские вулканогенные и отчасти терригенные отложения; 4 — нижне-среднеюрские терригенные отложения с базальным горизонтом конгломерато-брекчий и внутриформационной свитой конгломератов; 5 — докембрийские, в основном верхнепротерозойские — нижнепалеозойские терригенные и карбонатные отложения, в северо-западном углу (схема А) — пермские терригенные отложения; 6—7 — юрские интрузивные образования (6 — дайки гранит-порфиров, 7 — граниты, гранодиориты, гранит-порфиры); 8 — палеозойские гранитоидные породы; 9 — разрывные нарушения; 10—11 — метаморфические зоны (10 — зона олигоклаза, 11 — зона биотита); 12 — границы метаморфических зон; 13 — простирание и падение сланцеватости и (или) кляважа и склоение линейности.

понимают плутонометаморфические комплексы, приуроченны к антиклинальным складкам (Павловский, 1962, 1965), другие же — сами складки, если последние образованы с участием кристаллических пород основания (Шейнманн, 1963). Большинство геологов, однако, придерживается точки зрения, согласно которой гнейсовые купола понимаются как результат тесного взаимодействия деформационных и плутонических явлений. На этой точке зрения основаны идеи так называемой глубинной тектоники (Белоусов, 1960; Бубнов, 1960; Вегманн, 1963; Деме, 1937; Кранк, 1962; Рид, 1957; и др.). В определении конкретного механизма взаимодействия существуют, однако, значительные расхождения. Часть геологов считает, что плутонические явления играют активную тектоническую роль, обусловленную увеличением объема пород вследствие плавления или привноса нового материала из глубин (Белоусов, 1960; Белянкина, 1968; и др.). Другие отводят метаморфизму и ультраметаморфизму роль пассивного фактора, полагая, что мобилизация и разуплотнение пород, обусловленные плутоническими явлениями, создают возможность выжимания их из глубоких горизонтов коры в верхние под воздействием внешних тектонических сил (Кранк, 1962) или посредством диапирного механизма (Белоусов, 1960). Иногда допускается возможность сочетания этих механизмов (Вегманн, 1963; Рид, 1957).

Соотношения, выявленные в Нерчинском хребте, допускают активное участие термальных явлений в образовании куполов этого района. Элемент термальной структуры — фронт мигматизации — может рассматриваться как штамп, движение которого вызывает поднятие вышележащих масс. Рост термальной антиклинали предопределяет (вследствие вовлечения в нее все большего столба увеличивающихся в объеме пород) и одновременный рост складки над ней. Однако само по себе это явление вряд ли может обеспечить воздымание в наблюдаемых масштабах, поскольку для этого понадобилось бы допустить полное плавление колонны пород на глубину нескольких десятков километров, возможность чего является сомнительной. Поэтому представляется весьма вероятным существенное приращение складкообразующего штампа за счет подтока в его основание выжимаемых из соседних участков высокоподвижных масс. Наряду с непосредственным воздействием на деформационную структуру это могло способствовать термальному расширению поднимаемых пород вследствие концентрации теплового потока, обусловленной большей теплопроводностью расплава сравнительно с твердыми породами (Соболев и др., 1967). Таким образом, диапиризм в глубинной части структуры и приращение объема в пределах всей термальной антиклинали представляются ведущими факторами, определившими особенности деформационной структуры куполов, а появление термальных аномалий в коре — первопричиной их возникновения.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1966, 348 с.
- Ажгирей Г. Д. Кливаж (общие вопросы генезиса и кливаж межслоевого скопления).—Иzv. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11, с. 164—181.
- Арган Э. Тектоника Азии. М.—Л., ОНТИ, 1935, 192 с.
- Белоусов В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1952. 146 с. (Тр. Геофиз. ин-та № 17.)
- Белоусов В. В. Некоторые вопросы глубинной тектоники.—«Вестник МГУ. Геология», 1960, № 5, с. 3—12.
- Белоусов В. В. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1971, 277 с.
- Белоусова О. Н. Петрология Цаган-Олуевского массива (Восточное Забайкалье).—«Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1961, т. 36, № 3, с. 143—144.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А. Возможная роль основных интрузий в магматической активизации платформ и древних складчатых сооружений.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., «Наука», 1964, с. 7—20.
- Белякина М. Н. Связь гранитоидных формаций со складчатыми структурами в байкалидах Енисейского кряжа.—«Геотектоника», 1968, № 3, с. 30—44.
- Билибин Ю. А. Основные черты мезозойской эндогенной металлогении Восточного Забайкалья.— В кн.: Материалы по эндогенной металлогении Советского Союза. М., Госгеолиздат, 1953, с. 445—490.
- Бондаренко Л. П. Геологическое положение и строение Пуринского интрузива (Восточное Забайкалье).— В кн.: Вопросы геологии южной части Дальнего Востока и Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 302—338. (Тр. Ин-та геол. рудн. местор., петрогр., минерал. и геохимии, вып. 3).
- Бронгулеев В. В. Основные генетические типы складчатых структур земной коры.— «Сов. геология», 1956, № 54, с. 84—104.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М., Изд-во МГУ, 1960, 233 с.
- Василенко В. Б., Вартанова Н. С. Возрастное расчленение гранитоидов методом термолюминесценции.—«Геол. и геофиз.», 1963, № 7, с. 17—31.
- Вегманн Е. Ярусная тектоника и схемы дифференциации горных пород.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1963, с. 201—220.
- Войновский-Кригер К. С. Геологические исследования в бассейнах рек Талман-Борзи и Урулюнгуя в Восточном Забайкалье.— В кн.: Материалы по геологии Восточного Забайкалья. М.—Л., Госгеолиздат, 1931, с. 97—128 (Тр. Главного геол.-развед. управления, вып. 37).
- Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960а, с. 17—31.
- Гзовский М. В. Физическая теория образования тектонических разрывов.— В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960б, с. 78—96.

Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. 3 и 4. М., Изд-во АН СССР, 1963, 544 с.

Гзовский М. В., Ма-Цзинь. Зависимость строения складок поперечного изгиба от скорости и истории их роста.— В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 306—324.

Гонсалес-Бонорино Ф. Механический фактор происхождения сланцеватости.— В кн.: Труды 21 сессии Международного геологического конгресса. Вып. 2. М., ИЛ, 1963, с. 362—384.

Громин В. И. Малые структурные формы и палеореологические реконструкции (на примере Восточного Забайкалья). М., «Наука», 1970, 142 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 109).

Гуревич Г. И. О механическом анализе вопросов тектоники в его традиционном изложении. М., Изд-во АН СССР, 1955, 154 с.

Данилович В. И. Основы теории деформации геологических тел. Иркутск, Иркутское кн. изд-во, 1953, 102 с.

Деме А. Об отношении между тектоникой глубинной, гранитной и интрузивной.— В кн.: Тезисы докладов на 17 сессии Международного геологического конгресса. М.—Л., ОНТИ, 1937, с. 119.

Джекобс Дж. А., Рассел Р. А., Уилсон Дж. Т. Физика и геология. М., «Мир», 1964, 481 с.

Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1—5. М., «Мир», 1965—1966.

Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., Изд-во ЛГУ, 1953, 309 с.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961, 383 с.

Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра», 1964, 215 с.

Кеннеди Дж. О роли воды в магме.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 505—519.

Князев Г. И. Приаргунский полиметаллический пояс.— В кн.: Труды Читинского геологического управления. Вып. 1. Чита, 1957, с. 60—94.

Князев Г. И. О влиянии дислокационных процессов на гипогенное рудообразование (на примере Восточного Забайкалья).—«Геотектоника», 1966, № 6, с. 104—106.

Козеренко В. Н. К геологии и петрографии юго-западной оконечности сложного Кутомарского плутона (Восточное Забайкалье).—«Уч. зап. Львов. ун-та. Сер. геол.», 1954, т. 31, вып. 7, с. 62—83.

Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Львов, изд-во Львов. ун-та, 1956, 310 с.

Козеренко В. Н., Белоусова О. Н. К вопросу о возрастном расчленении интрузивных комплексов в юго-восточной части Восточного Забайкалья.—«Уч. зап. Львов. ун-та. Сер. геол.», 1954, т. 31, вып. 7, с. 164—184.

Козеренко В. Н., Старченко В. В. Тектоника Забайкалья.— В кн.: Геология СССР. Т. 36 (Читинская область). М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 443—477.

Комовский Г. Ф., Ложникова О. Н. Опыт определения относительно возраста гранитов термолюминесцентным методом.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1959, № 11, с. 101—104.

Коржинский Д. С. Принципы подвижности щелочей при магматических явлениях.— В кн.: Акад. Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения. М., Изд-во АН СССР, 1946, с. 242—261.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2, с. 56—69.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 332—452.

Коржинский Д. С. Трансмагматические потоки растворов и их роль в магматизме и метаморфизме.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 69—74.

Кориковский С. П. Кварц-силлиманитовая стадия кислотного выщелачивания в гранито-гнейсовых комплексах.—«Докл. АН СССР», 1963, т. 152, № 1, с. 187—190.

Кранк Э. Г. О складчатых движениях в зоне фундамента.— В кн.: Новости зарубежной геологии. Вып. 31. Л., ОНТИ Всесоюз. научн.-исслед. геол. ин-та, 1962, с. 86—113.

Кузнецов В. Д. Кристаллы и кристаллизация. М., Гос. изд-во техн.-теор. лит., 1954, 411 с.

Лаверов Н. П., Таращан А. Н., Власов Б. П., Нудан Г. Ф. О применении термолюминесцентного метода для определения относительного возраста гранитоидов.—«Геология рудных месторождений», 1961, № 6, с. 91—101.

Лесняк Р. В., Демехина М. А. О продолжительности формирования юрского интрузивного комплекса в Восточном Забайкалье.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. Вып. 2. М., «Недра», 1966, с. 212—218.

Лисовский А. Л. Геологические исследования в районе сел Акатуй и Кутомара.— В кн.: Материалы по геологии Восточного Забайкалья. М.—Л., Госгеолгиздат, 1931, с. 67—96.

Луцицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1950. 172 с. (Петрография СССР. Серия 1. Региональная петрография, вып. 12).

Луцицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск, «Наука», 1967, 73 с.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Недра», 1965. 327 с.

Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 3, с. 20—37.

Медлеранский В. А. Геолого-петрографические исследования в Приаргунском районе. М.—Л., Госгеолгиздат, 1932. 60 с. (Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения, вып. 128).

Менакер Г. И. Тектоническое районирование юго-восточной части Восточного Забайкалья по геолого-геофизическим данным.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 2 (4). Чита, Изд-во Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, 1967, с. 106—109.

Менакер Г. И. Стрoение земной коры и проблемы тектоники, магматизма и металлогении Восточного Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 3 (5). Чита, Изд-во Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, 1968, с. 5—9.

Музылев С. А. Геологические исследования в окрестностях Цаган-Олуевского гранитного массива (Восточное Забайкалье). М.—Л., Госгеолгиздат, 1932. 42 с.

Мушников А. Ф. Стратиграфия и тектоника юрских отложений Юго-Восточного Забайкалья.— Автореф. канд. дис., Львов, 1958.

Мушников А. Ф. О тектонике Восточного Забайкалья.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья. М., 1968, с. 6—29. (Тр. Уч-та дружбы народов, т. 7. 34, вып. 2).

Мушников А. Ф., Анашкина К. К., Олексев Б. И. Стратиграфия юрских отложений Восточного Забайкалья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. Вып. 2. М., «Недра», 1966, с. 57—99.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.

Назарова А. С., Родионов Г. Г., Тимофеев И. Н. Механизм образования пегматитовых тел. М., Госгеолтехиздат, 1960. 98 с. (Геология месторождений редких элементов, вып. 7).

Обручев В. А. Геология Сибири. Т. 3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938. 1357 с.

Обручев В. А. Об угленосных и других мезозойских континентальных отложениях Забайкалья.—Иzv. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 5, с. 155—157.

Обручев В. А. К вопросу о существовании Монголо-Амурского складчатого пояса.— В кн.: Обручев В. А. Избранные труды. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 404—408.

Обручев В. А. Пограничная Джунгария.— В кн.: Обручев В. А. Избранные труды. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963а, с. 11—20.

Обручев В. А. Геологический обзор Сибири.— В кн.: Обручев В. А. Избранные труды. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963б, с. 71—117.

Обручев В. А. К вопросу о шаррижах в Сибири.— В кн.: Обручев В. А. Избранные труды. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963в, с. 118—121.

Обручев В. А. Древнее темя или каледонская складчатая зона?— В кн.: Обручев В. А. Избранные труды. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963г, с. 133—162.

Обручев В. А. Образование гор и рудных месторождений.— В кн.: Обручев В. А. Избранные труды. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963д, с. 275—352.

Обручев В. А., Герасимов А. П., Гедройц А. Э. Геологические исследования и разведка в Забайкальской области в 1895—1898 гг.— В кн.: Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги. Вып. 19. СПб, 1899, с. 73—131.

Павлова Н. Н., Шрейнер Л. А. Влияние скорости на процессы деформации и разрушения горных пород в условиях объемно-напряженного состояния.— В кн.: Физико-химические свойства горных пород верхней части земной коры. М., «Наука», 1968, с. 193—197.

Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— В кн.: Геология и петрология докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 77—108. (Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, вып. 5).

Павловский Е. В. Новое о тектонике Ширеев.— «Геотектоника», 1965, № 5, с. 36—70.

Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, «Наука», 1970. 215 с.

Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М., «Наука», 1964. 243 с.

Платтен Г., фон. Анатексис и генезис мигматитов.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 211—226.

Пресняков Е. А. Геологические исследования в Приаргунье.— В кн.: Материалы по геологии Восточного Забайкалья. М.—Л., Госгеол-издат, 1931, с. 129—160. (Тр. Главного геол.-развед. управления, вып. 37).

Пшибрам К. Окраска и люминесценция минералов. М., ИЛ, 1959. 458 с.

Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939, 149 с.

Пэк А. В. О механизме возникновения сленцеватости.— «Иzv. АН СССР. Сер. геол.», 1940, № 2, с. 98—117.

Рамберг Г. Природный и экспериментальный будиаж структуры разлнзования.— В кн.: Вопросы экспериментальной тектоники. М., ИЛ, 1957, с. 160—190.

Рамберг Г. Экспериментальное и теоретическое изучение пнгматитовых складок.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 579—606.

Рид Г. Г. Гранитные сериц в подвижных поясах.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 423—446.

Руднев В. Н. Геологические исследования в Юго-Восточном Забайкалье. М.—Л., Госгеол-издат, 1931. 18 с. (Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения, вып. 152).

Розанов Ю. А. Экспериментальные исследования деформаций горных пород при высоких давлениях и температуре до 200°C. М., Изд-во АН СССР, 1962. 83 с. (Тр. Ин-та геол. рудн. местор., петрогр., минерал. и геохимии, вып. 66).

Рутштейн И. Г. Строение раннемезозойских прогибов и структурные условия формирования триасовых и юрских интрузий в центральной части Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дис. М., 1970, 23 с.

Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 24—48.

Синица С. М. Новые данные о строении Цаган-Олуевского гранитного массива.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. Вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 74—82.

Синица С. М. Мезозойские окаймленные гнейсовые купола в Юго-Восточном Забайкалье.— «Докл. АН СССР», 1965а, т. 160, № 4, с. 918—920.

Синица С. М. О тектопической природе некоторых пологозалегающих зон милонитов в Забайкалье.— В кн.: Тезисы докладов 4-й геологической конференции Читинского геологического управления. Чита, 1965б, с. 12—14.

Синица С. М. Абсолютный возраст гранитоидов Цаган-Олуевского массива и проблема «омоложения» домезозойского основания Восточного Забайкалья.— «Вестник науч. информ. Забайкальск. отд. Геогр. о-ва СССР», 1965в, № 1, с. 9—13.

Синица С. М. О соотношении между тепловым потоком и юрскими движениями в домезозойском фундаменте Восточного Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 2 (4). Чита, изд-во Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, 1967, с. 111—112.

Синица С. М. Цаган-Олуевский окаймленный гнейсовый купол и роль метаморфизма в его формировании (Восточное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Владивосток, 1970.

Синица С. М., Зорин Ю. А. Об Алгачинско-Кутомарской антиклинали (Восточное Забайкалье).— «Зап. Забайкальск. отд. Геогр. о-ва СССР. Тр. геол. секции», 1964, вып. 23, № 3, с. 136—138.

Синица С. М., Зорин Ю. А. О природе магнитной аномалии над Цаган-Олуевским массивом гнейсированных гранитоидов.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. Вып. 2. М., «Недра», 1966, с. 230—236.

Ситтер Л. У., де. Структурная геология. М., ИЛ, 1960. 473 с.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967, с. 170—182.

Стецюк М. И. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя и нижнего палеозоя юго-восточной части Восточного Забайкалья.— В кн.: Тезисы докладов 2-й научной конференции геологической секции Забайкальского отдела Географического общества СССР. Чита, 1965, с. 19—21.

Судовников Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1954. 196 с. (Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 4).

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961. 592 с.

Тетяев М. М. К геологии Прибайкалья.— «Геол. вестник», 1916, № 5—6.

Тетяев М. М. Новые данные по геологии Забайкалья.— «Вестник Геол. комитета», 1927а, № 1.

Тетяев М. М. К геологии и тектонике Забайкалья.— «Вестник Геол. комитета», 19276, т. 2, № 8—9, с. 1—5.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962. 414 с.

Флинн Д. Деформация при метаморфизме.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 49—77.

Шейнманн Ю. М. Геологический очерк с. Улятуй.— В кн.: Материалы по геологии Восточного Забайкалья. М.—Л., Госгеолиздат, 1931, с. 23—34. (Тр. Главного геол. развед. управления, вып. 37).

Шейнманн Ю. М. Есть ли ювенильные граниты?— «Сов. геология», 1963, № 1, с. 61—69.

Шталь Н. В. Мезозойский и кайнозойский магматизм. Забайкалье.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 285—291.

Штилле Г. Нормальная тектоника, соляная тектоника и вулканизм.— В кн.: Избранные труды. М., «Мир», 1964, с. 83—89.

Эз В. В. Существуют ли складки скалывания и складки волочения?— «Геотектоника», 1969, № 3, с. 52—61.

Chadwick R. A. Mechanism of pegmatite emplacement.— «Bull. Geol. Soc. America», 1958, v. 69, № 7, p. 803—836.

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

Kennedy W. Q. On the significance of thermal structure in the Scottish Highlands.— «Geol. Mag.», 1948, v. 85, № 4, p. 229—234.

Orvill P. M. Alkali metasomatism produced by alkali ion exchange within a thermal gradient.— «Geol. Soc. America Spec. Papers», 1962, № 68, p. 243.

Wenk E. Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit—Plagioklas.— «Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitt.», 1962, Bd. 42, № 1, p. 139—152.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Геологический очерк района Нерчинского хребта . . .	5
Положение куполов среди сопредельных структур	—
Структура слоистого обрамления куполов	8
Внутреннее строение массивов гранитоидных пород в ядрах куполов и их контактовые соотношения с породами слоистого обрамления	13
Легенда о жестких массивах	33
Глава II. Метаморфиты и магматиты. Структура метаморфической зональности	48
Метаморфизм пород юрского осадочного покрова	—
Породы докембрийского основания и их метаморфизм	55
Метаморфическая зональность	82
Жильные образования в метаморфических комплексах	83
Синметаморфические граниты	88
Постметаморфические граниты	96
Основные особенности развития и условия формирования метаморфического комплекса. Соотношения между явлениями метаморфизма и магматизма во времени и пространстве	103
Глава III. Тектониты. Деформационная структура	107
Физиография и распространение тектонитов	108
Кинематический анализ и динамическая интерпретация тектонитов	113
Основные черты строения и условия формирования куполов сланцеватости и кливажа	126
Глава IV. Соотношение между термальной и деформационной структурами во времени и пространстве. Происхождение гнейсовых куполов Нерчинского хребта	129
Литература	132

Станислав Мартьянович Синуца

**ГНЕЙСОВЫЕ КУПОЛА
НЕРЧИНСКОГО ХРЕБТА
В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ**

Ответственный редактор
Виктор Израилевич Шульдинер

Редактор *М. В. Смирнова, Г. А. Есева*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *В. В. Растегаев*
Технический редактор *Ф. Ф. Орлова*
Корректор *В. К. Михайлова*

Сдано в набор 12 мая 1975 г. Подписано к печати
19 ноября 1975 г. МН 12309. Формат 60×90^{1/16}. Бумага
типографская № 2. 8,75 печ. л., + 1 вкл. 9,3 уч.-изд. л.
Тираж 1000 экз. Заказ № 535. Цена 93 коп.

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

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

ГОТОВИТ К ВЫПУСКУ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:

Основные факторы метаморфизма углей Партизанского бассейна.

Косале Я. А. Геохимия амазонитовых апогранитов.

Материалы по генетической и экспериментальной минералогии,
т. 9, 10.

Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании.

Глинистые манералы как показатели условий литогенеза.

Бискэ С. Ф. Палеоген и неоген Крайнего Северо-Востока СССР.

Вотах О. А. Структурные элементы Земли (в зонах сочленения платформ складчатых областей).

Докембрий континентов. Северная и Южная Америка.

Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии.

Колесник Ю. Н. Высокотемпературный метасоматический процесс в связи с ультраосновными массивами.

Павлов А. Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании.

Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования.

Ланин С. С. Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направлять по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

Цена 93 коп.

1596