

И-1433

6319

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

01174  
210/20

К. К. СОРВАЧЕВ

**ПЛАСТИЧЕСКИЕ  
ДЕФОРМАЦИИ  
В ГРАНИТО-  
ГНЕЙСОВЫХ  
СТРУКТУРАХ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

0

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

К. К. СОРВАЧЕВ

ПЛАСТИЧЕСКИЕ  
ДЕФОРМАЦИИ  
В ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ  
СТРУКТУРАХ

(СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

*Труды, вып. 319*



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1978

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

K.K. Sorvachev

PLASTIC DEFORMATIONS IN GRANITE-GNEISS STRUCTURES

(North-Eastern Transbaikalian Region)

*Transaction, vol. 319*

---

Пластические деформации в гранито-гнейсовых структурах (Северо-Восточное Забайкалье). Сорвачев К.К. Труды ГИН, вып. 319. М., "Наука", 1978.

Работа посвящена одной из актуальных и слабо изученных проблем – выяснению роли и характера пластических деформаций глубинных частей земной коры. Показана связь пластических деформаций глубоко метаморфизованных толщ с процессами гранитизации и образования гранито-гнейсовых структур. Последним в работе уделено особое внимание – с позиции пластических деформаций разобраны спорные вопросы тектоники этих структур и их генезиса. При изложении конкретного материала подробно рассмотрено строение гранито-гнейсовых структур Кодаро-Удоканского района Олекмо-Витимской горной страны. Детально охарактеризован и обоснован анализ малых структурных форм как индикаторов пластичности пород в момент деформации. Выявлены парагенетические ассоциации мелких складок, структур будинаж и полосчатости. Установлены реологические свойства пород геологического прошлого и проведено сопоставление их с реальными свойствами пород, слагающих гранито-гнейсовые структуры в настоящее время.

Табл. 3. Ил. 21. Библ. 438 назв.

Редакционная коллегия

академик *A.V. Peive* (главный редактор),  
*V.G. Gerbova, A.V. Krashennnikov, P.P. Timofeev*

Ответственный редактор

*A.V. Лукьянов*

Editorial board

Academician *A.V. Peive* (Editor-in-chief)  
*V.G. Gerbova, A.V. Krashennnikov, P.P. Timofeev*

Responsible editor

*A.V. Lukyanov*

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время накоплен большой фактический материал, подтверждающий важную роль пластического течения в тектогенезе. Пластические деформации свойственны как молодым, так и самым древним – докембрийским – образованиям, хотя и различаются в них по ряду особенностей. Эти деформации различно проявляются в породах разного состава, в разных структурах и даже в разных участках одной и той же структуры.

Чтобы отделить пластическое течение от других видов деформаций, недостаточно изучить историю развития структуры или выявить формальную последовательность складкообразования. Необходимо по возможности полно проанализировать всю совокупность процессов, которые привели к общему изменению и частным различиям физико-механического состояния вещества, из которого эти структуры построены. Необходимо выявить относительные реологические свойства пород в процессе деформаций и проследить изменения тех структурных форм, которые могут служить индикаторами пластичности.

Однако такой анализ при геологических исследованиях либо вовсе не проводится, либо применяется крайне ограниченно, главным образом для молодых неметаморфизованных толщ. Между тем пластические деформации, очевидно, наиболее интенсивно проявлялись в глубинных зонах земной коры, где термодинамические условия и физико-химические процессы способствовали общему размягчению пород.

Особенно благоприятным объектом для изучения пластических деформаций являются гранито-гнейсовые структуры. Можно полагать, что при их образовании породы, захваченные гранитизацией, существенно изменяли свой состав, становились высокопластичными, текучими. В то же время породы, находившиеся вне очагов гранитизации, сохраняли свою жесткость. Таким образом, гранито-гнейсовые структуры дают возможность сравнить и оценить характер деформаций, протекавших на границе неоднородных сред – ядер структур и их обрамления. В глубоко метаморфизованных толщах докембрия, особенно в зонах ремобилизации фундамента, какими являлись гранито-гнейсовые структуры, конкретные проявления процесса пластического течения изучены недостаточно. Хотя большинство исследователей не отрицают наличия и значения пластических деформаций в этих структурах, такие деформации обычно лишь упоминаются, но не рассматриваются. Остается невскрытой взаимосвязь процессов гранитизации и мигматизации с пластической перестройкой "докупольного" структурного плана. Между тем сам фактический материал, содержащийся в многочисленных работах по гранито-гнейсовым структурам различных регионов мира, с несомненностью свидетельствует о значительной роли пластических деформаций.

Основная задача данной работы – оценить роль пластического течения при формировании гранито-гнейсовых структур; выявить связь пластических деформаций с гранитизацией в структурообразовании; охарактеризовать относительную пластичность горных пород в условиях глубокого метаморфизма, т.е. установить определенную реологическую последовательность пород – ряд пластических деформаций.



тичности – в момент деформации. Выяснение действительной роли и особенностей пластических деформаций при формировании гранито–гнейсовых структур, переосмысливание в свете этих данных старых, хорошо известных фактов – один из путей суждения о формах проявления пластического течения в различных частях тектонических структур и о возможных закономерностях перемещения пластического вещества в процессе развития земной коры в целом.

Выбор гранито–гнейсовых структур в качестве объекта изучения пластических деформаций заставил проанализировать посвященную этим структурам обширную, разнородную и во многом противоречивую литературу. Этому посвящена первая часть работы, где рассмотрено временное и пространственное размещение гранито–гнейсовых структур в земной коре, их морфология, строение, длительность развития, генезис и связь пластических деформаций со структурами определенной морфологии и генезиса.

Во второй части работы изложены результаты изучения Эльгерской, Бургайской, Дугуйской гранито–гнейсовых структур хр. Кодар и Ханинской гранито–гнейсовой структуры хр. Удокан Олекмо–Витимской горной страны Северо–Восточного Забайкалья.

Имевшиеся к началу работ данные геологического картирования и тематических геологических исследований Олекмо–Витимской горной страны позволяли предполагать, что четыре названные структуры по ряду морфологических, структурных, генетических и других признаков близки к аналогичным структурам различных регионов мира. Они, как типичные гранито–гнейсовые купола, возникли в ходе гранитизации, вызвавшей ремобилизацию вещества и пластическую перестройку “докупольного” структурного плана. Следовательно, можно было ожидать, что в гранито–гнейсовых структурах Кодаро–Удоканского района должны были сохраниться признаки пластических деформаций. Кроме того, эти структуры относительно хорошо обнажены и различны по общему строению и степени гранитизации пород метаморфической и осадочной оболочек, что давало возможность установить формы проявления пластических деформаций и их связь с процессами гранитизации.

Литературные данные, подтвержденные полевыми геологическими исследованиями автора, показали, что гранито–гнейсовые структуры Кодаро–Удоканского района действительно возникли в результате глубоких термических преобразований у границы зон регрессивного и прогрессивного метаморфизма и что в образовании этих структур огромную роль играли процессы метаморфизма и раннепротерозойской гранитизации.

При изучении гранито–гнейсовых структур было проведено детальное геологическое картирование с частичным использованием аэрофотоматериалов. Это картирование не только подтвердило общие черты строения гранито–гнейсовых структур, выявленные другими исследователями, но и показало их сложное внутреннее строение. В пределах каждой гранито–гнейсовой структуры по количеству гранитоидного материала среди метаморфического субстрата были выделены определенные зоны: слоисто–неоднородных горизонтов, мигматитов, гранито–гнейсов. В каждой из зон изучены малые структурные формы: мелкие складки, полосчатость, структуры будинаж – и их приуроченность к породам разного состава. Изучены параметры и морфологические особенности этих форм, их зависимость от степени насыщенности пород гранитоидным материалом, от мощности деформируемых “прослоев” (лент) метаморфических пород и многих других факторов.

Особое внимание было обращено на выявление определенных парагенезисов малых структурных форм в конкретных зонах и на изменение этих парагенезисов от периферии гранито–гнейсовых структур к их центру.

Проведенные исследования малых структурных форм и полосчатости показали, что эти формы могут служить индикаторами пластического течения вещества. Анализ парагенезисов малых структурных форм, подкрепленный петрографическим и химическим изучением пород, позволил установить, что деформации при образовании гранито–гнейсовых структур Кодаро–Удоканского района в целом имели пластический характер. Интенсивность таких деформаций

нарастал к центральным частям гранито-гнейсовых структур параллельно с увеличением степени гранитизации пород, т.е. пластические деформации были тесно сопряжены с процессами гранитизации.

Сравнение изученных парагенезисов разных зон гранито-гнейсовых структур показало, что породы разного состава, несмотря на общую их пластичность, различны по реологическим свойствам. Это различие отражает установленный ряд пластичности. Сопоставление выявленного ряда с рядами пластичности, полученными экспериментальным путем, указывает на существенное различие реологических свойств горных пород геологического прошлого по сравнению с их свойствами в настоящее время.

Данная работа выполнена в лаборатории глубинных разломов ГИН АН СССР под руководством академика А. В. Пейве и старшего научного сотрудника А. В. Лукьянова. Выполнению работы способствовали постоянное внимание и помощь как со стороны ее руководителей, так и многих сотрудников института. Особую признательность выражаю К. А. Клитину, А. М. Лейтесу, С. Н. Серебрякову, Н. Б. Заборовской, М. Г. Леонову, М. С. Маркову.

## ОБЗОР ДАННЫХ ПО ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫМ СТРУКТУРАМ С ПОЗИЦИИ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

\*Чисто теоретически надо принять, что граниты, образовавшиеся не интрузивным путем, а в процессе гранитизации, должны иметь следы одновременной деформации\*.

*С.Н. Бубнов (1960, с. 181)*

В настоящее время к категории гранито-гнейсовых структур относят тектонические формы, различающиеся как по внутреннему строению и масштабам, так и по генезису, именуя их глубинными диапирами, батолитами, плутонами, выступами фундамента, реоморфическими складками, анатектическими массивами и т.д. Это свидетельствует о том, что проблема гранито-гнейсовых структур все еще является нерешенной и во многом дискуссионной.

Итак, различные исследователи нередко исходят из самых разных принципов при отнесении изученных ими структур к категории гранито-гнейсовых. Более того, часто остается неясным, какие же (или какой) ведущие признаки кладутся в основу выделения гранито-гнейсовых структур. Обзор многочисленных и разнообразных данных позволяет определить, что главным признаком гранито-гнейсовых структур является ведущая роль в их образовании процессов гранитизации. Именно такие структуры, вне зависимости от деталей морфологии, размеров, особенностей генезиса и возраста, рассматриваются ниже.

Данный обзор не претендует на освещение всей проблемы в целом. Его цель — охарактеризовать те типичные черты в строении гранито-гнейсовых структур, которые помогают вскрыть роль пластических деформаций в куполообразовании и их связь с процессами гранитизации.

### ГЛАВА ПЕРВАЯ

#### РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ТИПИЗАЦИЯ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ СТРУКТУР

Со времени классических работ К.Е. Вегманна (Wegmann, 1930, 1932, 1935а, б) и П. Эскола (Escola, 1949, 1951, 1952) было установлено, что гранито-гнейсовые структуры развиты очень широко. Они выявлены практически на всех кристаллических щитах и в ряде геосинклинальных областей разных континентов. Представление о широте распространения гранито-гнейсовых структур дает табл. 1, суммирующая данные более 300 работ.

Несмотря на широкое распространение гранито-гнейсовых структур, до настоящего момента отсутствует их типизация. Расчленение этих структур на типы основано в литературе на самых различных принципах: генетических, возрастных, морфологических, вещественных (табл. 2).

Казалось бы, наиболее целесообразно деление гранито-гнейсовых структур по генетическому принципу — механизму образования или по ведущему типу движения. Однако именно такое деление, как будет показано ниже, вызывает особые трудности и часто ведет из области геологических факторов к умозрительным построениям. Каждая из основных гипотез происхождения гранито-

гнейсовых структур имеет определенное фактическое обоснование, своих сторонников, но не может считаться универсальной.

Не вызывает сомнений существование криптозойских и фанерозойских гранито-гнейсовых структур. Первые локализованы в пределах кристаллических щитов, вторые — почти исключительно в геосинклинальных областях, но в обоих случаях наиболее трудным является определение относительного возраста гранито-гнейсового ядра и оболочки (см. ниже).

Фанерозойские гранито-гнейсовые структуры отличаются относительно хорошо выраженной линейной ориентировкой вдоль геосинклинальных зон и приуроченностью к зонам разломов. Однако ориентированные гранито-гнейсовые структуры отмечаются и в криптозойских образованиях (Escola, 1949; Судовиков и др., 1970; Яльничев, 1972; и др.) и едва ли можно согласиться

Таблица 1

Гранито-гнейсовые структуры разных регионов

Район	Состав и возраст пород ядра	Состав и возраст пород обрамления	Ориентировка и размер по длинной оси	Источник
Алданский щит				
Алдано-Тимптонский блок, Алданский и Тимптонский районы	"Овалы": Купола: Кварциты, амфиболиты, гнейсы, граунитонды, вые гранито-гнейсы, AR	"Овалы": Купола: Высокоглинозе-мистые и карбонатные породы, AR	"Овалы": Купола: Нелиней-ные 80-120 км	О.В. Грабкин (1965а,б, 1972), Р.И. Гришякн (1966, 1970), Г.М. Другова и др. (1959, 1972), М.Д. Крылова (1960а), Е.М. Лазько (1956, 1971а,б), Л.И. Салоп (1971а, 1973), Л.И. Салоп, Л.В. Травин (1971), Н.Г. Судовиков и др. (1962а), И.М. Фрумкин (1970), А.Р. Энгин (1966, 1970)
Чарский блок хр. Колар и Удокан	Гранито-гнейсы (PR <sub>1</sub> ) с реликтами пород чарской серии (AR)	Метаморфические породы чарской серии (AR) и осадочно-вулканогенные породы удоканской серии (PR <sub>1</sub> )	Линейные и нелинейные 5-20 км	М.З. Глуховский (1969, 1970); М.З. Глуховский, В.С. Федоровский (1970), М.З. Глуховский, Е.В. Павловский (1973), М.З. Глуховский, А.Л. Ставцев (1973), Б.Г. Горелов (1967), А.М. Лейтес, В.С. Федоровский (1972), А.М. Лейтес и др. (1970), Л.И. Салоп (1964, 1967)
Становая зона северная окраина	Гранито-гнейсы (PR <sub>1</sub> ) с ксенолитами метаморфических пород (AR)	Метаморфические породы, AR	Линейные и полинейные 5-20 км, валы до 120 км	М.Н. Афанасов (1971, 1973), М.Н. Афанасов, Г.С. Лопатинский (1969), Е.П. Васильев (1973а,б), М.Д. Крылова и др. (1972), А.М. Лейтес, В.С. Федоровский (1972), А.М. Лысак, (1973), Л.И. Салоп (1964, 1967, 1971а, 1972, 1973), И.П. Шербакова (1970, 1971), Е.В. Яльничев (1972)
центральная часть	Гранито-гнейсы, секущие гранитоиды, AR?	Метаморфические породы, AR		
южная окраина	Гранито-гнейсы, PR <sub>1</sub> ?	Метаморфические породы, AR		
Балтийский щит				
Области аржеской складчатости Балтийский массив северной Карелии	Гранито-гнейсы с линзами амфиболитов, AR	Гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты беломорской серии, AR	Нелинейные 10-15 км, реже 20-40 км	Ю.Б. Богданов, А.С. Воннов и др. (1964), Ю.Б. Богданов и др. (1970), П. Гейер (1967), Н.В. Горлов (1960а,б 1967, 1972), С.В. Ежов (1973), К.О. Крагц (1963), М.В. Муратов (1973), А.С. Новикова (1971), Л.И. Салоп (1971а, 1973), K.H. Magnusson (1950)
Массив догогских гнейсов Южной Швеции	Гранито-гнейсы и гнейсы, AR.	Гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, амфиболиты, AR	Нелинейные 10-15 км	

Таблица 1 (продолжение)

Район	Состав и возраст пород ядра	Состав и возраст пород обрамления	Ориентировка и размер по длинной оси	Источник
Области свекофено-карельской складчатости				
Восточно-Финляндская зона и Северное Приладожье	Гранито-гнейсы, амфиболиты, AR?	Амфиболиты, кварциты сортавальской серии, PR	Линейные 5-15 км	Х. Вятрюнен (1959), В.А. Глебовицкий (1970), К.О. Крагц, С.Б. Лобач-Жученко (1969), К.О. Крагц и др. (1968), М.В. Муратов (1973), Л.И. Салоп (1971 а,б, 1973), Н.Г. Сузовиков (1954), Н.Г. Сузовиков и др. (1970), А.Л. Харитонов (1971), К.А. Шуркин (1953, 1958), П. Эскола (1961, 1967), N. Edelman (1949, 1960), P. Escola (1949, 1950, 1951, 1952), M. Härme (1959, 1960, 1954), E.H. Kranck (1957), M. Lehijarvi (1962), K. Paviias (1958), J. Preston (1954), H.V. Tuominen (1957, 1961, 1966), C.E. Wegmann (1929)
Южно-Финляндская зона (район Хельсинки-Лахта)	Гранито-гнейсы, гранитоиды, PR?	Гнейсы, амфиболиты, кварциты, PR	Линейные 10-15 км	
Карельская зона восточной Карелии	Гранито-гнейсы с линзами амфиболитов, AR	Гнейсы, амфиболиты беломорской серии (AR), гнейсы, сланцы гимольской и паранцовской серий, PR	Нелинейные 10-15 км	Ю.Б. Богданов, А.С. Вознов и др. (1974), С.А. Люков, Н.В. Карпинская (1971), В.А. Попова (1971), В.А. Попова, В.В. Сиваев (1974)
Норвежско-Кольская зона, Терско-Варзутский синклинарий	Гранито-гнейсы, гранитоиды, гнейсы, PR?	Метаморфические породы, PR	Линейные 10-15 км	Г.В. Виноградова (1968, 1971), М.А. Гиларова (1967), В.В. Жданов (1966, 1970), В.В. Жданов и др. (1971), В.Г. Загородный и др. (1964), Э.А. Поляк (1967), А.А. Прецовский (1971), А.А. Прецовский, В.П. Петров (1967), Л.Я. Харитонов (1966)
Окрайная зона свекофенид Центрального Норланда, Антиклинорий Свеаланд	Гранито-гнейсы, гранитоиды, PR?	Лептиты, кварциты, известняки, PR	Линейные 10-20 км	Т.Ф. Барг, П.Х. Бейган (1967), С.Н. Бубнов (1960), П. Гейер (1967), У. Хольтедаль (1957), T.F.W. Barth (1956), T.F.W. Barth, J.A.W. Bugge (1960), N.L. Carter (1962), O. Holtedahl (1952)
Массив гранито-гнейсов Южной Норвегии	Гранито-гнейсы, PR	Гранитоиды, амфиболиты, PR?	Нелинейные 20-30 км	
Украинский щит				
Области архейской складчатости				
Подольский массив	Гранито-гнейсы и гранитоиды с горизонтами метаморфических пород, AR	Гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы, гранулиты бугской серии, AR	Нелинейные 30-40 км, реже до 60 км	Я.Н. Белевцев (1967), Б.З. Березини, А.И. Варавка (1970), О.Б. Гинтов (1967), А.Я. Древин (1967), Г.И. Каляев (1965, 1970а,б, 1973), Г.И. Каляев, О.М. Комаров (1969), О.М. Комаров (1969), Г.Г. Коныков, С.С. Красовский (1963), З.А. Крутиковская (1967),
Приднепровский массив	Гранито-гнейсы, гранитоиды, гнейсы, AR <sub>2</sub>	Амфиболиты, мета-базиты, амфиболовые гнейсы конско-верховьевской серии, AR <sub>1</sub>	Нелинейные 15-20, реже 30-40 км	



Таблица 1 (продолжение)

Район	Состав и возраст пород ядра	Состав и возраст пород обрамления	Ориентировка и размер по длинной оси	Источники
Области протерозойской складчатости				
Кировоград-Житомирский и Приазовский массивы	Гранито-гнейсы, гнейсы, мигматиты, PR <sub>1-2</sub>	Гнейсы и мигматиты гетеро-бугского комплекса и приазовской серии, AR <sub>2</sub> - AR <sub>1</sub> ?	Линейные и нелинейные 10-15, реже 15-20 км	З.А. Крутиховская, Г.К. Кужелов (1960), З.А. Крутиховская, И.К. Пашкевич (1970), З.А. Крутиховская и др. (1966), Г.К. Кужелов (1964), В.М. Муратов (1973), А.С. Новикова (1971), В.А. Рябенко (1970а,б; 1971), Л.И. Салоп (1971а, 1973)
Канадско-Гренландский щит				
Области докембрийской складчатости				
Кенорская складчатость, AR <sub>2</sub>				
Массив оз. Верхнего	Гранито-гнейсы по-тимискамингские, AR	Осадочно-вулканогенные породы серии Киватин, AR	Нелинейные от нескольких километров до 30-40 км, реже до 100 км	А. Бергельсон, А. Нью-Нюгорд (1968), В.А. Глебовицкий (1973), Ф. Кинг (1961), М.С. Марков (1962, 1964), Е.В. Павловский (1962а,б, 1970), Е.В. Павловский, М.С. Марков (1963), Л.И. Салоп (1971а, 1973), М.Е. Уилсон (1968), А. Berthelsen (1950, 1960а,б), A.F. Buddington (1959), A.E.G. Engel (1963), A.E.G. Engel, G.G. Engel (1953), J.E. Gill (1948, 1951), J. Kallio-koski (1952), E.H. Kranck (1957, 1972), C.H. Stocwell (1965), C.E. Wegmann (1935), H.D.B. Wilson (1971)
Массив Йеллоунайф	Гранито-гнейсы, гранитоиды, AR	Осадочно-вулканогенные породы серии Йеллоунайф, AR	Нелинейные 30-40 км, реже больше; "овалы" до 250 км	
Гудзонская складчатость, PR <sub>1</sub>				
Зона Черчилли	Гранито-гнейсы, гранитоиды, PR	Гнейсы, сланцы, кварциты, осадочно-вулканогенные породы, AR	Линейные до 5-10 км	
Зона п-ова Лабрадор	Гранито-гнейсы, AR?	Гнейсы, кварциты, известняки, осадочно-вулканогенные породы, AR	Нелинейные до 30-40 км	
Кенорская и гудзонская складчатости				
Гренландия и Баффинова Земля	Гранито-гнейсы, гнейсы, PE	Гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, PE	Нелинейные до 30-40 км; "овалы" до 200 км	
Гренландская складчатость				
Зона Гренвилл	Гранито-гнейсы, гранитоиды, гнейсы, AR <sub>2</sub> -PR	Гнейсы, амфиболиты, кварциты, доломиты, известняки, AR <sub>1</sub>	Линейные и нелинейные 15-20 км	
Южно-Американская платформа, Гвианский щит				
Области докембрийской складчатости				
Гвиана (Фр.)	Гранито-гнейсы, гранитоиды (AR <sub>2</sub> ?), содержащие гнейсы, амфиболиты, кварциты серии Иль де Кайена, AR <sub>1</sub>	Вулканогенно-терригенный комплекс Парамака, AR <sub>2</sub> верхняя часть - осадочные породы, нижняя - вулканогенные породы. Терригенный комплекс серии Бонидоро, AR <sub>1</sub>	Нелинейные до 30-40 км, иногда до 100 км (район Кайены)	Н.А. Берзин (1970), Н.В. Горюлов (1972), В. Chouubert (1960, 1966), J.Hardy (1967), J.E. Holtrop (1968), N. Grabert (1963), J. Kalliokoski (1965), A. Menendez (1972а, б)

Таблица 1 (продолжение)

Район	Состав и возраст пород ядра	Состав и возраст пород обрамления	Ориентировка и размер по длине оси	Источник
Суринам	Гранито-гнейсы, гранитоиды (AR <sub>2</sub> ), прослой и линзы кварцитов, гнейсов комплекса Иматака (AR)	верхняя часть - метакремнистые, карбонатные породы, кварциты, нижняя - лавы, андезиты Терригенный комплекс, PR <sub>1</sub>	Линейные до 20-30 км	
Юго-Восточная Венесуэла	То же	Вулканогенно-терригенный комплекс Пастора - Карачипо, AR <sub>2</sub> Верхняя часть - существенно обломочные породы, нижняя - лавы основного состава	Нелинейные 15-20 км	
Африканская платформа				
Западная Африка				
Массив Ахаггар	Гранито-гнейсы, гранитоиды, AR ?	Гнейсы, амфиболиты с прослоями кварцитов комплекса Суггарий, PE	Нелинейные до 10 км	Н.А. Берзин (1970), А. Дю Тойг (1957), С.Е. Кологужина (1964), Л.И. Салоп (1973), В.А. Твердохлебов (1970), Ю. Шуберт, А. Фор-Мюре (1967, 1973), N. Harris a.o. (1951), D.R. Hunter (1959), A.M. Macgregor (1951, 1955, 1956), D.J.J. Mallick (1967), R. Nicholson (1965), C.J. Talbot (1969)
Гвинейский штат	Гранито-гнейсы, мигмалиты (граниты Бауле), AR	Гнейсы, амфиболиты дагомейского комплекса, AR	Нелинейные до 30-40 км, иногда до 100 км	
Центральная Африка	Гранито-гнейсы, гранитоиды, амфиболиты, PE	Гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, PE	Нелинейные 15-20 км	
Южная Африка				
Родезия	Гранито-гнейсы с ксенолитами пород себавайской системы, AR	Кристаллические сланцы, мраморы, кварциты, PE	Нелинейные до 30-80 км; "овалы" более 100 км	
Трансвааль	Гранито-гнейсы, гранитоиды, AR	Роговики, кварциты, прослой хлорит-серпентиновых и железистых сланцев, горизонты конгломератов (серия Витватерсранд), PR <sub>1</sub>	Нелинейные 30-40 км	
Австралийская платформа				
Штат Пилбара	Гранито-гнейсы, гранитоиды, линзы и прослой амфиболитов, AR	Осадочно-вулканогенные породы группы Робурн, PE	Нелинейные до 10 км	Ч.Б. Борукаев (1970), А.Ф. Вильсон (1965), Л.И. Салоп (1972), Е.Ш. Хиллс (1960), S.W. Carey (1954), E.S. Hills (1946, 1947, 1956), R.T. Prider (1953), G.R. Ryan (1965, 1966), G.R. Ryan, M. Kriewaldt (1964), B.P. Walpole (1962)
Штат Йилгарни				
Район Кингурли	Гранито-гнейсы, гнейсы, сланцы	Осадочно-вулканогенные породы, AR	Линейные и нелинейные 10-15 км	
Западная и юго-западная окраины штата	Гранито-гнейсы, гранитоиды, AR	Кристаллические сланцы и гнейсы, AR	Нелинейные 20-30 км	

Таблица 1 (окончание)

Район	Состав и возраст пород ядра	Состав и возраст пород обрамления	Ориентировка и размер по длинной оси	Источник
<b>Геосинклинальные складчатые области</b>				
<b>Байкальская складчатость</b>				
Байкальская горная область	Гранито-гнейсы, гранитоиды, PR <sub>1-2</sub>	Терригенные и осадочно-вулканогенные породы, PR <sub>2-3</sub>	Линейные 5-15 км, валы 40 км	М.Н. Белянкина (1969), М.Н. Белянкина, Е.А. Долгинов (1964, 1965), О.А. Вотах (1968), К.А. Клитгин и др. (1970), Е.К. Ковригина (1971, 1973), А.Н. Кононов (1971), Т.Г. Павлова (1972, 1974), Т.Г. Павлова, К.А. Клитгин (1971), Л.И. Салоп (1964, 1967), А.С. Флаасс (1969, 1971 а,б), А.А. Шафеев (1973)
Алтае-Саянская область	Плагиограниты, мигматиты, AR <sub>1-PR2</sub>	Метаморфические породы, R-Е	Линейные до 20 км	
Енисейский край	Гранитоиды, гранито-гнейсы, гнейсы, кристаллические сланцы, R <sub>1</sub>	Гнейсы и кристаллические сланцы, R <sub>2</sub>	Линейные 5-10 км, валы до 50 км	
<b>Каледонская складчатость</b>				
<b>Запад Центрального Казахстана</b>				
Кокчетавское поднятие	Гранитоиды зерендинского комплекса (разновозрастные), гранитизированные породы, PR <sub>2-R1, R3</sub>	Слабо метаморфизованные породы (R) и породы зерендинской серии, PE	Нелинейные 5-15 км	В.С. Милеев (1968, 1969, 1971 а,б), Т.Г. Павлова (1964, 1972, 1974), Т.Г. Павлова, К.А. Клитгин (1971), О.М. Розен (1967, 1971), О.М. Розен, В.И. Серых (1969), О.М. Розен и др. (1966, 1974)
Майтубинское поднятие	Гранито-гнейсы и гнейсы, PR <sub>3</sub>	Гранитизированные породы жайринской и майтубинской серий, AR <sub>2</sub>	Линейные больше 15 км	
<b>Герцинская складчатость</b>				
<b>Западно-Уральское поднятие</b>				
Западно-Уральское поднятие	Гнейсово-мигматитовый комплекс, (PR <sub>3</sub> ) и гранитоиды	Метаморфические породы, R - E	Линейные до 5-10 км, редко 30-50 км	Е.П. Калинин, В.Н. Пучков (1971), Г.А. Кейльман (1961, 1963 а,б, 1967, 1969, 1970, 1971, 1973 а,б 1974), Г.А. Кейльман, Г.А. Глушкова и др. (1973), Г.А. Кейльман и др. (1973), А.В. Миловский, В.В. Баранов (1971), В.Н. Охотников (1972), К.П. Плюснин (1964), А.А. Пронин (1965), С.В. Чесноков (1966, 1967, 1969).
<b>Зауральское, Центральное и Восточно-Уральское поднятия</b>				
Зауральское, Центральное и Восточно-Уральское поднятия	Гнейсово-мигматитовый комплекс, PE-C	90% объема пород обрамления - плагиоамфиболиты и биотитовые плагиогнейсы, кристаллические сланцы PE, PR <sub>2-3</sub> , R <sub>1-2</sub> , редко O		
<b>Мезозойская складчатость</b>				
<b>Восточное Забайкалье</b>				
Восточное Забайкалье	Гранитоиды, гранито-гнейсы, мигматиты, J	Осадочные и метаморфические породы, PR <sub>3</sub>	Линейные 10-15 км	Ю.Ф. Мисник (1967, 1974), Ю.Ф. Мисник, В.В. Шевчук (1971), И.Г. Рухтейн (1967), В.И. Сизых (1966), В.И. Сизых, В.Г. Глазков (1968), С.М. Свища (1963, 1965, 1967), Ц.Б. Тарчимаев (1973), Н.А. Фишев (1974), В.П. Чередниченко, В.С. Каменщикова (1973), В.К. Шевченко (1969, 1974)
<b>Западное Забайкалье</b>				
Западное Забайкалье	Гранитоиды гранито-гнейсы, PR-MZ	Осадочные метаморфические породы, PR	Валы 20 x 10 км	

Таблица 2  
Типизация гранито-гнейсовых структур

Принцип, положенный в основу типизации					
генетический		возрастной	морфологический		вещественный
по механизму образования	по ведущему типу движения	по возрасту ядра	по размеру	по форме и строению ядра структуры	по составу ядра структуры
Диapiroвые Реоморфические Интрузивные Блочные (блоково-купольные) Полигенетические (совокупность нескольких механизмов)	Купола "всплывания" (вертикальные движения) Купола "сжатия" (горизонтальные движения) Совокупность первого и второго типов	Криптозойские, часто с разделением на архейские и протерозойские Фанерозойские	Купола, вальсы, чаши, антиформы, синформы до 30 км, реже до 100 км в поперечнике Овалы или овалы от 100 до 800 км в поперечнике	Структуры с зональным строением: изометричные (купола, чаши), вытянутые (вальсы) Антиформы и синформы с разнообразным внутренним строением и различной формой в плане	Гранито-гнейсовые Гнейсовые Гранулито-гнейсовые

с выводом Ю.М. Шейнманна (1970, с. 9), что "... древние структуры на всех материках не были линейными". Этот вывод, базирующийся на фиксистой трактовке гранитообразования, поддерживают многие исследователи. Одни из них ограничивают формирование нелинейных структур археем, а другие - подошвой рифея. Тем не менее факты показывают, что вытянутые в виде цепочек ориентированные гранито-гнейсовые структуры наряду с неориентированными заложались уже в глубоком докембрии (см. табл. 1), но стали типичными действительно только в фанерозое. По-видимому, появление в архее и преобладание в фанерозое линейных гранито-гнейсовых структур связано с заложением и развитием геосинклинальных поясов.

С разделением поясов на архейские и протерозойские связана их типизация по размерам. Такого деления в основном придерживается Л.И. Салоп (1967, 1971а, 1973), который выделяет купола обычных размеров и гигантские овалы, причем последние свойственны только архею, а первые распространены как в криптозое, так и в фанерозое. Составление гранито-гнейсовых структур шитов и геосинклинальных областей дает основание считать, что, по-видимому, данный принцип не может быть положен в основу расчленения куполов не только на архейские и протерозойские, но и на протерозойские и фанерозойские. Из табл. 1 видно, что размеры наиболее типичных гранито-гнейсовых структур не превышают 10-30 км, причем эти размеры практически не зависят от возраста вмещающих образований.

Типизация гранито-гнейсовых структур по форме и внутреннему строению их ядер наиболее распространена, так как эти черты структур объективно устанавливаются при детальном геологическом исследовании. Однако можно ли считать в связи с таким делением, что наиболее сложно построенные структуры характерны для геосинклинальных областей, а относительно простые - купола, вальсы, чаши - для областей распространения древних кристаллических пород? Такие взгляды широко распространены. Действительно, гранито-гнейсовые структуры антиформного или синформного строения отмечаются, например, в каледонидах Восточной Гренландии и Шотландии (Haller, 1955, 1956, 1961;

<sup>1</sup> Термины "антиформа" и "синформа" были введены Е. Бейли (Bailey, McCaillien, 1937) для обозначения структур, образованных в результате всплывания сложно перемятых пакетов складок, являющихся результатом по меньшей мере двух фаз деформаций. В ядрах антиформ совсем не обязательно должны залегать более древние породы. Одни и те же горизонты, участвующие в строении структур, могут повторяться несколько раз.

Tobisch, 1966), и в герцинидах восточных Пиренеев (Zwart, 1959, 1960, 1964), и в каледонско-герцинском складчатом поясе Аппалачей (Кинг, 1961; Глебовский, 1973; Hamilton, Myers, 1967), и во многих других геосинклинальных сооружениях. Но в то же время антиформное строение не чуждо гранито-гнейсовым структурам областей глубокого докембрия - Баффиновой Земле (Кранск, 1972), Западной Гренландии (Berthelsen, 1960 a, b).

По-видимому, сложность строения гранито-гнейсовых структур не зависит от возраста вмещающих образований, тем более, что само их деление на простые и сложные, как будет показано ниже, довольно относительно.

Широко распространено разделение гранито-гнейсовых структур по составу ядра. Следует, однако, заметить, что часто исследователи называют гнейсовые купола гранито-гнейсовыми и наоборот, не вкладывая в используемые термины строгого содержания. Например, "окаймленные гнейсовые купола" П. Эскола (Escola, 1949) правильнее называть гранито-гнейсовыми, так как их ядра сложены гнейсовидными гранитоидами.

Собственно гнейсовые купола отличаются от гранито-гнейсовых меньшей степенью гранитизации пород ядра. Гранито-гнейсы в ядрах таких структур чередуются с горизонтами кристаллических сланцев и гнейсов; мигматизация выражена отчетливо, но признаки усиления гранитизации к своду структур отсутствуют.

Гранулитогнейсовые купола - довольно редкие образования. В их ядрах "в период деформации размещались не наиболее пластичные массы, а напротив, относительно "жесткие" (наименее мобилизованные) породы" (Салоп, 1971a, с. 17). Ядра таких структур сложены гранулитами, а обрамление - гнейсовыми толщами.

Выделение среди гнейсовых или гранито-гнейсовых собственно "облекаемых куполов" кажется мне мало оправданным, так как все гранито-гнейсовые структуры имеют конформную ядру оболочку.

## ГЛАВА ВТОРАЯ

### СТРОЕНИЕ И МОРФОЛОГИЯ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ СТРУКТУР

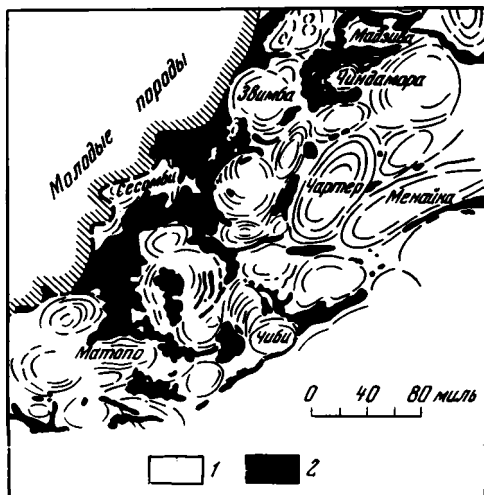
В гранито-гнейсовых структурах выделяется ядро, обычно сложенное реоморфическими гранитоидами, и породы обрамления. Характерной чертой оболочек является конформное облекание ими гранито-гнейсового ядра и полная подчиненность их структурных и текстурных элементов строению окраинной зоны этого ядра. Иногда гранито-гнейсовые структуры не имеют осадочной оболочки, особенно в областях мощной гранитизации, а от метаморфической оболочки сохраняются лишь наиболее устойчивые к процессам гранитизации "горизонты", как бы пунктирно очерчивающие ядра отдельных структур (фиг. 1). В других случаях и метаморфическая, и перекрывающая ее осадочная оболочки хорошо сохраняются и конформно обрамляют ядра структур.

По внутреннему строению гранито-гнейсового ядра многие исследователи разделяют структуры на простые: купола, валы, чаши - и сложные: антиформы и синформы.

При характеристике строения гранито-гнейсовых структур часто говорят о пологом или даже горизонтальном залегании (судя по гнейсовидности и полосчатости) пород в своде, о радиальном падении пород с постепенным возрастанием углов падения от свода структур к периферии и о крутом залегании на контакте ядра и обрамления. На этих данных основано представление о довольно простом строении гранито-гнейсовых структур.

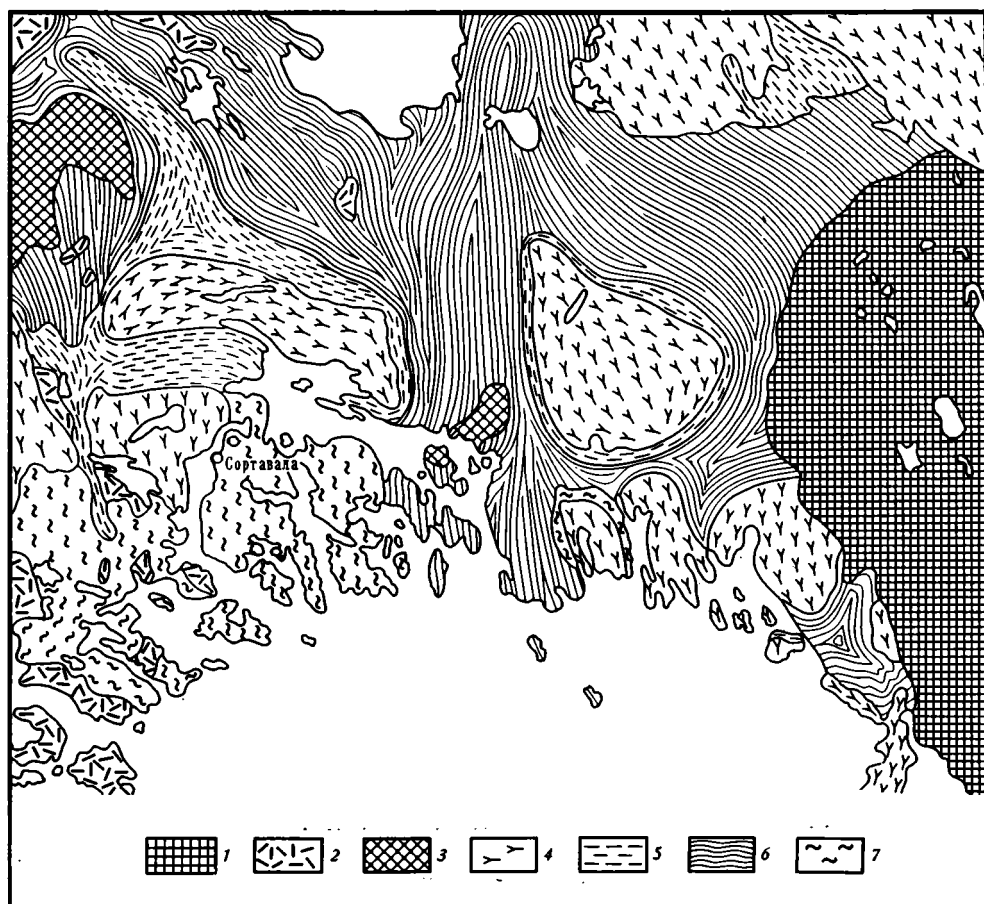
Эталоном рассматриваемых структур традиционно считаются купола Северного Приладожья, Питкяранты, Сортавалы, Йоенсу, Куопио (фиг. 2-4), описанные П. Эскола (Escola, 1949, 1951). На первый взгляд, они представляются именно такими простыми структурами, имеющими в плане округлые или эллипсоидальные очертания. Их размеры обычно не превышают 5×10, 10×15 км.





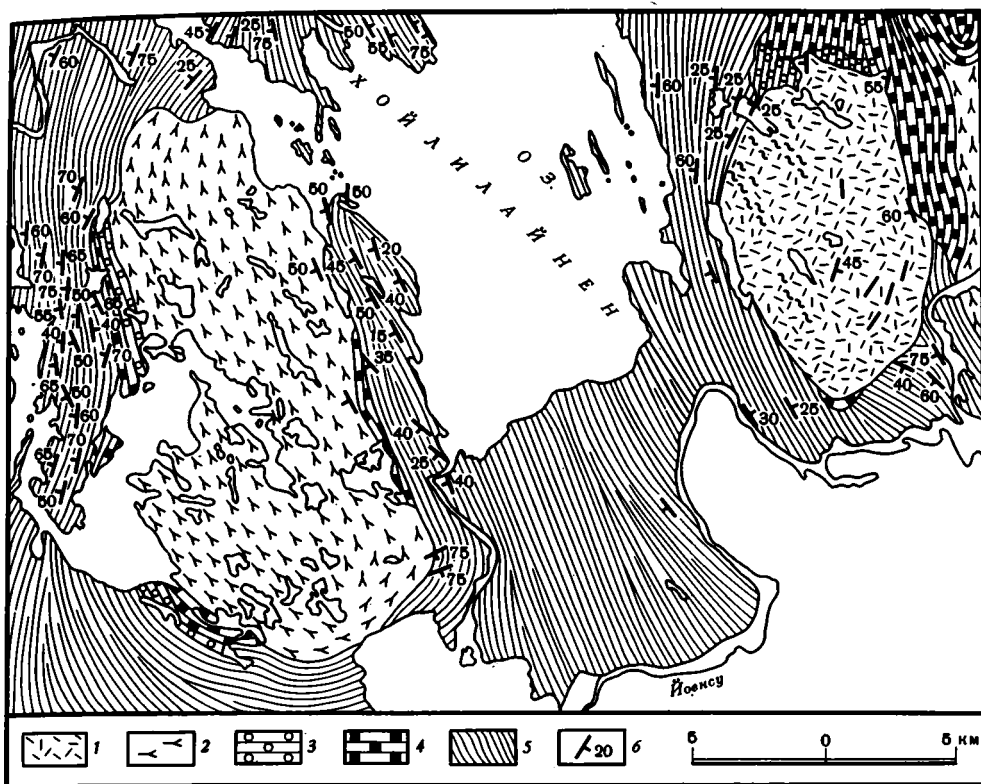
Фиг. 1. Куполовидные структуры Южной Родезии (Macgregor, 1951)

1 - ядра гранито-гнейсовых структур - гнейсовидные гранитоиды; 2 - породы обрамления - гнейсы, кристаллические сланцы, апоспилиты, кварциты, мраморы. Межкупольные синклинали как бы зажаты между ядрами куполов, а в ряде случаев при "разрастании" куполов редуцируются



Фиг. 2. Гранито-гнейсовые купола района Северного Приладожья (Escola, 1949)

1 - граниты рапакиви; 2 - граниты, гранодиориты, диориты; 3 - габбро и диориты; 4 - гранито-гнейсы; 5 - амфиболиты, мраморы, метаконгломераты (сортавальская серия); 6 - биотит-гранатовые, биотит-кварцевые гнейсы, кварциты (ладожская серия); 7 - мигматиты



Фиг. 3. Гранито-гнейсовые структуры района Йоенсу (Escola, 1949)

1 - граниты; 2 - гранито-гнейсы; 3 - конгломераты; 4 - кварциты; 5 - слюдястые сланцы; 6 - элементы залегания

Осадочный покров, так называемые слои облекания, конформно обрамляет купола. Простираения "слоев" обрамления удивительно постоянны и планпараллельны простираению полосчатости и гнейсовидности гранито-гнейсов в ядрах структур, или, по меньшей мере, в окраинных частях этих структур. В направлении к своду полосчатость и гнейсовидность постепенно становятся менее отчетливыми, а в ряде случаев в апикальных частях куполов эти текстуры сменяются гранитными и порфиroidными. Иногда в сводовых частях ядра отмечаются интрузивные граниты. Вместе с тем, судя по карте, приведенной П. Эскола (Escola, 1949; см. фиг. 2), можно предположить, что эти купола, несмотря на довольно простое строение каждого из них, образуют сложную совокупность структур, вытянутых в субмеридиональном направлении более или менее параллельно границе Карельского массива. Тот факт, что эти структуры разделены лишь узкими межкупольными синклиналиями, форма которых диктуется расположением куполов, по всей вероятности, не позволяет рассматривать их в отрыве друг от друга и видеть в каждой структуре обособленный концентрический купол.

Сложное строение имеет и серия куполов Мериленда (Cloos, Broedal, 1940; Cloos, Nietanen, 1941), которые П. Эскола (Escola, 1949, с. 470) сравнивал с куполами облекания Карелии. Например, купол Вудсток состоит из ряда сопряженных разновеликих складок (фиг. 5). Ядра складок сложены мигматитами и гранито-гнейсами. Замеры по гнейсовидности, приведенные Э. Клоосом, указывают на наличие внутри ядер концентрически изогнутых изоклинальных складок, т.е. на их сложное внутреннее строение. "Слои облекания" прослеживаются вдоль всей периферии купола и гранито-гнейсовых структур-сателлитов. Межкупольные синклинали, узкие и причудливо изогнутые, подчинены очертаниям купола. Купол Вудсток представляет собой довольно сложную структуру - соче-

тание куполов и валов с гранито-гнейсовыми синклиналиями и, как и купола Карелии, вряд ли может служить доказательством крайне простого строения гранито-гнейсовых структур.

Хорошей иллюстрацией строения куполов являются структуры Бронсонского антиклинория (Глебовицкий, 1973), морфология которых заметно изменяется с севера на юг вдоль его осевой зоны. На севере отмечаются относительно просто построенные широкие купола, разделенные узкими синклиналиями. Южнее структуры постепенно приобретают антиформное строение - появляются лежащие складки и веерообразные структуры.

Примеры гранито-гнейсовых структур собственно антиформного и синформного строения можно найти в работах многих исследователей (Berthelsen, 1950, 1960a,b; Ramsay, 1958; Armstrong, Hansen, 1966; Tobisch, 1966; Бертельсон, Нью-Ньюгд, 1968; и др.). Однако вряд ли стоит противопоставлять гранито-гнейсовые структуры простого и сложного строения, так как между ними можно проследить все последовательные переходы. Последние наглядно показаны в работах И. Халлера (Haller, 1955, 1956, 1961). Исследуя каледонские метаморфические комплексы Восточной Гренландии в районах с хорошей обнаженностью, где отпрепарированные ледниками стенки фиордов поднимаются на высоту до 2 км, И. Халлер установил, что в зависимости от глубины эрозионного среза (он связывает это с уровнем мигматитового фронта) обнажаются гранито-гнейсовые структуры различного строения: 1) мигматитовые купола более или менее простого строения размером до 30 км; 2) мигматитовые лбы, развивающиеся в ядрах асимметричных лежащих складок, длиной от 5 до 20 км; 3) мигматитовые покровы, являющиеся следующей стадией развития гранито-гнейсовых структур, протяженностью до 100 км. Выжатые массы перекрывают породы чехла и распространяются в одном направлении, по-видимому, указывая на ориентированное давление; 4) грибовидные мигматитовые тела, являющиеся разновидностью мигматитовых покровов, также содержат скиалиты вмещающих пород, подчеркивающие движение масс, но в отличие от покровов распространяются во все стороны; 5) мигматитовый комплекс, представляющий сложное сочетание всех вышеперечисленных форм.

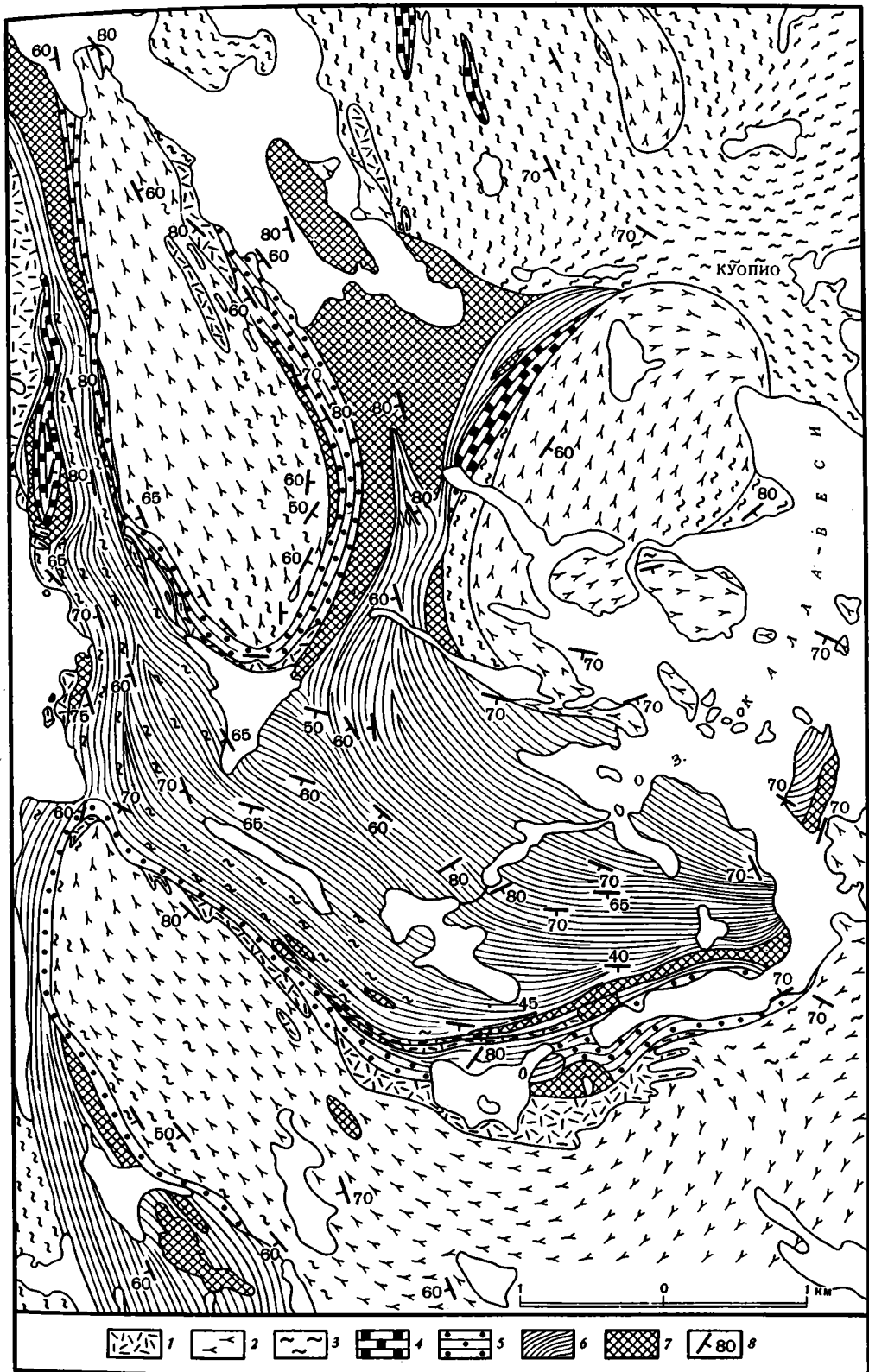
Проведенный И. Халлером анализ столь сложных гранито-гнейсовых структур показал, что в разрезе они имеют зональное строение, как и концентрические купола. В центре их расположены массивные гранитоиды, далее к периферии - полосчатые и очковые гнейсы с калиевым полевым шпатом, а внешние зоны сложены биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Смена пород указывает на нарастание гранитизации к центру структур. В этом же направлении увеличивается пластичность гранитизированного вещества. И. Халлер отмечает, кроме того, возрастание подвижности масс по мере усложнения строения структур от мигматитовых куполов к мигматитовым комплексам. Следовательно, судя по этим данным, форма структур может свидетельствовать о пластичности слагающего их гранитизированного материала.

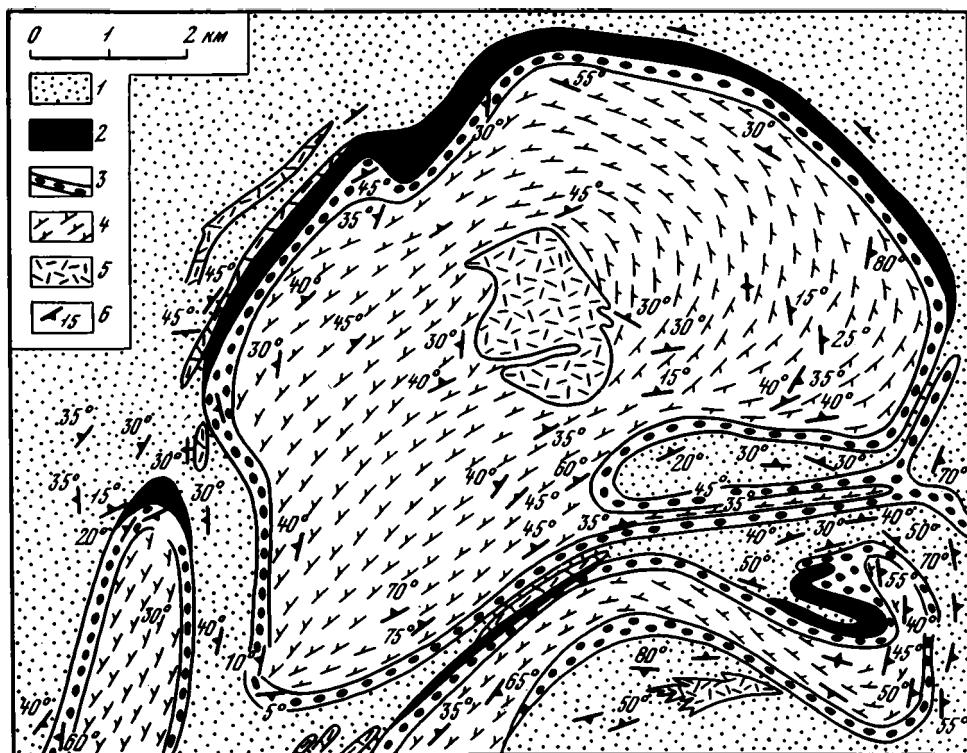
Таким образом, нет принципиальных различий между гранито-гнейсовыми структурами И. Халлера (фиг. 6) и "окаймленными куполами" П. Эскола. Возможно, эти структуры представляют различные стадии одного и того же процесса куполообразования - как бы единую цепочку структур с последовательным развитием от относительно простых форм к более сложным.

---

Фиг. 4. Гранито-гнейсовые купола района Куопио (Escola, 1949)

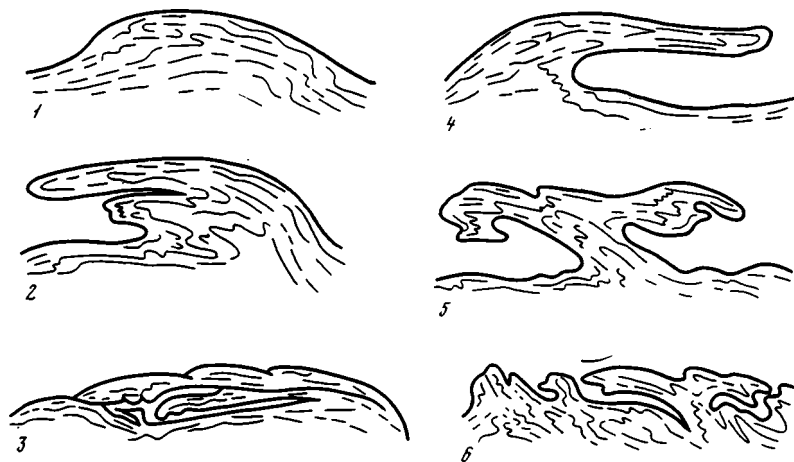
1 - граниты; 2 - гранито-гнейсы; 3 - мигматиты; 4 - кварциты; 5 - доломиты; 6 - биотитовые, гранатовые, силлиманитовые сланцы; 7 - габбро и амфиболиты; 8 - элементы залегания. В обрамлении куполов сокращается количество вулканогенных пород (ср. фиг. 2 и 3), появляются мощные пачки кварцитов, реже конгломератов. Породы ладожской серии сменяются аналогичными по составу породами келевийской серии





Фиг. 5. Купол Вудсток, штат Мэриленд, США (Escola, 1949)

1 - виссачиконские сланцы; 2 - кокейсвилльские мраморы; 3 - сеттерские кварциты; 4 - балтиморские гнейсы (мигматиты и гранито-гнейсы); 5 - граниты; 6 - элементы залегания



Фиг. 6. Форма гранито-гнейсовых структур (мигматитовых массивов) (Haller, 1956)

1 - мигматитовый купол; 2 - мигматитовый лоб; 3, 4 - мигматитовые покровы; 5 - мигматитовый гриб; 6 - мигматитовый комплекс



Вероятно, одинаково неверно считать, что все гранито-гнейсовые структуры построены весьма просто, как и видеть в каждой из них антиформное или синформное строение. Во всех случаях тщательного, детального изучения гранито-гнейсовых структур как в областях докембрия, так и фанерозоя устанавливается сложное их строение. Нередко гранито-гнейсовые структуры называют антиформами или синформами, учитывая трудности определения возраста пород ядра относительно сланцевого обрамления, а не сложность их строения.

### ВОЗРАСТ ПОРОД ЯДРА И ОБРАМЛЕНИЯ

Гранитоиды ядра структур, описываемых как гранито-гнейсовые, бывают как моложе, так и древнее пород обрамления (см. табл. 1). По-видимому, лишь в первом случае структуры можно интерпретировать как гранито-гнейсовые, тогда как во втором их следует называть антиклинальными поднятиями, выступами фундамента и т.д. Следовательно, данные о возрасте ядра весьма важны, так как дают возможность разделить структуры на две генетически различные группы и подойти к решению вопроса о времени проявления пластических деформаций в собственно гранито-гнейсовых структурах. Из табл. 1 видно, что в большинстве случаев породы ядра моложе пород обрамления или синхронны им. Однако вопрос о возрасте ядра и сланцевого обрамления далеко не прост, так как при его решении разные исследователи руководствуются различными принципами. Одни из них исходят из залегания осадочно-метаморфических толщ (не признавая за ними структурных особенностей оболочек купола) на гранитоидах "основания" и из данных по изотопному возрасту. Другие исследователи, напротив, при установлении возраста пород ядра и обрамления учитывают и их структурные взаимоотношения и возраст гранитизации, т.е. возраст процесса, ведущего к образованию гранито-гнейсовых структур.

Эти сложности хорошо иллюстрируют работы по гранито-гнейсовым структурам Западно-Австралийского щита (щиты Пилбара и Йилгарни). Здесь структуры локализованы в поле развития метаморфизованной осадочно-вулканогенной толщи, представленной основными и ультраосновными лавами, силлами, чередующимися с алевролитами, песчаниками, конгломератами и сланцами (Fotman, 1953; Sofoulis, 1963, 1966; Ryan, 1965, 1966). Гранито-гнейсы и мигматиты образуют ядра структур, а осадочно-вулканогенные толщцы - их обрамление. Степень метаморфизма пород обрамления отчетливо нарастает по направлению к ядрам гранито-гнейсовых структур, вблизи которых развиты гранулиты, амфиболиты, ставролитовые, андалузитовые, гранатовые гнейсы и кристаллические сланцы. Наиболее устойчивые к процессам гранитизации породы обрамления образуют узкие, сжатые складки, обтекающие ядра структур и полностью повторяющие их очертания в плане. Изотопный (Rb-Sr) возраст гранитов и пегматитов, гранитизирующих и рвущих осадочно-вулканогенную толщу, лежит в интервале 2,4-2,7 млрд. лет (Вильсон и др., 1963), а иногда достигает почти 3 млрд. лет (Compston, Arriens, 1968). В то же время среди метаморфических толщ обрамления встречаются участки с аномально заниженными, по сравнению с приведенными, значениями радиологического возраста от 1,4 до 0,6 млрд. лет для гранулитов и чарнокитов в районах Луин, Нортемптон и других (Вильсон, 1965). Гранитоиды имеют довольно сложные геологические взаимоотношения с осадочно-вулканогенными толщами (Хиллс, 1960; Бо-рукаев, 1970; Тугаринов, Войткевич, 1970; Hills, 1946, 1956; Prider, 1953). Гранито-гнейсовые ядра одновременно и конформны обрамляющим толщам, и рвут их в ряде мест, имея отчетливо выраженный интрузивный контакт.

Такие взаимоотношения и привели австралийских геологов к различной трактовке относительного возраста гранито-гнейсов "основания" и осадочно-вулканогенных толщ. Одни из них (Finucane, 1953; Noldart, Wyatt, 1962) придерживаются мнения, что гранито-гнейсовое основание древнее залегающего на нем осадочно-вулканогенного покрова. Во время позднеархейской орогении в

осевые зоны антиклинориев и крупных антиклиналей внедрились интрузивные граниты и частично поглотили осадочно-вулканогенные толщи. Позднее денудация вскрыла ядра антиклинориев, а осадочно-вулканогенные толщи сохранились от размыва лишь в понижениях между ними, создавая видимость обтекания. Таким образом, данная группа исследователей рассматривает гранито-гнейсовые структуры как жесткие выступы фундамента.

Другая группа геологов (Walpole, 1962; Ryan, Kriewaldt, 1964; Вильсон, 1965; и др.), напротив, считает осадочно-вулканогенные толщи более древними, чем ядра структур. Гранито-гнейсовые купола они рассматривают как типичные формы глубинной складчатости, в образовании которой важную роль играли процессы гранитизации. Именно гранитизация, по мнению этих исследователей, привела к ремобилизации нижних частей древних толщ и образованию гранито-гнейсов. Последние вследствие увеличения объема внедрились в перекрывающий их осадочно-вулканогенный покров, вызвав метаморфизм и пластическую перестройку толщ покрова. В них возникли изоклинальные складки, конформные ядрам гранито-гнейсовых структур.

Рассмотренная ситуация типична для многих районов развития гранито-гнейсовых структур и не только в пределах щитов, но и в геосинклинальных областях. Например, детальные геологические, геофизические, радиометрические данные показали, что гранитоиды ядер Зерендинского и других гранито-гнейсовых куполов Кокчетавского массива Казахстана связаны во времени с развитием каледонской геосинклинали (Розен, 1967; Розен, Серых, 1969; и др.). Однако возникли они за счет преобразования в процессе гранитизации нижнедокембрийского метаморфического комплекса и по источнику вещества, формам проявления и структурной унаследованности являлись производными тех процессов гранитообразования, которые протекали в докембрии. Таким образом, налицо длительная эволюция вещества, слагающего гранито-гнейсовые структуры Казахстана, впервые рассмотренная Т.Г. Павловой (1964, 1967).

Возрастная двойственность пород ядра и сланцевого обрамления выступает и в мигматитовых комплексах Уральской геосинклинальной области (Кейльман, 1963-1974 гг.). Здесь ядра структур сложены древним (по радиологическим данным) субстратом, претерпевшим неоднократную мобилизацию в процессе развития гранито-гнейсовых структур.

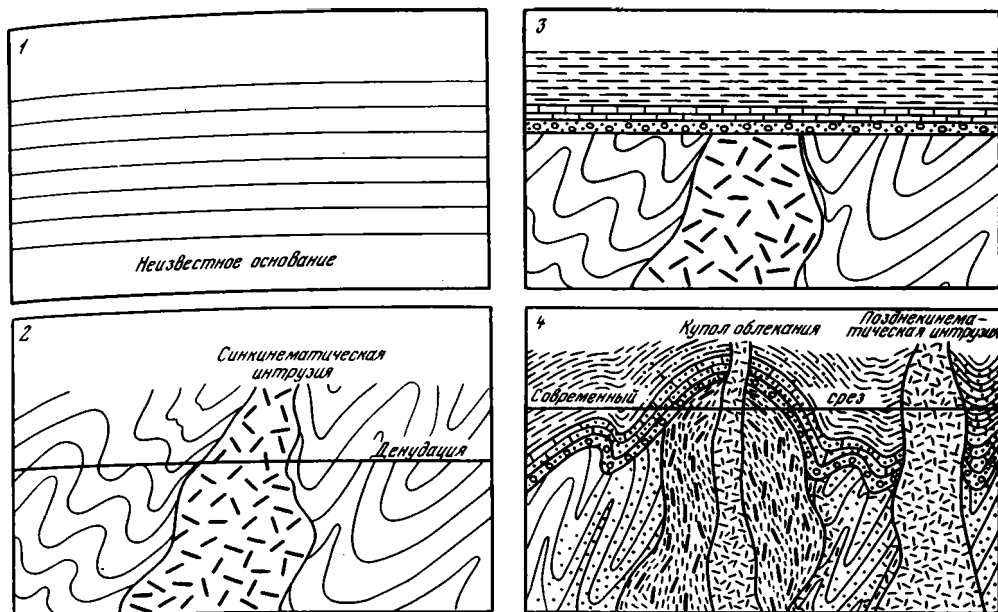
По-видимому, при определении возраста гранито-гнейсовых структур не столь существен сам возраст пород, из которых образовалось их ядро, сколько время процесса его формирования. В.В. Белоусов (1962, с. 63) справедливо отмечает, что "ядра эти надо считать новообразованными в коре, и возраст слагающих их гранито-гнейсов, независимо от того, образовались ли они за счет глубинной дифференциации или за счет размягчения древнего гнейса, должен соответствовать возрасту самих куполов". Субстратом для гранито-гнейсовых ядер, вероятно, могли служить как более древние породы, так и перекрывающие их более молодые или и те, и другие вместе.

## ГЛАВА ТРЕТЬЯ

### ДЛИТЕЛЬНОСТЬ РАЗВИТИЯ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ СТРУКТУР

Развитие гранито-гнейсовых структур - процесс длительный, по-видимому, пульсационный, тесно связанный с эволюцией вещества, с неоднократным проявлением мобилизации метаморфических масс, тектонических деформаций и сменяющихся физических состояний пород. Этот процесс скорее намечен, чем изучен, несмотря на то, что многие исследователи уделяли внимание его развитию во времени.

Изучая гранито-гнейсовые структуры Карелии, П. Эскола (Escola, 1949, 1951) обратил внимание на то, что гранито-гнейсы спаяли воедино ядра структур и оболочку. В ряде мест в основании осадочно-вулканогенной обо-



Фиг. 7. Развитие куполов облекания (Escola, 1949)

1 - седиментация осадочно-вулканогенных пород (питкярантская или сортавальская серия) на каком-то неизвестном основании; 2 - первый орогенез и образование синкинематических интрузий; 3 - денудация и галька в основании осадочно-вулканогенного покрова; 4 - вторичный орогенез, седиментация ладожского времени, образование куполов облекания, внедрение позднекинематических интрузий

лочки отмечались конгломераты сортавальской серии (см. фиг. 2, 4, 6). Это позволило П. Эскола высказать предположение об образовании "куполов облекания" в результате двух последовательных актов, или "орогенических революций" (Escola, 1949, с. 468). На начальном этапе, после отложения осадочно-вулканогенных пород, в них проникли гранитоидные синорогенные интрузии. Позднее эти плутонические массы были эродированы и выровнены, и началась седиментация ладожского времени. Следующий этап - вторичный орогенез, мобилизация древних гранитоидных пород и "всплытие" гранито-гнейсовых куполов. На заключительном этапе в сводовые части куполов внедрились гранитные интрузии (фиг. 7). В результате такого процесса, как это неоднократно подчеркивал П. Эскола, гранито-гнейсы должны быть моложе, чем перекрывающие их породы, несмотря на то, что объект ремобилизации - древние гранитоиды - старше. Судить о возрасте даже последней стадии развития гранито-гнейсовых структур сложно в связи с противоречиями во взглядах на возраст вмещающих пород. Образования сортавальской и ладожской серий относятся то к нижнему протерозою (Шуркин, 1953), то частично к архею (сортавальская серия - Судовиков, 1954), то к среднему протерозою (Вялрюнен, 1959; Харитонов, 1966; Глебовицкий, 1970; Судовиков и др., 1970).

Убедительную картину длительного развития гранито-гнейсовых структур докембрийского Кокчетавского массива нарисовал О.М. Розен (1971; Розен и др., 1966, 1974; Розен, Серых, 1969). Формирование гранитоидов куполов происходило здесь в несколько этапов: 1) проявление гранитизации и возникновение гранито-гнейсовых куполов; 2) наиболее интенсивная рассеянная гранитизация с широким проявлением мигматизации и дальнейшим развитием гранито-гнейсовых куполов; 3) сложное сочетание выплавления и метасоматического преобразования гранитоидов внутри сформированных ранее куполов.

О.М. Розен указывает, что за время развития, судя по гальке в обрамлении куполов и датировкам терригенного циркона, купола четыре раза подвергались эрозии и не раз пластические деформации сменялись хрупкими. В обрамлении куполов отмечены сложные дисгармоничные складки, в плане огибающие купола и образующие сложные виргации. Уловить закономерности во взаимоотношениях между отдельными складками и выделить фазы деформаций не удалось. Последнее обстоятельство, по-видимому, указывает на наложение складчатости последующих этапов на предыдущие.

Нетрудно заметить сходство между "куполами облекания" П.Эскола и куполами, описанными О.М. Розеном. В обоих случаях в структурах периоды мобилизации гранитоидного материала сменялись денудацией и размывом, а после (или на заключительной стадии формирования гранито-гнейсовой структуры) в центральных частях ядра возникал интрузивный или палингенный расплав, расклевывавший вмещающие породы.

Несколько этапов формирования куполов установлено в гнейсово-мигматитовых комплексах Центрально-Уральского поднятия (Кейльман, 1973, а, б, 1974). Возникшие на ранних, докембрийских этапах гранитоиды попадали в гальку гравелитов и конгломератов нижнего ордовика и в период мобилизации подвергались метаморфизму и гранитизации. В сланцевом обрамлении гранито-гнейсовых структур Восточно-Уральского поднятия обломки гнейсов и кристаллических сланцев встречены в терригенных отложениях среднего и верхнего девона. Многоэтапность формирования гнейсово-мигматитовых комплексов Урала подтверждена радиогеохронологическими данными (K-Ar и Rb-Sr методы), на основании которых выделены пять главных этапов метаморфизма. Г.А. Кейльман отметил, что эти этапы совпадали с главными тектоно-магматическими событиями, проявившимися на Урале. Охарактеризовать эти события во всей полноте затруднительно; можно лишь отметить, что наиболее древними были процессы высокотемпературного метаморфизма, за которыми следовала метасоматическая гранитизация. На более поздних этапах эволюции имели место анатексис и образование реоморфических гранитов. Формирование гнейсово-мигматитовых комплексов обычно сопровождалось диапирическим перемещением пластичных масс, в связи с чем в строении куполов выделяются два главных структурных элемента - ядро и оболочка (Кейльман, 1973а, б).

В пределах западной части Алданского щита формирование гранито-гнейсов, слагающих купола, только по радиологическим данным укладывается в возрастные рамки 2400-1900 млн. лет, а последующее становление гранитоидов в этом районе и в структуре Чуйского, Тонодского и Нечерского антиклинориев - 1900±100; 1700±170 млн. лет (Павлова, Клитин, 1971; Лейтес, Федоровский, 1972; Павлова, 1972).

Гранито-гнейсовые купола Гвианского щита (Берзин, 1970; Menendez, 1972а, б) заложились вскоре после накопления древних толщ еще в раннем архее, развивались в позднем архее и нашли свое отражение в перекрывающем гранито-гнейсовые структуры терригенном комплексе нижнего протерозоя.

Безусловно, что длительная и сложная история не является специфической чертой только рассмотренных выше куполов. По-видимому, это общая закономерность развития гранито-гнейсовых структур, о чем достаточно убедительно свидетельствуют приведенные примеры.

Можно предположить, что чем больше возраст гранито-гнейсовой структуры, тем через большее количество фаз деформаций она прошла. Например, три фазы деформаций установлены для купольных структур центральной части Алданского щита и для структур Северного Приладожья (Крылова, 1960а; Глебовицкий, 1970; Харитонов, 1971). Ряд исследователей, опираясь на геометрический анализ складчатых форм, выделяют в некоторых структурах значительно большее число деформационных фаз (Ээ, 1967, 1968, 1972; Лазарев, Кожевников, 1973; Park, 1970; Hansen, 1971).

К сожалению, такое деление на фазы, особенно в районах, испытавших глубокий метаморфизм и неоднократную гранитизацию, не всегда убедительно, так как последующие деформации накладываются на предыдущие и при большей ин-

тенсивности могут стереть признаки более ранней складчатости. Можно согласиться с М. Уилсоном (1968, с. 331), который, характеризуя тектоническое строение Канадского щита, писал, "что последние горообразовательные движения при помощи процессов перекристаллизации затушеввали следы более ранних деформаций настолько, что может быть установлен лишь возраст последней орогении". Нередки случаи, когда разноплановые деформации считаются разновозрастными, особенно если пластичные и непластичные "слои" собраны в общие складки. Обратив внимание именно на эту особенность складчатых деформаций, Э. Кранк (Kranck, 1957) справедливо подчеркнул, что они могут происходить одновременно.

#### ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

### ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ СТРУКТУР

Сложность процесса развития гранито-гнейсовых структур обусловила появление различных гипотез их происхождения (см. табл. 2). Характерно что генетические представления прямо или косвенно связаны с признанием или отрицанием роли пластических деформаций в развитии гранито-гнейсовых структур. Именно это заставляет подробно остановиться на анализе основных гипотез происхождения этих структур.

#### ДИАПИРИЗМ И РЕОМОРФИЗМ

Гипотезы диапиризма и реоморфизма<sup>1</sup> наиболее отчетливо отражают непосредственную связь куполообразования и возникающих пластических деформаций с гранитизацией.

Концепция К.Е. Вегманна. Одним из первых исследователей, указавших на связь гранитизации, куполообразования и пластического течения, был К.Е. Вегманн (Wegmann, 1929, 1930, 1935a, b, 1938). Изучая породы докембрия Фенноскандии и Гренландии, где гранитоидные тела окаймлены глубоко метаморфизованными и мигматизированными породами, он отметил сопряженность тектонических деформаций, в частности пластического течения, с процессами метаморфизма. К.Е. Вегманн считал, что гранитизация и деформации возникают в результате подъема мигматитового фронта, причем движения при мигматизации протекают в условиях повышенной текучести пород. Это и позволило ему сравнить своеобразные гранито-гнейсовые структуры с соляными куполами.

В схематическом изложении концепция "глубинных диапиров" и "структурных этажей" К.Е. Вегманна сводится к следующему (Wegmann, 1930, 1935a, b). В глубинной зоне земной коры (нижняя часть складчатого сооружения - инфраструктура - Unterbau) в статической обстановке происходит образование гранитоидов. Метасоматические растворы пронизывают вмещающие породы и в зависимости от физических свойств гранитизируемого материала приводят отдельные их участки в мобильное состояние. Таким образом, материал глубинной зоны приобретает совершенно иные механические свойства, чем жесткая масса слабо метаморфизованных пород оболочки - "покрова" (верхняя часть складчатого сооружения - супраструктура - Oberbau). Далее, в зависимости от величины нагрузки перекрывающих пород и тектонических сил

<sup>1</sup> Под реоморфизмом понимается высшая степень гранитизации, в результате которой, в условиях частичного селективного плавления, породы приобретают высокую механическую подвижность, способность к пластическому течению и выжиманию.



(К.Е. Вегманн признавал и тот, и другой факторы) разуплотненный гранитоидный материал постепенно вовлекается в движение и вследствие своей пластичности выжимается из нижней части складчатого сооружения вверх. При этом жесткие породы супраструктуры, располагающиеся выше фронта мигматизации, образуют сводовое поднятие с характерными разрывными нарушениями. В свод, в область меньших давлений, устремляется мобильный гранитоидный материал глубинных зон, в результате чего сводовое поднятие превращается в купол. В его апикальную часть внедряются интрузивные граниты. К.Е. Вегманн отмечал, что если в глубинных зонах особое значение в перемещении вещества имеют поровые жидкости, то по мере продвижения в верхние зоны перемещение приобретает диапировый характер. Именно эту черту нарастания диапиризма в перекрывающих отложениях, т.е. по существу в супраструктуре К.Е. Вегманна, позднее подчеркнул П. Эскола (Escola, 1949).

Е.В. Павловский (1968, с.8) обратил внимание, что структурные этажи К.Е. Вегманна не отвечают содержанию, позднее вложенному в этот термин А.А. Богдановым (1963, с. 4). Эта важная особенность не учитывается в ряде работ, касающихся проблемы гранито-гнейсовых структур. Этажи, выделенные К.Е. Вегманном (Wegmann, 19356), хотя и различаются - в силу разных физических свойств материала, участвующего в их строении, - структурными планами и степенью метаморфизма, относятся к одному циклу движения. Они могут не соответствовать определенным этапам осадконакопления: граница между этажами определяется границей фронта мигматизации. Отсюда, вероятно, некоторая искусственность выделения инфра- и супраструктур. Поверхность фронта мигматизации может пересекать поверхность структурных этажей (в понимании А.А. Богданова), выделенных на историко-геологической основе по перерывам и несогласиям между этажами, но в частном случае может и совпадать с ними. Такое совпадение наблюдается, например, в западной части Алданского щита, где тела раннепротерозойских гранито-гнейсов спаяли в единое целое нижний и верхний структурные этажи фундамента Сибирской платформы (Лейтес, Федоровский, 1972, с. 59), или в районе Северного Приладожья Балтийского щита (Escola, 1949, 1951).

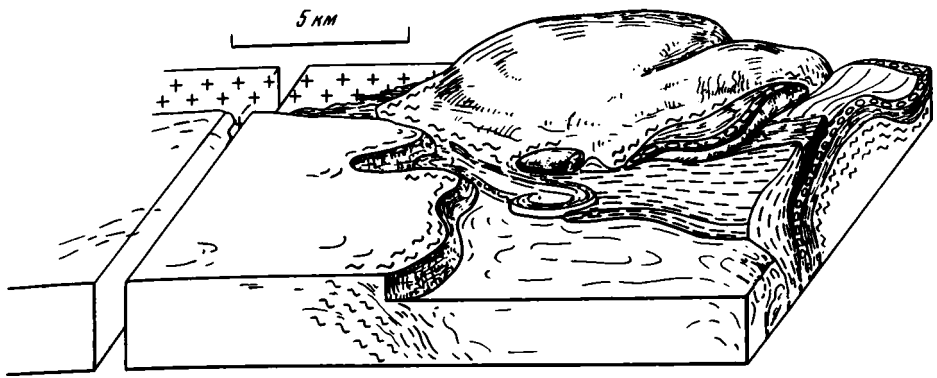
Согласно К.Е. Вегманну (Wegmann, 19356), образование нижнего и верхнего структурных этажей происходило в процессе последней, наиболее молодой складчатости, т.е. "единый цикл движения" - это длительный прерывисто-непрерывный процесс развития гранито-гнейсовых структур.

Не исключено, что гранито-гнейсовые структуры, заложившись еще на ранней стадии развития земной коры, как полагает Е.В. Павловский (1962а,б, 1970, 1973; Павловский, Марков, 1964), могли сохранять свое пространственное положение, несмотря на смену тектонического режима, и нашли отражение в развитии конседиментационных антиклинорий и геантиклинальных поднятий в верхних структурных этажах. Примеры подобного явления приведены Т.Г. Павловой (1964, 1967, 1974) и М.З. Глуховским (1969).

Концепция П. Эскола и Э. Кранка. Дальнейшее развитие представления о генезисе гранито-гнейсовых структур получили в работах П. Эскола (Escola, 1949, 1951, 1952) и Э. Кранка (Kranck, 1957, 1972).

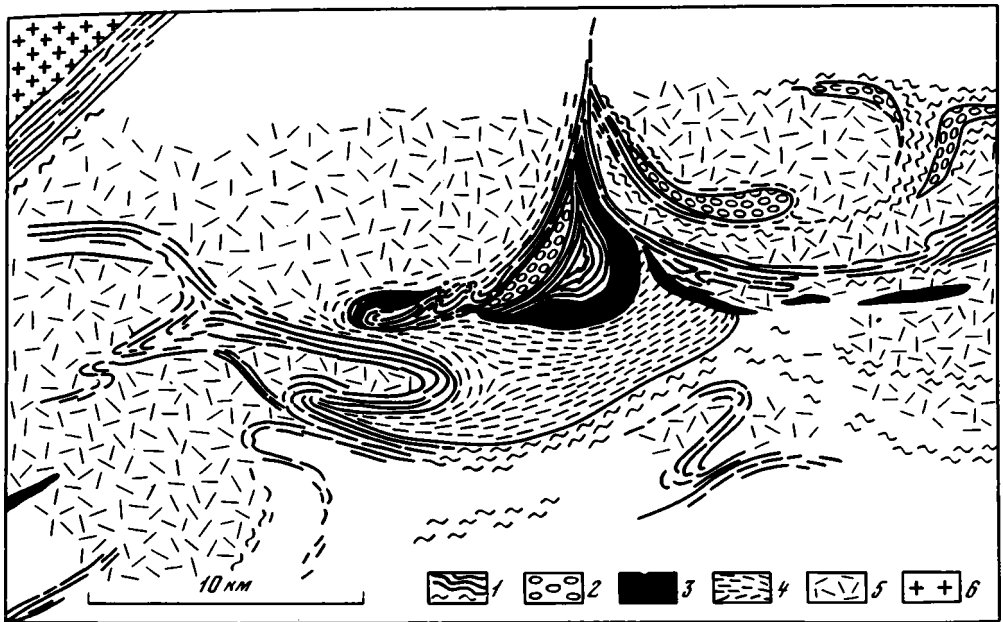
В вопросе о происхождении гранито-гнейсов, слагающих купола, П. Эскола близок к И. Седерхольму (Sederholm, 1926), выдвинувшему положение об "ихоре" - гранитизирующих растворах, разреженных флюидах, отделявшихся на глубине от магмы и воздействовавших на вмещающие породы, доводя их до анатексиса. П. Эскола (Escola, 1933, 1950, 1956) считал гранито-гнейсы продуктом гранитизирующего метасоматоза, который он связывал с гранитной магмой, и полагал, что мобильность - есть свойство пород, достигших гранитоидного состава. Основное положение гипотезы П. Эскола - идея о ремобилизации гранитоидного материала в результате анатексиса и калиевой фельдшпатизации - было позднее подхвачено широким кругом исследователей.

Э. Кранк (Kranck, 1951, 1953, 1955, 1957, 1972), исходя из личных наблюдений и анализа литературных данных, тщательно разобрал различные тектонические стили (а не различные типы куполов) в гнейсово-мигматито-



Фиг. 8. Блок-диаграмма куполовидных структур района Хельсинки (Кранск, 1957)

Купола, образованные мобилизованным мигматитовым материалом, деформируют древние породы покрова (супраструктуру).  
Условные обозначения см. фиг. 9



Фиг. 9. Отражение куполовидных структур в породах покрова. Район Хельсинки (Кранск, 1957)

1 - парапороды и метавулканыты: лептиты, слюдяные сланцы, мраморы; 2 - основные вулканические породы с подушечными лавами; 3 - синорожденные габбро и плагиоклазовые граниты; 4 - мигматиты; 5 - микроклиновые граниты, частично превращенные в мигматиты; 6 - граниты рапакиви. В породах покрова видны древние докупольные складчатые формы, сохранившиеся локально в виде фрагментов в мигматизированных гнейсах и сланцах.

вых сериях докембрия Южной Финляндии, Гренландии, Канады. Взяв за основу инфра- и супраструктуры К.Е. Вегманна, Э. Кранк выделил среди докембрийских образований четыре тектонических стиля, отличающихся один от другого степенью изменения супраструктуры.

1. Супракрупальные породы с сохранившимися первичными структурами, осложненными мигматитовыми куполами, в Южной Финляндии и в провинции Гренвилл в Канаде (фиг. 8, 9).

2. Ультраметаморфические (полностью гнейсированные) образования с вулканическими породами или без них, с мигматитовыми покровами и ярусами в понимании К.Е. Вегманна. Это так называемые антиформные и синформные структуры Северо-Восточной и Южной Гренландии, Баффиновой Земли.

3. Крупные - не более 10-15 км в поперечнике или по длинной оси - гнейсово-мигматитовые купола, окруженные полосами нормальных гнейсов, в провинции Черчилл в Канаде и в Юго-Западной Финляндии.

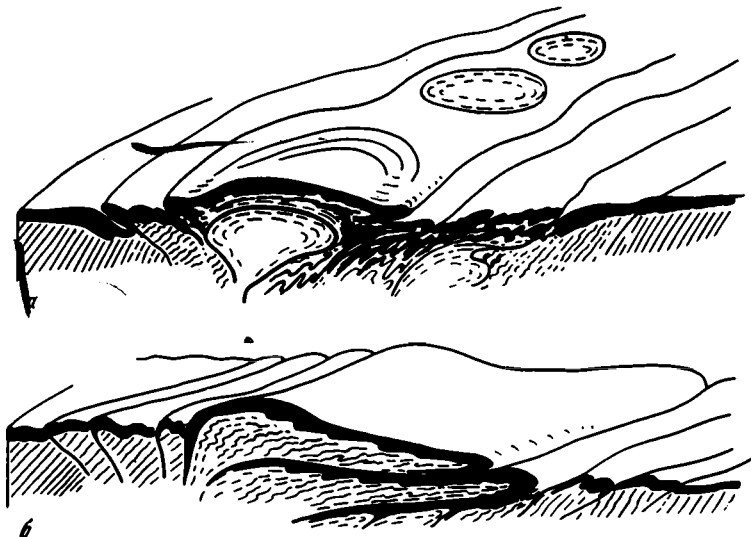
4. Гранитизированный фундамент с небулитовыми (теневыми) останцами древних пород. Это области сплошной гранитизации. Можно предположить, что здесь нет гранито-гнейсовых куполов, а точнее нет возможности их выделить среди сплошных полей гранито-гнейсов.

Э. Кранк показал всю искусственность расчленения кристаллических пород докембрия на инфра- и супраструктуры. По Э. Кранку, инфра- и супраструктуры - это один и тот же складчатый сегмент, уходящий на глубину, а тектонические стили - многочисленные комбинации реоморфизованного фундамента с перекрывающими породами. Под реоморфизмом Э. Кранк понимал деформационное течение в твердом и жидком состоянии, возникшее в результате гранитизации и отражавшее пластичность пород. Таким образом, и П. Эскола, и Э. Кранк считали, что гранитизация пород была сопряжена с пластическими деформациями, а гранито-гнейсовые структуры отражали крайнюю степень гранитизации в условиях тектонической активности.

Так же, как и П. Эскола, Э. Кранк полагал, что движение вверх при куполообразовании может быть объяснено более низким удельным весом гранитизированного материала по сравнению с удельным весом перекрывающих отложений. Однако Э. Кранк одним из первых обратил внимание на то, что в механизме образования куполов присутствует не только вертикальная, но и горизонтальная составляющая движений. При этом он считал, что основным фактором куполообразования, вероятно, являлись именно горизонтальные силы орогении.

Такой подход к проблеме образования гранито-гнейсовых структур сохраняет свою актуальность и в настоящее время, так как дает возможность интерпретировать некоторые особенности строения гранито-гнейсовых структур (в частности, их сложность), не всегда поддающиеся объяснению с точки зрения чистого диализма. Э. Кранк отметил, что в глубинных частях земной коры при определенной температуре породы становятся совершенно пластичными; при этом первоначальное боковое давление трансформируется во всестороннее, воздействуя на жесткие породы, которые окружают активизированные участки. Если гидростатическое давление сильнее давления нагрузки, то перекрывающие слои - супраструктура - будут сдвинуты вверх. В местах соприкосновения выжимаемых высокопластичных масс с жестким покровом возникают лежачие складки типа гренландских, описанных И. Халлером (Haller, 1955, 1956). Э. Кранк (Kranck, 1957) считал, что купольные структуры можно в какой-то мере сравнить с будинажем в крупном масштабе, если за будинированные тела принять блоки жесткого покрова, а гранито-гнейсовые структуры сопоставить с межбудинными образованиями (фиг. 10).

По Э. Кранку (Kranck, 1957, 1972), мигматитовый материал, слагающий ядра гранито-гнейсовых структур, всегда менее компетентен, чем обрамляющие ядро породы. Мигматитовый материал был выжат в пластичной, но не в жидкой форме. Такой механизм образования не позволяет отождествлять структуры, описанные Э. Кранком, с жесткими блоками кристаллического основания, вдвинутыми в более пластичный покров, как полагал Н.Г. Судовиков (1967, с. 94). Гранито-гнейсовые структуры - отнюдь не жесткие блоки, а "крупномасштабные (но не более 10-15 км в поперечнике) вздутые мигматитового материала" (Kranck, 1957, с. 106). Вследствие этого, по-видимому, неправильно противопоставлять механизм их образования (Судовиков, 1967) механизму образования гранито-гнейсовых структур, предложенному П. Эскола (Escola, 1949, 1951).



Фиг. 10. Схематическое представление о двух типах складчатых форм (Кранк, 1957)

*а* – типичные куполовидные структуры областей развития докембрия, в ядрах структур мобилизованный гранитоидный материал, в породах покрова видна тенденция к образованию лежащих складок; *б* – структуры альпийского типа, в ядрах частично мобилизованный материал, породы покрова собраны в протяженные лежащие складки. В областях докембрия типы *а* и *б* связаны взаимными переходами

Гипотезы П. Эскола и Э. Кранка имеют много общего. Однако есть и отличия. При физическом объяснении природы гранито-гнейсов, слагающих ядра рассматриваемых структур, Э. Кранк делает меньший, чем П. Эскола, акцент на их магматической активности. Замечу, что если в работах 50-х годов П. Эскола (Escola, 1949, 1950) писал, что идеальный гранит ( $65-75\% \text{SiO}_2$ ,  $5-7\% \text{K}_2\text{O}$ ,  $2-3\% \text{Na}_2\text{O}$ ,  $1-2\% \text{CaO}$ ,  $4\% \text{FeO}$ ), играющий большую роль в подъеме гранито-гнейсовых куполов, имеет магматическую природу, то уже в более поздней работе (Escola, 1956) граниты того же состава он рассматривал в качестве метасоматических.

П. Эскола полагал, что купола связаны с наложением друг на друга двух орогений, а Э. Кранк для тех же структур Юго-Западной Финляндии выделил две фазы деформаций, разделенные большим промежутком времени, но которые он все же относил к одному орогеническому циклу. Первая фаза деформаций, как и первая орогения П. Эскола, – докупольная. В течение этой фазы породы супраструктуры испытали сильную механическую деформацию, но сравнительно небольшую перекристаллизацию. Во вторую фазу при подъеме куполов происходили явное размягчение и гранитизация супраструктуры и она подверглась складчатости вместе с мобильным фундаментом. Э. Кранк не датировал интервалы между первой и второй фазами деформаций, поэтому сравнить их длительность с орогениями П. Эскола не представляется возможным. Однако само сопоставление представлений П. Эскола и Э. Кранка еще раз свидетельствует, что вопрос о фазах деформаций весьма сложен, непосредственно связан с историей развития района и его конкретных структур.

Далеко не всегда можно решить однозначно, через сколько фаз деформаций в течение одного или ряда орогенических циклов прошла гранито-гнейсовая структура. С этой точки зрения противоречие во взглядах П. Эскола и Э. Кранка является типичным. Литературный материал с очевидностью показывает, что нет ни одной гранито-гнейсовой структуры, вопрос о фазах деформации которой не был бы спорен. Более того, даже в одном и том же рай-

оне одни исследователи выделяют гранито-гнейсовые структуры и намечают последовательность их формирования, а другие не отводят им места в геологической истории района: например, М.Н. Белянкина (1969; Белянкина, Долгинов, 1964) и О.А. Вотях (1968) для района Енисейского кряжа; Г.А. Калев (1965, 1973) и В.Н. Гладкий (1970) для Украинского щита.

Дальнейшее изучение строения гранито-гнейсовых структур углубило представления об их генезисе, что нашло выражение в ряде новых концепций.

Концепция В.В. Белоусова. Механизм образования гранито-гнейсовых структур подробно рассмотрен в ряде работ В.В. Белоусова (1960, 1962, 1965, 1966, 1969, 1970а,б). Он связывает образование этих структур с радиальными тектоническими силами, вызванными гранитизацией. Подчеркивая важность метаморфической или глубинной складчатости, В.В. Белоусов выделяет ее в самостоятельный кинематический тип, считая, что все тектонические деформации, вызванные стремлением к гравитационному равновесию, представляются собой результат адвекции (всплывания) или адвективных движений.

Материал гранито-гнейсовых куполов, по мнению В.В. Белоусова, образуется в результате воздействия горячих "сквозьмагматических" растворов (в понимании Д.С. Коржинского, 1952, 1955а,б, 1967, 1972) на различные породы, т.е. в процессе гранитизации. "Породы, пройдя стадию начального метаморфизма и подвергаясь гранитизации, несколько увеличиваются в объеме (вероятно, в среднем на 10%). Но наиболее важной стадией является та, во время которой развивается сам процесс гранитизации и когда, следовательно, породы подвергаются по крайней мере частичному плавлению в условиях большого насыщения их летучими компонентами. В это время должно происходить действительно большое увеличение объема. Именно тогда образуются гранитные купола" (Белоусов, 1966, с. 93). Как и П. Эскола, В.В. Белоусов считает возможным образование гранито-гнейсовых структур и в процессе активизации - повторной мобилизации, при которой древние граниты размягчаются; удельный вес их уменьшается и они "всплывают" в форме куполов, воздействуя и механически, и термически на покрывающие их породы. По В.В. Белоусову, "всплывание гранитоидов" происходит с поверхности какого-то единого гранитного слоя, расположенного на глубинах от 1-2 до 10-15 км. Этот процесс определяется "инверсией плотностей", когда более легкий материал гранитного состава, насыщенный газами, оказывается лежащим под тяжелыми перекрывающими породами. "Механизм этого всплывания вполне идентичен всплыванию соли при образовании диапировых куполов" (Белоусов, 1966, с. 339).

В.В. Белоусов приходит к выводу, что деформации, возникающие в текучем гранито-гнейсовом материале, в связи с гранитизацией, носят пластический характер и механически аналогичны складчатости нагнетания. Он подчеркивает, что внутри гранито-гнейсовых куполов материал должен "сгужаться" с образованием сжатых изоклинальных складок, так же как соль, создающая складки внутри ядер нагнетания. "Поскольку в архейских толщах преобладают мелкие складки с вертикальными шарнирами, следует думать, что в глубоких зонах земной коры преобладают выжимание и перемещение материала в горизонтальном направлении" (Белоусов, 1960, с. 341). По различному характеру движения материала В.В. Белоусов выделяет "этажи глубинности", считая, что развитие гранито-гнейсовых структур происходит на самом нижнем этаже.

Этажи глубинности В.В. Белоусова в генетическом отношении можно сравнить со структурными этапами в понимании К.Е. Вегманна (Wegmann, 1935а, б), сопоставив с супраструктурой второй и третий этажи так называемой глыбовой и поверхностной складчатости, а с инфраструктурой - этаж глубинной складчатости. Механизм образования гранито-гнейсовых структур, предложенный В.В. Белоусовым, во многом сходен с "диапиризмом" К.Е. Вегманна, что неоднократно подчеркивал и сам автор. Существенным же отличием является то, что если К.Е. Вегманн, по крайней мере частично, связывал подъемный эффект "диапировых плутонов" с магматическим внедрением, то В.В. Белоусов решающим фактором такого подъема считает разуплотнение вещества при гранитизации.

В концепции происхождения гранито-гнейсовых структур В.В. Белоусова, как, впрочем, и в других гипотезах, много спорного, ибо сам процесс куполообразования весьма сложен и еще во многом не ясен. Это заставляет исследователей часто выводить объяснение процесса не из непосредственных геологических наблюдений, а из теоретических умозаключений. В частности, вызывает сомнение аналогия гранито-гнейсовых структур с соляными штоками и валами. Из работ как В.В. Белоусова, так и других геологов ясно вытекает, что развитие гранито-гнейсовых структур - процесс многостадийный, с неоднократно меняющимся физическим состоянием материала, слагающего структуры, с переходом от мобильного состояния вещества с характерными пластическими деформациями к консолидации и далее к новой мобилизации вещества. Естественно предположить, что в таком процессе много своеобразных моментов, существующих только гранито-гнейсовым куполам, которые не могут быть объяснены с позиций соляной тектоники.

Можно было бы отметить и ряд других дискуссионных сторон гипотезы В.В. Белоусова. Однако более важным кажется то, что на основе обобщения большого фактического материала и экспериментальных исследований В.В. Белоусов показал реальную возможность "всплывания" гранито-гнейсового материала при формировании куполов.

Теневая сторона гипотезы В.В. Белоусова состоит в том, что она породила представления об универсальности и всеобщности процессов "всплывания", которые привели некоторых исследователей (Грабкин, 1965а,б, 1972; Салоп, 1967, 1971а, 1972, 1973; Афанасов, Лопатинский, 1969; Салоп, Травин, 1971, 1973; Афанасов, 1971, 1973; и др.) к выделению гигантских гранито-гнейсовых куполов размером до 800 км в поперечнике. Показательна в этом отношении позиция Л.И. Салопа.

Концепция Л.И. Салопа. Л.И. Салоп (1967, 1971а,б), впервые описавший "гнейсовые складчатые овалы", отметил, что они отличаются от гранито-гнейсовых куполов исключительной приуроченностью к архейским образованиям, размерами и сложным внутренним строением. Между овалами хаотически расположены складки и небольшие купола. Рассматривая генезис складчатых овалов, Л.И. Салоп предполагает, что их появление обусловлено подъемом реоморфизованных масс земной коры. "Подъем реоморфизованного материала происходил вследствие его более высокой пластичности, меньшего удельного веса, увеличения объема в результате нагревания и привноса ювенильного вещества, наличия поровых растворов и газов" (Салоп, 1971а, с. 23). По существу, Л.И. Салоп не делает принципиального различия между всплыванием гранито-гнейсовых куполов и гнейсовых складчатых овалов. Однако, учитывая огромные размеры овалов, он полагает, что источник тепловой энергии в данном случае находился на значительной глубине, вероятно, даже в средней части мантии.

Гнейсовые складчатые овалы были выявлены Л.И. Салопом в пределах центральной части Алданского щита. Исследованиями многих геологов (Билибин, 1941; Павловский, 1944, 1947; Лазько, 1945, 1948, 1956, 1964, 1971а, б,в) было показано, что основой плана деформаций архея центральной части Алданского щита являются крупные линейные складки выдержанного северо-западного простирания. Геологосъемочные и тематические работы последних лет с широким использованием дешифрирования в целом подтвердили этот вывод, хотя и выявили несколько более сложный характер деформаций. Так, Л.М. Минкин (1957 г.) показал, что для Алданского района характерны структуры северо-западного простирания, для Нижне-Тимптонского района - изогнутые и виргирующие в плане линейные структуры угловатой, но не замкнутой формы, а для Верхне-Тимптонского - действительно дугообразные, искривленные в плане линейные структуры, но не создающие, однако, впечатления концентрического замыкания.

В целом ранний структурный план Алданского щита представлен системой линейных складок амплитудой до 5 км (прямых, наклонных и опрокинутых), с пологим, почти горизонтальным зеркалом складчатости, образующим изгибы,

с углами наклона в несколько градусов (Гришкян, 1966, 1970; Максимов, Угрюмов, 1966; Угрюмов и др., 1971; Фрумкин, 1967, 1970; Черкасов, 1967, 1968). Данные наблюдения противоречат мнению о существовании гнейсовых овалов как единой замкнутой системы складок с преобладающим наклоном осевых поверхностей к периферии овалов. В лучшем случае, как было отмечено Е.В. Павловским (1962а), можно говорить о сочетании соизмеримых антиклинориев и синклинориев, осложненных более мелкими формами.

В центральной части Алданского щита действительно существуют гранито-гнейсовые купола, однако размер их не превышает 10 км в поперечнике. Есть основания полагать, что возникновение их связано с наложенными деформациями, сопровождавшимися гранитизацией и реоморфизмом ранее образованных метаморфических толщ (Другова и др., 1959; Судовиков и др., 1962а,б; Гришкян, 1970; Кудрявцев, 1973; и др.). Эти данные также противоречат утверждению Л.И. Салопы (1971а, с. 12) о том, что в пределах Алданского щита гнейсовые складчатые овалы выражены "наиболее стчетливо, поскольку не переработаны более молодыми деформациями и обнажаются на большой площади".

Не находит подтверждения и другой тезис Л.И. Салопы (1971а, с. 9) о том, "что в пределах складчатых овалов почти все супракрусталльные породы, кроме кварцитов и мраморов, бывают в той или иной мере гранитизированы и превращены в различного рода полосчатые мигматиты или гнейсо-граниты с тевевыми реликтами субстрата". О.В. Грабкин (1965а,б, 1972), описавший Алданский, Верхне-Тимптонский и Нижне-Тимптонский гранито-гнейсовые "сверхкупола", по существу, явившиеся прообразом гнейсовых складчатых овалов Л.И. Салопы, отмечал, что в их ядрах обнажаются высокоглиноземистые гнейсы и кварциты верхнеалданской свиты, а по периферии - основные кристаллические сланцы и карбонатные породы федоровской свиты иенгрской серии. Другими словами, породы архея удается стратифицировать, несмотря на значительную гранитизацию. По наблюдениям Р.И. Гришкяна (1970, с. 11), ядерные части "гнейсовых складчатых овалов" в центральной части Алданского щита гранитизированы не более, чем обрамление. Е.П. Максимов и А.Н. Угрюмов (1966) показали, что крупные поля гранитизации здесь контролируются системой долгоживущих региональных разломов древнего заложения, а А.Р. Энтин (1966) установил, что степень гранитизации заметно снижается к периферии таких полей, а не к окраинам складчатых овалов, как считает Л.И. Салоп. Что же касается собственно гранито-гнейсовых куполов центральной части Алданского щита, то приведенная выше цитата из работы Л.И. Салопы с полным основанием может служить оценкой степени гранитизации пород этих структур. Более того, даже такие трудно гранитизируемые породы, как кварциты, при прослеживании к центрам гранито-гнейсовых куполов постепенно переходят в кварцито-гнейсы, а затем в гнейсо-граниты.

Приведенный материал заставляет сомневаться в самом существовании гнейсовых складчатых овалов в пределах центральной части Алданского щита.

Три складчатых овала выделены и в пределах Анабарского щита (Салоп, 1971а, 1973). Наиболее крупный из них достигает 750 км по длинной оси. Эти гигантские структуры не находят отражения в геологическом материале М.И. Рабкина (1959, 1960, 1967), изучавшего в течение многих лет кристаллические образования Анабарского массива. Этот исследователь установил здесь систему широких пологих складок северо-западного простирания, на которую затем наложилась изоклиальная складчатость того же плана. Это подтверждается данными анализа магнитного поля, "которое выражено системой чередующихся линейных максимумов и минимумов, параллельных общему северо-западному простиранию складчатых образований архея" (Кропоткин и др., 1971, с. 138). Таким образом, если в пределах Алданского щита наиболее древние образования иенгрской серии архея характеризуются мозаичным строением магнитного поля (там же, с. 127), что в какой-то мере может служить предпосылкой для выделения гнейсовых овалов, то полевые аномалии Анабарского массива не дают к этому никаких оснований.

Сомнение в существовании гигантских концентрических структур типа гнейсов складчатых овалов вовсе не означает отрицания возможности самого процесса всплывания гранито-гнейсовых масс при образовании куполов. Гипотезы "всплывания" легких и пластичных масс, хотя и не в таких грандиозных масштабах, на какие указывает Л.И. Салоп, придерживаются многие исследователи. Реальность всплывания подтверждена многочисленными экспериментальными работами (Лебедева, 1956, 1966; Сычева-Михайлова, 1969, 1970; Ramberg, 1963; Bemer a.o., 1972; Fletcher, 1972). Однако возможность "всплывания" ремобилизованных масс, создающих гранито-гнейсовые структуры, по-видимому, еще не следует повсеместно отождествлять с самим фактом существования этого процесса и видеть в каждом выходе (массиве) гранито-гнейсов гранито-гнейсовый диапир.

## ИНТРУЗИИ ИЛИ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЕ СТРУКТУРЫ?

Наиболее близки к представлениям о "всплывании" гранито-гнейсовых масс воззрения об интрузивном генезисе гранито-гнейсовых куполов. Принципиальное различие этих точек зрения в разной трактовке физического состояния вещества: при "всплывании" гранито-гнейсовые массы пластичны, и лишь при перерастании процесса гранитизации в анатексис они переходят в жидкое состояние (секущие граниты в центральных частях куполов); при интрузивном генезисе гранитоидные массы текучи и купола, по-видимому, должны представлять собой батолиты магматических гранитов.

Структуры, для которых может быть достоверно установлен интрузивный генезис, надо исключать из числа гранито-гнейсовых и относить к собственно магматическим интрузивным телам. Примером подобных интрузивных куполовидных построек, с закономерным концентрическим расположением вмещающих пород вокруг гранитного ядра, могут служить интрузивы района Кавказских Минеральных Вод (Соболев, Лебедев-Зиновьев, 1964).

Однако в ряде случаев отличить интрузивные структуры от гранито-гнейсовых очень трудно. На трудности интерпретации концентрических структур указал Д.С. Коржинский (1967, 1973), отметив, что такое строение гранитоидных массивов, с наиболее кислыми фациями в центре, может быть объяснено не многофазным внедрением, а более интенсивной метаматической дебаазификацией в этих срединных частях. По-видимому, ни детальное петрографическое, ни геохимическое изучение само по себе не даст ответа на вопрос о природе гранитоидного материала, о его пластичности или текучести. В основе вывода о происхождении структур должны лежать тщательные геологические исследования. Очевидно, чем длительнее история формирования и сложнее строение гранито-гнейсовых структур, тем больше оснований для противоречивых взглядов на их происхождение. Так, раннепротерозойские купола южного обрамления Печенги интерпретируются то как интрузии (Загородный и др., 1964; Жданов, 1966; Виноградова, 1968, 1971), то как структуры, возникшие в результате гранитизации (Жданов, 1970). Третья группа исследователей считает их выступами фундамента, частично реоморфизованного и измененного процессами ультраметаморфизма (Харитонов, 1966; Поляк, 1967; Предловский и др., 1968), а по мнению четвертых (Гилярова, 1967), — они объяснены своим происхождением сочетанием глыбовых движений фундамента и межформационных гранитных интрузий.

В итоге вопрос о генезисе гранито-гнейсовых структур может рассматриваться как часть сложнейшей проблемы происхождения гранитоидов. Видимо, не случайно гранито-гнейсовые купола в ряде случаев отождествляют то с куполовидными структурами магматического происхождения, то с массивами гранитоидов, образовавшихся на месте, то с телами метасоматического происхождения. В то же время критерии расчленения концентрических структур разного происхождения разработаны недостаточно. Возможно, этим объясняется и то обстоятельство, что гранито-гнейсовые структуры не находят места



Таблица 3

## Сопоставление характерных признаков концентрических структур

Признаки	Гранито-гнейсовые купола	Интрузивно-купольные структуры
Геологическое положение	Залегание среди метаморфизованных, реже среди слабо метаморфизованных пород	Залегание среди неметаморфизованных, слабо метаморфизованных и метаморфизованных пород
Морфология и размеры	Округлые, удлиненные в плане тела до 5-10 км, реже до десятков километров в поперечнике	Округлые, реже удлиненные в плане тела до десятков километров в поперечнике
Внутреннее строение		
1. Общее строение	Концентрическое строение (от периферии к центру): осадочная оболочка, метаморфическая оболочка, гранито-гнейсовое ядро, секущие лейкократовые гранитоиды в пределах гранито-гнейсового ядра	Концентрическое строение: осадочная оболочка, зона роговиков, реже метаморфических пород, гранитоидное ядро с лейкократовыми гранитами в центре. В случае, когда вмещающими являются метаморфические породы, структуры близки к гранито-гнейсовым куполам
2. Контакты между гранитоидным ядром и вмещающими породами	Постепенные. Реже между метаморфической и осадочной оболочками отмечаются концентрические разрывы	Резкие и, как правило, нечеткие, когда вмещающие породы - метаморфические
3. Положение структуры по отношению к вмещающим толщам	Конформное	Как конформное, так и секущее
Изменение вмещающих пород	Осадочная оболочка - прогрессивный метаморфизм с увеличением степени метаморфизма к контакту с метаморфической оболочкой.  Метаморфическая оболочка - смена прогрессивного метаморфизма гранулитовой или амфиболитовой фаций регрессивным, обусловленным изменением пород при гранитизации  Нарастание гранитизации к гранито-гнейсовому ядру. Все разности пород связаны постепенными переходами	Зона роговиков на контакте гранитоидного ядра и вмещающих пород. Если вмещающими служат метаморфические породы, изменения близки к наблюдаемым в гранито-гнейсовых куполах, отмечается снижение степени метаморфизма, обусловленное гранитизацией и фельдшпатизацией вмещающих пород. Контактные породы в общем случае представлены мигматитами, фельдшпатизированными породами, биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, образованными за счет древних метаморфических пород. Все разности пород связаны постепенными переходами
Структурные признаки	Усложнение формы складок и увеличение роли структур течения от периферии купола к гранито-гнейсовому ядру. Наличие турбулентных складок в гранито-гнейсовом ядре.  Уменьшение количества и размеров будин от периферии к центру гранито-гнейсового ядра. Состав будин по периферии купола отвечает составу вмещающих пород, а в центре купола - составу наиболее устойчивых к процессам гранитизации пород. Как правило, это темные реликты будин основного состава либо кварциты.  Неупорядоченная гнейсовидность в центре гранито-гнейсового ядра и концентрическая - вблизи периферии ядра	Структуры течения в пределах гранитоидного ядра, как правило, не связаны с деформационными структурами вмещающих пород. Часто на контакте гранитоидного ядра и вмещающих пород отмечаются зоны течения - шпирь, параллельно ориентированные пластинчатые минералы - слюды со структурами в гранито-гнейсовых куполах.  Наиболее характерны ксенолиты, распределенные более или менее равномерно в гранитоидном ядре с некоторым увеличением их количества в периферийной зоне. Ксенолиты представлены неизменными и слабо измененными породами, чуждыми вмещающим породам. В случае, когда вмещающими являются метаморфические породы, эти различия стираются.  Гнейсовидность обычно отсутствует или появляется на контакте с вмещающими породами

Таблица 3 (окончание)

Признаки	Гранито-гнейсовые купола	Интрузивно-купольные структуры
Состав гранитоидов	Гетерогенный минеральный и химический состав пород гранито-гнейсового ядра, зависящий от состава пород, подвергшихся гранитизации. Смена состава от гранито-гнейсов к вмещающим породам постепенна  Среди гранито-гнейсов ядра обычны реликтовые минералы, характеризующие состав гранитизируемых пород	Минеральный и химический состав гранитоидов ядра однороден и не зависит от состава вмещающих пород  Реликтовые минералы вмещающих пород, как правило, отсутствуют
Отражение структуры в геофизическом поле	Более или менее ясно выраженные отрицательные аномалии силы тяжести над теми и другими структурами	

в схемах генетической классификации гранитоидов (Кузнецов, 1964; Слободской, 1971; и др.).

На основе литературных данных и по личным наблюдениям я попытался сопоставить признаки, характерные для собственно гранито-гнейсовых и концентрических интрузивно-купольных структур, с которыми столь часто отождествляют первые (табл. 3). В таблице уделено внимание лишь тем интрузивным структурам, которые наиболее близки к гранито-гнейсовым куполам по морфологическим и некоторым генетическим признакам. Из приведенных данных видно, что часто, особенно в тех случаях, когда интрузивно-купольные структуры локализованы в поле развития метаморфических пород, их почти невозможно отличить от неинтродуцированных гранито-гнейсовых куполов. По-видимому, более или менее удачное решение вопроса о генетическом расчленении этих двух типов структур может быть достигнуто на тектонической основе, при анализе конкретной геологической обстановки их образования.

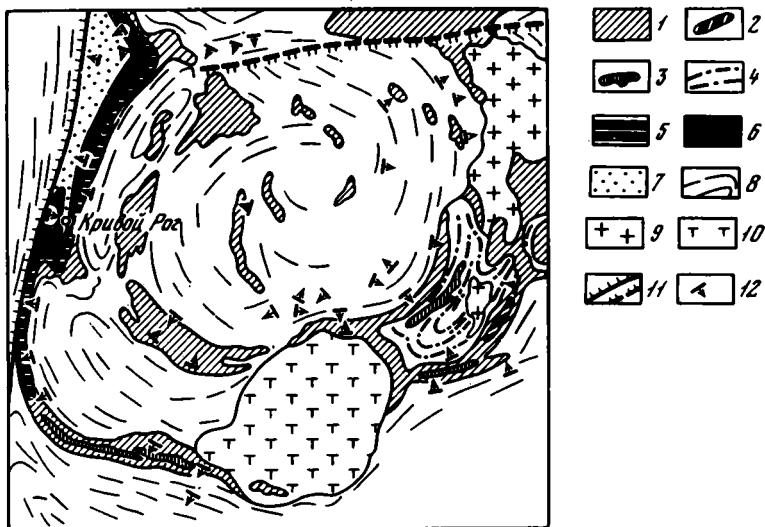
### БЛОКОВЫЙ И БЛОКОВО-КУПОЛЬНЫЙ ГЕНЕЗИС

Представление о гранито-гнейсовых структурах будет неполным, если не остановиться на гипотезах их блокового и блоково-купольного генезиса, хотя эти гипотезы практически снимают вопрос о пластических деформациях в гранито-гнейсовых структурах.

Концепция Н.Г. Судовикова. Впервые представление о блоковой (глыбовой) природе гранито-гнейсовых структур было сформулировано Н.Г. Судовиковым (1954) на примере тех же структур, которые послужили П. Эскола (Escola, 1949) основой при выделении "окаймленных гнейсовых куполов". Н.Г. Судовиков рассматривал эти купола как глыбы (массивы) фундамента, которые были подняты тектоническими силами и "внедрены" (вдавлены) в виде штампа в породы покрова. Перемещение глыб "сопровождалось сильным трением, вызвавшим катаклаз и милонитизацию в их краевых частях и вдоль зон внутренних расколов" (Судовиков, 1954, с. 172). Он полагал, что к моменту блоковых движений осадочно-вулканогенный покров (породы ладожской и сортавальской серий) был уже сформирован, дислоцирован и испытал метаморфизм.

Таким образом, главная роль в образовании "массивов" в этой концепции отводится глыбовым движениям фундамента, а не процессам ремобилизации. Основой для такого вывода послужили те особенности строения "массивов", которые, по мнению Н.Г. Судовикова, противоречат концепции "окаймленных куполов" П. Эскола. Одной из таких особенностей является то, что породы гранито-гнейсовых "массивов" на контактах с обрамляющими породами нередко падают под "массивы", а сами "массивы" не имеют формы куполов.

Анализ литературных материалов показал, что отмеченная Н.Г. Судовиковым особенность контакта характерна не только для куполов Северного Приладо-



Фиг. 11. Саксаганский купол Украинского кристаллического щита (Каляев, 1970б)

1 - амфиболиты, апоспилиты, ортосланцы; 2 - железистые кварциты среди амфиболитов; 3 - ультрабазиты; 4-7 - криворожская серия: 4, 5 - нижняя свита: 4 - сланцы хлоритовые и серицитовые, апокератофиры, 5 - кварцито-песчаники, филлиты, тальковые сланцы, 6 - средняя свита: железистые кварциты, джеспилиты, слюдяные, хлоритовые и амфиболовые сланцы, 7 - верхняя свита: углистые и графитовые сланцы, кварцито-песчаники, доломиты, кварциты, конгломераты; 8 - плаггиомигматиты, анатектические граниты и простирации в них ориентированных текстур; 9 - микроклин-плаггиоклазовые граниты; 10 - микроклиновые граниты; 11 - глубинные разломы (установленные и предполагаемые); 12 - элементы залегания

жья, но и для многих гранито-гнейсовых структур в самых различных областях их распространения. В обрамлении гранито-гнейсовых структур породы покрова нередко находятся в опрокинутом залегании. Так, Г.И.Каляев (1970, б, с. 19) показал, что обрамляющие ядро Саксаганского купола (Украинский щит) (фиг. 11) "породы спилито-диабазовой формации поставлены очень круто, почти вертикально, местами же подвинуты под мигматиты". Такой характер контакта Г.И.Каляев объяснял перемещением или всплыванием гранито-гнейсовых пород ядра. Те же явления детально описаны И.Халлером (Haller, 1955, 1958) и другими исследователями (см. фиг. 6). Возможно, что указанный характер контакта гранито-гнейсового ядра и обрамляющих пород свидетельствует не о жестком, как полагал Н.Г.Судовиков, а, напротив, о пластичном состоянии гранито-гнейсового материала. По-видимому, на границе гранито-гнейсового фундамента и покрова пластичный реоморфизованный материал растекался в стороны, создавая булаво- и грибообразные формы, что и может служить объяснением падений контактов под "массив" (Белюсов, 1966; Салоп, 1971а; Haller, 1955, 1956).

Представлениям Н.Г.Судовикова противоречит также форма "блоков" в современном эрозионном срезе. Достаточно обратиться к многочисленным тектоническим схемам и картам как советских, так и финских геологов (Кратц, 1963; Предовский, Петров, 1967; Глебовицкий, 1970; Яковлева, 1971; Trüstedt, 1907; Wegmann, 1929; Escola, 1949; Simonen 1960; и др.), чтобы убедиться в том, что "массивы" имеют в плане нехарактерную для блоков овальную форму, хотя и не всегда правильную.

Исходя из того, что гнейсовидность в центральных частях "массивов" выражена неотчетливо, Н.Г.Судовиков полагал, что степень гранитизации здесь

была недостаточной для приведения пород в пластичное состояние. Автономный план гнейсовидности в центрах массивов, по мнению Н.Г.Судовикова, возник на глубине до начала блоковых движений и формирования пород покрова, а конформные оболочки гнейсовидности и мигматизация в их краевых частях являются более поздними, наложенными и появились в результате "внедрения" блоков в породы покрова. Разрыв во времени образования гнейсовидности одних и тех же гранито-гнейсовых массивов позволил Н.Г.Судовикову высказать предположение о жесткости пород, слагающих блоки. Однако дальнейшее исследование куполов Приладожья как сотрудниками Н.Г. Судовикова, так и другими геологами (Предовский, Петров, 1967; Судовиков и др., 1970) показало, что образование пород покрова совпадало с началом "блоковых движений", о чем свидетельствует резкое уменьшение мощности пород покрова над сводами куполов. Эти данные позволяют говорить о вероятной синхронности возникновения гнейсовидности в разных частях массива. Само по себе автономное строение центральных частей гранито-гнейсовых массивов не может однозначно указывать на их блоковый генезис, так как является весьма характерной чертой многих гранито-гнейсовых структур.

Интенсивность межкупольных деформаций Н.Г.Судовиков объяснял тем, что породы покрова в момент "внедрения" жестких гранито-гнейсовых блоков были пластичными и, будучи зажатыми между блоками, обтекали последние. Однако анализ деформаций в межкупольных синклиналях или в межблоковых пространствах не дает оснований для вывода о жесткости или пластичности "внедрящегося" гранито-гнейсового ядра, так как одни и те же геологические данные позволили П.Эскола и Н.Г.Судовикову выдвинуть взаимоисключающие концепции. Очевидно, и в случае подъема мобилизованного гранитоидного материала, и в случае штамповой складчатости в породах покрова (над сводами структур) может наблюдаться закономерное уменьшение мощности, как следствие поперечного изгиба и раздавливания "слоев". В то же время в пространствах между поднимающимися гранито-гнейсовыми структурами или блоками в результате трансформации вертикальных сил в горизонтальные могут возникнуть ориентированные структуры, огибающие гранито-гнейсовые ядра. По литературным данным, строение большинства межкупольных пространств гранито-гнейсовых структур сходно с наблюдаемыми в Северном Приладожье.

Пластичность покрова не указывает на одновременную жесткость гранито-гнейсового ядра. Гранито-гнейсовые структуры формировались не на поверхности, а "близко к дну геосинклинального трога" (Судовиков, 1967, с. 95), поэтому можно полагать, что здесь преобладали пластические деформации. Об этом же говорит тот факт, "что на контакте толщ ладожского комплекса и пород фундамента разрывы со значительной амплитудой смещения не возникли" (Судовиков и др., 1970, с. 90).

Вероятно, лишь изучение внутренних структур ядра и характера контактов может дать ответ на вопрос, какой же материал — гранито-гнейсового ядра или оболочки — был более пластичным. Исследования автора показали, что пластические деформации наиболее отчетливо видны в краевых частях гранито-гнейсовых структур не потому, что здесь породы более пластичны, а в силу их слоисто-неоднородного характера. В то же время в сводах частях гранито-гнейсовых структур текстуры течения часто распознаются с трудом, видимо, вследствие гомогенизации слагающего их гранитоидного материала.

Этот вывод хорошо согласуется с данными К.Менерта (1971, с. 232), который отметил, что центральные части гранито-гнейсовых куполов Шварцвальда "характеризуются независимой картиной течения, что связано с наличием более или менее подвижной среды. Структуры течения особенно отчетливо выражены в переходных, в основном неоднородных участках массивов"<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> К. Менерт отождествляет гранито-гнейсовые или мигматитовые купола с анатектитовыми массивами.

Сходные взаимоотношения детально описаны П.Блаттером (Blatter, 1971), Д.Рисором (Reesor, Moore, 1971), В.Макмилланом (McMillan, 1971; McMillan, Moore, 1974) в гнейсовых куполах Британской Колумбии, К.Коширо (Koshiro, 1972) в мигматитовом куполе метаморфического пояса Хидако и многими другими исследователями. Большинство исследователей отмечают, что гранитоиды ядер гранито-гнейсовых структур подверглись метаморфизму и деформации совместно с вмещающими породами. Даже сторонники концепции Н.Г.Судовикова, характеризующая особенности тектоники Северного Приладожья, отмечают, что "глыбовые структуры возникли в их современном виде одновременно с деформациями супраструктуры" (Лобач-Жученко и др., 1974, с. 60). Этот вывод указывает на модификацию блоковой гипотезы в сторону взглядов П.Эскола.

Безусловно, соотношения ядер гранито-гнейсовых структур с породами обрамления являются крайне сложными, но, видимо, процессы их формирования не следует разделять во времени.

Концепция Н.Г.Судовикова не объясняет, почему осадочно-вулканогенные породы - амфиболиты, биотит-амфиболовые сланцы, кварциты и другие - приобрели большую пластичность, чем гранито-гнейсовые блоки. Более того, Н.Г.Судовиков (1954, 1955, 1964, 1967), связывая пластическое течение с гранитизацией, не раз сам подчеркивал, что породы основного состава и кварциты способны противостоять гранитизации, тогда как гнейсы являются благоприятной средой для развития этого процесса. Большая пластичность пород основного состава, окружающих гранито-гнейсовые ядра, как будто бы подтверждается экспериментами над реальными породами. В этом случае гранитоиды действительно характеризуются наибольшей жесткостью (Тохтуев, 1972, с. 16). Однако следует учитывать, что физико-механические свойства ранее сформированных и ныне наблюдаемых пород вряд ли сопоставимы - подробно этот вопрос разобран ниже.

Веским доводом в пользу концепции Н.Г.Судовикова является наличие внутри гранито-гнейсовых "массивов" узких зон ладожских сланцев и зон бластомилонитов, что, по его мнению, говорит о расчленении жестких блоков на части в процессе их движения. Однако подобные явления обнаружены и в типичных гранито-гнейсовых структурах других районов. Так, Г.И.Каляев установил, что породы, рассекающие крылья, а иногда и ядра куполов Украинского щита, аналогичны слагающим межкупольные синклинали. "Среди многочисленных останцов и ксенолитов, словно вкрапленных в мигматиты и граниты куполовидных антиклиналей, нет каких-либо экзотических пород" (Каляев, 1970б, с. 28).

В ядре купола Ориярви (Tuominen, 1957, 1961, 1966) развиты тела амфиболитов и амфиболовых сланцев, подчеркивающие наряду с гнейсовидностью контуры ядра. Комплекс пород этого купола "мало отличается от образований, слагающих ядра купольных структур, в районах Куопио, Соткума и в Северном Приладожье" (Судовиков и др., 1970, с. 15), послуживших моделью при разработке блоковой гипотезы. Однако данные Х.Туоминана (Tuominen, 1957) свидетельствуют, с одной стороны, об образовании купола Ориярви при мобилизации гранитоидов ядра, а с другой - о возникновении, по меньшей мере, гранодиоритов Ориярви при метасоматической дифференциации. Действительно, геофизические работы выявили зоны повышенной магнитной восприимчивости, которые лежат на продолжении в глубь купола отдельных лептитовых горизонтов обрамления (Tuominen, 1961, 1966). При менее интенсивных процессах реоморфизма внутри ядра, по-видимому, можно было бы ожидать сохранения ксенолитов вмещающих пород, подобно тому как это наблюдается в куполах Северного Приладожья.

Вероятно, присутствие таких останцов, ксенолитов, а точнее остаточных пород (реститов, по К.Менерту, 1971, с. 65), указывает, что на каком-то этапе гранитоиды формировались в статических условиях, замещая исходные толщи. При этом реликты этих толщ, хотя бы частично, сохраняли первоначальное положение среди новообразованных гранитов.

Следует все же признать, вслед за Н.Г.Судовиковым, что присутствие средин гранитоидов ядра ксенолитов является в какой-то мере парадоксальным. Еще более трудно представить, как в гранитоидах, испытавших (если придерживаться гипотезы П.Эскола) ремобилизацию, т.е. прошедших через стадию высокой пластичности, могли сохраниться не только останцы вмещающих пород, но и древние (по Н.Г.Судовикову) мигматитовые текстуры и полосчатость.

Отмеченные Н.Г.Судовиковым зоны бластомилонитов завершили тектоническую историю "выступов" фундамента Северного Приладожья (Лобач-Жученко и др., 1974, с. 56-57). Бластомилонитизации подверглись все породы, включая пегматоидные граниты. Это, по-видимому, говорит о том, что зоны бластомилонитов возникли не во время блоковых движений, как полагал Н.Г.Судовиков, а значительно позже.

Изложенные данные показывают, что предложенная Н.Г.Судовиковым гипотеза не может считаться достаточно обоснованной. Концепция блокового происхождения куполов не объясняет, в частности: 1) признаков пластичности гранито-гнейсовых ядер; 2) овальной формы "блоков" и их сложного внутреннего строения; 3) различий в характере деформаций покровных отложений над куполами и в межкупольных пространствах; 4) редукции межкупольных синклиналей в процессе гранитизации.

Дальнейшие детальные исследования (Лобач-Жученко, 1969, 1972; Глебовицкий, 1970, 1973; Судовиков и др., 1970; Харитонов, 1971; Лобач-Жученко и др., 1974) установили еще более сложную картину развития гранито-гнейсовых структур Приладожья, чем она представлялась П. Эскола и Н.Г.Судовикову. Так, В.А.Глебовицкий и А.Л.Харитонов, не отрицая полностью наличия гранито-гнейсовых куполов в районе Северного Приладожья, доказывают, что эти структуры не несут признаков диапиризма. Купола являются результатом многократных складчатых деформаций гранито-гнейсового фундамента и пород ладожского комплекса, протекавших в обстановке менявшейся пластичности толщ. Возможно, что такая трактовка гранито-гнейсовых структур более реальна, чем механизм, предложенный П.Эскола, или блоковая концепция Н.Г.Судовикова. Примечательно, что в одной из последних работ Н.Г.Судовиков (1967, с. 95) говорит о преобразовании блоковых структур в купольные при нарастающем действии метаморфизма, переходящего в ультраметаморфизм.

С момента обоснования блоковой гипотезы Н.Г.Судовиковым (1954) прошло более 20 лет. За это время гипотеза претерпела существенную эволюцию. Однако приведенный выше разбор представляется оправданным, так как для ряда исследователей, полагающих, что вертикальные блоковые движения являются чуть ли не единственным механизмом образования гранито-гнейсовых структур, гипотеза Н.Г.Судовикова служит теоретической основой.

Концепция Н.В.Горлова. Придерживаясь блоково-купольной (штамповой) гипотезы, обоснованной им в ряде работ по Северо-Западному Беломорью, Н.В.Горлов (1960а,б, 1967, 1972) дополнил основные положения гипотезы Н.Г.Судовикова. Исходя из данных о существовании регионального несогласия между гранитоидами ядра и породами обрамления, а также из наличия галек в основании толщ обрамления, Н.В.Горлов пришел к выводу, что гранито-гнейсовые купола являются характерными структурами зоны соприкосновения двух структурных этажей. Нижний этаж повсюду представлен древнейшими гранитоидами, а верхний — древнейшими метавулканитами и осадками. Гранито-гнейсовые купола трактуются им исключительно как выступы гранитного фундамента, "вдвинутые" в пластичный покров (Горлов, 1972).

Присутствие гальки подстилающих древних гранитоидов в базальных горизонтах перекрывающих отложений отмечали многие исследователи гранито-гнейсовых структур (Розен, 1971; Кейльман, 1974; Escola, 1949; и др.); оно не может служить достаточным аргументом для отрицания диапирового или какого-либо иного генезиса этих структур. Н.В.Горлов же, по существу, отрицает любой другой генезис гранито-гнейсовых структур, кроме блокового, что кажется маловероятным. Очевидно, если однозначно доказан блоковый генезис тектонических форм, их следует исключать из числа гранито-гнейсовых

структур и в дальнейшем не называть куполами, даже с добавлением термина "блок" ("купола-блоки").

Концепция Н.В.Горлова, несмотря на то, что он считает древние гранитоиды сугубо жесткими по сравнению с породами покрова, в какой-то мере близка к положению о "структурных этажах" К.Е.Вегманна (Wegmann, 1935a, b), ибо и в той, и в другой гипотезах купола являются специфическими образованиями, возникшими на границе механически различных толщ — фундамента и чехла. Но в отличие от К.Е.Вегманна Н.В.Горлов ограничивает их распространение поверхностью древних несогласий.

Итак, ни одна из рассмотренных гипотез в чистом виде не дает универсального ответа на вопрос о генезисе гранито-гнейсовых структур, что заставляет исследователей вновь и вновь искать пути к его решению.

### ПОЛИГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ

В целом ряде работ (Синица, 1963, 1965, 1967, 1970; Чесноков, 1966, 1967, 1969; Милеев, 1968, 1969, 1971a, б; Глебовицкий, 1970, 1973; Гранск, 1957, 1972), несмотря на различный подход к проблеме происхождения гранито-гнейсовых структур, выражена общая идея о неоднократной смене одного механизма образования структур другим в процессе их развития, т.е. купола рассматриваются как полигенетические структуры.

По мнению С.В.Чеснокова (1966, 1969), антиформное строение Ларинского и Миасского куполов Восточно-Уральского антиклинория обусловлено сочетанием двух процессов: диапирового подъема и бокового сжатия. Появление на одном гипсометрическом уровне гранитизированных глубоко метаморфизованных пород и слабо- или неметаморфизованных пород покрова свидетельствует о диапировом генезисе. Присутствие в гранито-гнейсовых структурах неоднократно перемятых изоклинальных складок указывает на тангенциальное сжатие. С.В.Чесноков установил, что развивающиеся гнейсовые купола поглощают ранее сформированные складчатые формы. История развития куполов разделена им на три этапа. В первый, предкупольный, раннекинематический этап в условиях прогрессивного регионального метаморфизма под действием бокового сжатия сформировались линейные складки. На втором (позднекинематическом) этапе боковое сжатие сочеталось с диапировым воздыманием растущих куполов, что отразилось в морфологии складок. Рост куполов был сопряжен с калиевой гранитизацией. "Всплыванию" подверглись пакеты изоклинальных складок докупольной стадии. В ряде случаев эти складки прослеживаются с крыльев купола в породы обрамления. В течение третьего этапа, в условиях регрессивного метаморфизма, происходили сбросо-сдвиговые перемещения и поперечная складчатость, вызванная боковым сжатием. Таким образом, образование гранито-гнейсовых структур происходило на фоне бокового сжатия, действовавшего на протяжении всех трех этапов. С.В.Чесноков связывает появление гранито-гнейсовых куполов с локальной мобилизацией кристаллического фундамента вдоль зон глубинных разломов.

В.С.Милеев показал, что куполообразование в пределах протерозойского Майтубинского антиклинория находилось в зачаточном состоянии, так как процесс гранитизации не дошел до образования купольных структур. Массивы гранито-гнейсов имеют здесь в основном линейную форму и еще не обособились от вмещающих гнейсов. Он считает, что синметаморфическая складчатость возникла в условиях субгоризонтального широтного сжатия и субгоризонтального долготного растяжения почти вдоль шарниров складок. Нетрудно заметить сходство этой картины с первым докупольным этапом, намеченным С.В.Чесноковым. В то же время процесс, описанный С.В.Чесноковым, возможно, является лишь фрагментом в истории развития гранито-гнейсовых структур, разобранной Г.А.Кейльманом.

К сожалению, в строении гранито-гнейсовых структур обычно отражено действие одного, реже нескольких факторов структурообразования, что

затрудняет реконструкцию полной истории развития структур. Например, С.М.Синица (1970) таким фактором считает диапиризм в глубоких частях структуры и "приращение объема в пределах всей термальной антиклинали", Э.Кранк (Kranck, 1972) – горизонтальное пластическое течение вдоль жестких структур гнейсового складчатого пояса, вызванное внешними силами; С.В.Чесноков (1967) – тангенциальное сжатие и т.д. Эти факторы принимаются за ведущие, что дает возможность лишь приблизительно (и, может быть, не всегда верно) судить о генезисе гранито-гнейсовых структур.

Приведенный обзор показывает, что, несмотря на более чем 25-летнее изучение гранито-гнейсовых структур, многие вопросы их истории и строения являются лишь намеченными, но не решенными. В настоящее время: 1) нет классификации; 2) не ясен генезис и механизм их образования; 3) нет четкого представления о тектонической приуроченности гранито-гнейсовых структур и их связи с глубинными разломами; 4) не конкретизированы различия гранито-гнейсовых структур шитов и геосинклинальных областей; 5) не ясна глубина формирования гранито-гнейсовых структур; 6) недостаточно изучено внутреннее строение структур и строение зон сочленения ядра и обрамления; 7) почти не исследованы пластические деформации, возникающие при образовании гранито-гнейсовых структур; 8) не выявлена связь пластических деформаций с процессами метаморфизма и гранитизации в ходе образования гранито-гнейсовых структур и т.д.

Из отмеченных выше нерешенных вопросов подчеркну два последние, являющиеся предметом данного исследования. Пластические деформации в гранито-гнейсовых структурах, хотя и отмечаются почти единодушно, специально еще не изучались. Гранито-гнейсовые структуры – благоприятный объект для изучения пластических деформаций, так как при их формировании происходит значительное перемещение гранитизированных масс, сопровождающееся перекристаллизацией и частичным плавлением, изменяется физико-химическое состояние пород. Исследование гранито-гнейсовых структур, по-видимому, позволит выявить ту роль, которую играли пластические деформации в тектогенезе глубоко метаморфизованных толщ.

Ниже я попытаюсь на конкретном материале изучения гранито-гнейсовых структур Северо-Восточного Забайкалья показать роль пластического течения при формировании этих структур и установить реологическую последовательность пород в процессе куполообразования, вскрыть связь пластических деформаций с гранитизацией древних кристаллических толщ.

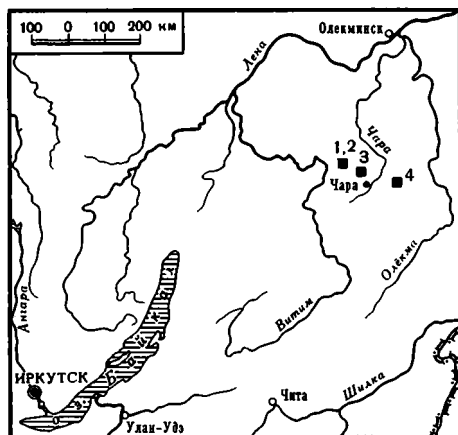


# РОЛЬ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ СТРУКТУР КОДАРО-УДОКАНСКОГО РАЙОНА

## ГЛАВА ПЯТАЯ

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ СТРУКТУР

Геологическое строение Олекмо-Витимской горной страны, центральную часть которой занимает Кодаро-Удоканский район (фиг. 12), подробно рассмотрено в многочисленных исследованиях (Павловский, 1933-1970 гг.; Арсеньев, 1939-1959 гг.; Салоп, 1956-1967 гг.; Лейтес, 1958-1974 гг.; Горелов,



Фиг. 12. Схема района работ  
Гранито-гнейсовые структуры:  
1, 2 - Эльгерская и Бургайская,  
3 - Дугуйская, 4 - Ханинская

1964-1974 гг.; Кориковский, 1964-1971 гг.; Федоровский, 1965-1972 гг.; Миронюк, 1966-1971 гг.; Глуховский, 1968-1973 гг.; и др.). Это позволяет ограничиться краткой характеристикой геологии Кодаро-Удоканского района, необходимой для понимания геологической позиции гранито-гнейсовых структур.

#### СТРАТИГРАФИЯ ЧАРСКОЙ СЕРИИ (АРХЕЙ), ТРОГОВОГО КОМПЛЕКСА И УДОКАНСКОЙ СЕРИИ (РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ)

В геологическом строении Кодаро-Удоканского района участвуют главным образом глубоко метаморфизованные архейские и слабо неравномерно метаморфизованные нижнепротерозойские образования (фиг. 13). Отложения верхнего протерозоя (патомская серия), как и более молодые образования, развиты незначительно, в основном на северо-востоке района. Они не связаны с гранито-гнейсовыми структурами и здесь не рассматриваются.

Общепринятой стратиграфической схемы докембрийских толщ Кодаро-Удоканского района в настоящее время не существует. Мною принята схема, пред-

ложенная коллективом геологов ВАГТ (Федоровский, 1972), согласно которой выделяются чарская серия архея и удоканская серия нижнего протерозоя. К нижнему протерозою отнесены также подстилающие удоканскую серию породы трогового комплекса, выделенного В.С.Федоровским и А.М.Лейтесом (1968а,б).

Чарская серия архея слагает так называемый Чарский выступ фундамента. По отношению к гранито-гнейсовым структурам она играет роль их метаморфической оболочки. Однако наиболее полно чарская серия представлена вне поля развития этих структур. Здесь в составе чарской серии было установлено (Федоровский, 1972) пять согласно залегающих свит (снизу вверх): несмуриинская, давачанская, имангрская, калаканская, эвонокитская.

Несмуриинская свита, залегающая в видимом основании чарской серии, представлена главным образом гиперстеновыми кристаллическими сланцами с подчиненными прослоями амфиболитов. Максимальную видимую мощность (3000 м) свита имеет в восточной части хр. Кодар; на хр. Удокан ее видимая мощность не превышает 1500 м.

Давачанская свита сложена гранат-кордиерит-биотитовыми, гранат-силлиманит-биотитовыми, гранат-биогитовыми, гранат-биогит-гиперстеновыми и гиперстеновыми гнейсами с подчиненными прослоями гиперстен-биогит-амфиболовых, амфибол-двопироксеновых и амфиболовых кристаллических сланцев, горизонтными и прослоями кварцитов, железистых кварцитов, магнетитсодержащих кристаллических сланцев. Мощность свиты на хр. Кодар составляет 3800 м, а на хр. Удокан — 1300-1600 м.

Имангрская свита представлена существенно основными породами — амфиболитами, амфибол-пироксеновыми и двопироксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболовыми, биогит-амфиболовыми (с пироксеном) гнейсами. Нижняя граница свиты проводится по исчезновению в разрезе гранатсодержащих гнейсов. Суммарная мощность свиты 2000-4000 м.

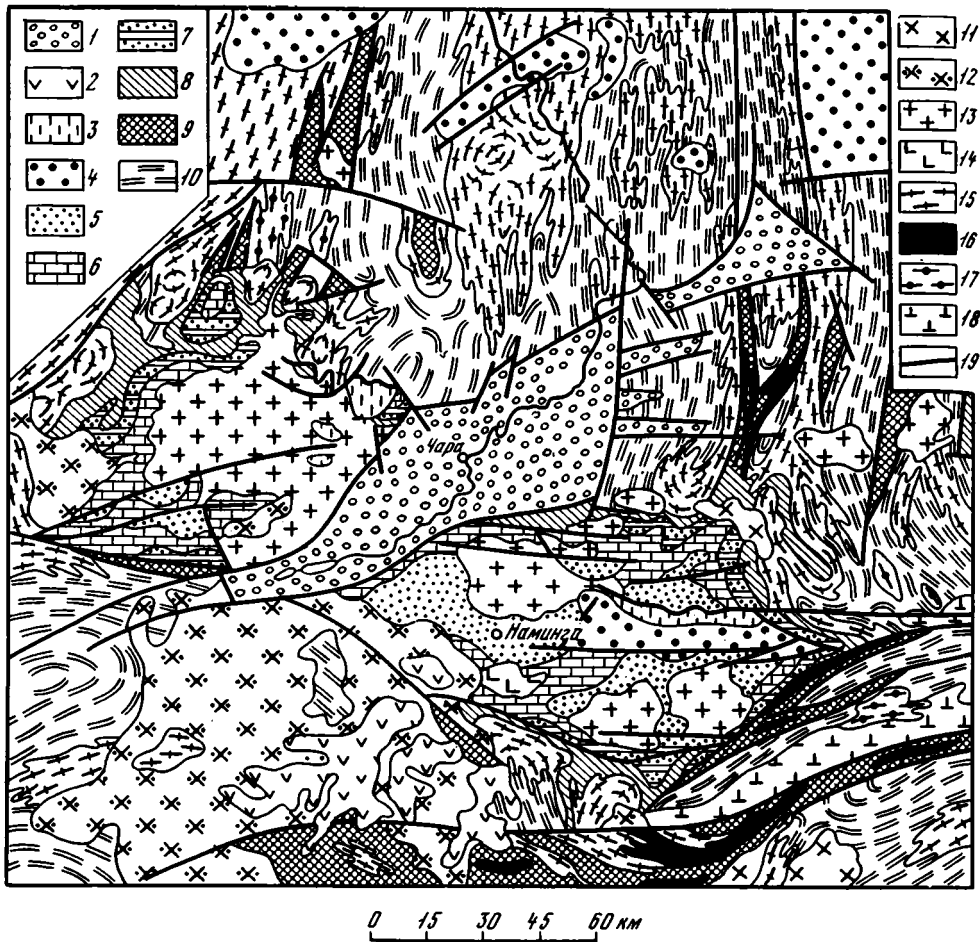
Породы имангрской и вышележащей калаканской свит слагают метаморфическую оболочку изученных мною гранито-гнейсовых структур, поэтому целесообразно рассмотреть их строение более подробно.

Имангрская свита наиболее полно представлена на хр. Удокан. Здесь к западу от внешней границы Ханинского купола, в бассейнах рек Икабъёкан, Мурурин, Курунг-Урях вскрывается (Глуковский, 1970) следующий ее разрез. На породах давачанской свиты согласно залегают (снизу вверх):

Мощность, м

- |   |        |
|---|--------|
| 1. Темно-серые биогитовые и биогит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы с диопсидом, чередующиеся с двопироксеновыми, пироксен-амфиболовыми темно-серыми и зеленовато-серыми кристаллическими сланцами . . . . . | 1200   |
| 2. Темно-серые массивные амфибол-гиперстеновые, двопироксеновые кристаллические сланцы . . . . .  | 300    |
| 3. Амфиболовые и биогит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы . . . . .   | до 500 |
| Суммарная мощность свиты в этом разрезе . . . . .   | 2000   |

Сходные породы слагают имангрскую свиту и в районе хр. Кодар, где среди них локализованы Эльгерская и Бургайская гранито-гнейсовые структуры, однако составить здесь послойный разрез из-за монотонности и сильной дислоцированности пород свиты крайне трудно. Непосредственно к северу и западу от Эльгерской и Бургайской гранито-гнейсовых структур среди пород имангрской свиты преобладают гиперстеновые, двопироксеновые, биогит-гиперстеновые кристаллические сланцы и амфиболиты. Это породы темно-серого и черного цвета, с полосчатой текстурой, подчеркиваемой прослойным распределением фемических и салических минералов и прослоев мелко- и среднекристаллических гнейсов и кристаллических сланцев. Общая видимая мощность пород свиты оценивается в 3000 м (по Г.Б. Гиммельфарбу и др., 1966 г.).



Фиг. 13. Схематическая геологическая карта центральной части Олекмо-Витимской горной страны (Лейтес, Федоровский, 1972)

1 - четвертичные отложения; 2 - кайнозойские базальты; 3 - юрские и меловые отложения; 4 - верхнерифейские и кембрийские отложения; 5-9 - отложения нижнепротерозойской удоканской серии: 5 - верхняя подсерия, 6 - средняя подсерия; 7-9 - нижняя подсерия (7 - аянская свита и верхняя часть икабийской свиты, 8 - нижняя часть икабийской свиты, 9 - троговый комплекс); 10 - кристаллические сланцы и гнейсы архейской чарской серии; 11 - мезозойские гранитоиды; 12 - палеозойские гранитоиды; 13-16 - плутонические образования раннего протерозоя: 13 - интрузивные граниты, гранодиориты и кварцевые диориты чуйско-кодарского комплекса; 14 - габбро, габбро-нориты и плагиоклазиты Чинейского дополита (каларский комплекс), 15 - анатектические гнейсовые граниты, гранито-гнейсы, очковые граниты и граносиениты куандинского комплекса, 16 - метаморфизованные габбро, габбро-нориты, ультраосновные породы и ортоамфиболиты трогового комплекса; 17, 18 - плутонические образования архея: 17 - феррогастингситовые и гиперстенновые граниты (чарнокиты), гранодиориты и плагиограниты, 18 - анортозиты, габбро-анортозиты, габбро-амфиболиты и метаморфизованные ультраосновные породы Олекмо-Каларского массива; 19 - линии разломов

Монотонное строение свиты сохраняется и при значительном удалении от гранито-гнейсовых структур. В 10–15 км к востоку от Бургайской гранито-гнейсовой структуры, в бассейне рек Большая и Малая Тора, по данным В.С.Шульгиной и др. (1964 г.), среди пород, ныне относимых к имангрской свите (Федоровский, 1972, фиг. 3), преобладают биотит-амфиболовые и амфиболовые плаггиогнейсы с горизонтами и прослоями двупироксеновых кристаллических сланцев и амфиболитов. Общая видимая мощность имангрской свиты здесь также равна 3000 м.

Калаканская свита связана постепенными переходами с имангрской и первоначально не выделялась из ее состава. Свита представлена монотонной толщей биотитовых, амфибол-биотитовых, биотит-амфиболовых (иногда с гиперстеном), амфиболовых гнейсов и амфиболитов мощностью 3000–5000 м. На хр.Удокан в северном обрамлении Ханинской гранито-гнейсовой структуры, по левому борту долины р.Курунг-Урах М.З.Глуховским (1970) описан стратотипический разрез калаканской свиты. Здесь на амфиболовых кристаллических сланцах имангрской свиты согласно залегают (снизу вверх):

Мощность, м

1. Биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы с редкими и маломощными прослоями амфиболовых кристаллических сланцев . . . . .	300
2. Амфиболовые кристаллические сланцы, меланократовые, массивные, иногда тонкоплитчатые и полосчатые . . . . .	400
3. Биотитовые гнейсы с частыми маломощными (0,3–1 м) прослоями амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев . . . . .	500
4. Амфиболовые кристаллические сланцы, местами переходящие в массивные амфиболиты . . . . .	400
5. Биотитовые гнейсы с редкими и маломощными (до 1 м) прослоями амфиболовых гнейсов . . . . .	1500
6. Биотитовые мигматизированные гнейсы . . . . .	500
7. Амфиболовые кристаллические сланцы . . . . .	250
8. Биотитовые гнейсы, чередующиеся с маломощными (0,5–1 м) прослоями амфиболовых кристаллических сланцев . . . . .	1150
Суммарная мощность стратотипического разреза свиты . . . . .	5000

Сходное строение калаканская свита имеет, по данным В.С.Шульгиной и др. (1965 г.), на хр.Кодар. Здесь также преобладают биотитовые гнейсы – неравномерно-кристаллические породы серого цвета, с плоскопараллельной текстурой, содержащие подчиненные прослои и горизонты амфиболитов, амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов.

Итак, даже вне зоны влияния гранито-гнейсовых структур породы имангрской и калаканской свит близки по составу и различаются лишь наличием пироксеносодержащих разностей в составе имангрской свиты и биотитсодержащих разностей в составе калаканской свиты. При исчезновении из разреза имангрской свиты пироксеносодержащих разностей, что весьма вероятно из-за фациальной изменчивости свит, или при появлении этих разностей в составе калаканской свиты их расчленение становится невозможным.

Эвонокитская свита развита в бассейне р. Эвонокит (хр. Удокан), где согласно перекрывает калаканскую свиту, а в других местах Кодаро-Удоканского района она неизвестна. Свита представлена биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями магнетит-амфиболовых, амфиболовых кристаллических сланцев и амфиболитов. В нижней части свиты залегают пачка высокоглиноземистых пород. Мощность свиты не менее 2500 м.

Суммарная мощность пород чарской серии на хр. Удокан достигает 10000 – 12000 м, а на хр. Кодар – 13000 м.

Даже из приведенного краткого описания видно, что состав свит чарской серии довольно однообразен; свиты связаны взаимными переходами и выделя-

ются в достаточной мере условно. Хорошо обособляется лишь давачанская свита, которая благодаря наличию высокоглиноземистых пород является основным корреляционным репером внутри чарской серии.

Архейский возраст пород чарской серии доказывают как геологические, так и радиологические данные. Чарская серия с несогласием перекрыта раннепротерозойскими отложениями трогового комплекса и удоканской серии, которые отличаются от нее структурным планом, характером метаморфизма и гранитизации.

Большинство изотопных датировок также указывает на архейский возраст серии. Так, возраст ортита из пород калаканской свиты на хр. Удокан определен в  $3000 \pm 100$  в  $3010 \pm 100$  млн. лет (U-Pb-Th метод; Глуховский, 1969), а на хр. Кодар - в  $2650 \pm 100$  млн. лет (U-Pb-Th метод; Салоп, 1964). Возраст мусковита из пегматитов в породах имангрской свиты в верховьях р. Курунг-Урях, вблизи Ханинского купола, равен  $2930 \pm 70$  и  $3100 \pm 100$  млн. лет (K-Ar метод; Глуховский, 1970).

Нижнепротерозойские отложения Кодаро-Удоканского района представлены вулканогенно-терригенными и железисто-кремнистыми формациями трогового комплекса и меденосной пестроцветной терригенной формацией удоканской серии (фиг. 14, 15).

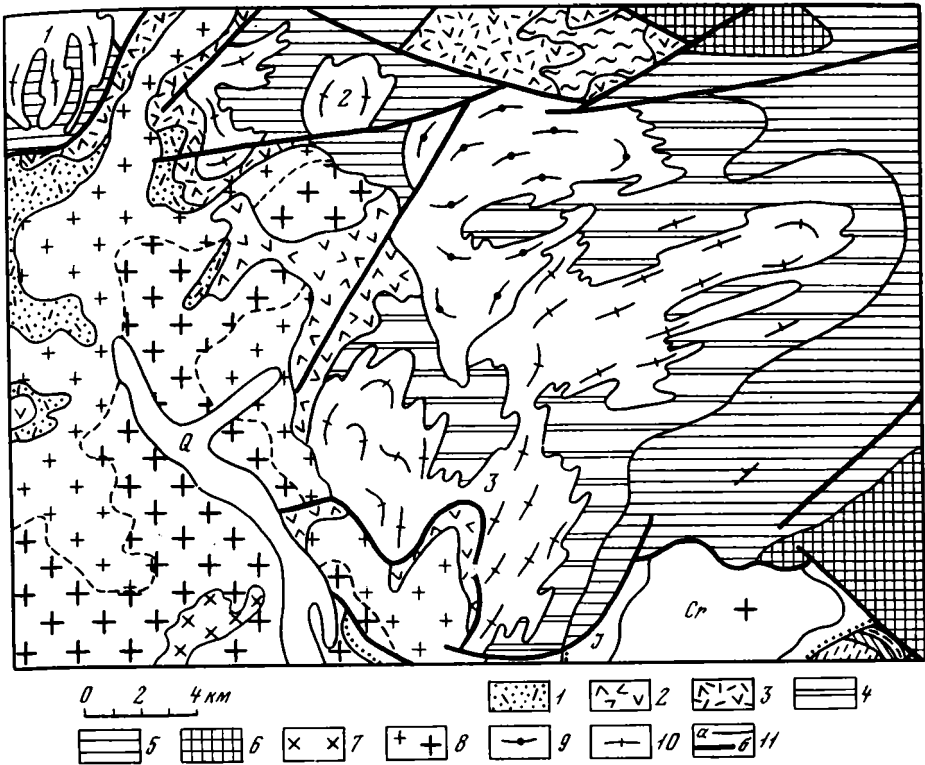
Представления о структурных и стратиграфических взаимоотношениях нижнепротерозойских и архейских образований, трогового комплекса и удоканской серии противоречивы и отражены в работах Л.И. Салопа (1958а, д., 1964, 1967), А.М. Лейтеса (1958-1972 гг.), В.С. Федоровского (1965-1972 гг.), Е.П. Миронюка (1966-1971 гг.), А.Ф. Петрова (1966-1974 гг.), М.З. Глуховского (1968-1973 гг.), К.И. Свешникова (1969) и других исследователей. Ниже принята точка зрения А.М. Лейтеса и В.С. Федоровского, основанная на данных геологосъемочных работ геологов ВАГТ и согласующаяся с наблюдениями автора.

Троговый комплекс представлен неравномерно метаморфизованными осадочными породами, а также средними и основными эффузивами и их туфами, превращенными в актинолитовые, серицит-хлоритовые и другие сланцы и амфиболиты. Вулканогенные породы в составе комплекса часто играют ведущую роль. Разрезы трогового комплекса Кодаро-Удоканского района разнообразны, но, как показано В.С. Федоровским (1972), вполне сопоставимы между собой.

Толщи трогового комплекса подстилают отложения удоканской серии, причем верхние части его разреза отвечают самым нижним частям разреза удоканской серии (нижней подсвите икабийской свиты), что доказано прослеживанием отдельных горизонтов трогового комплекса непосредственно в Кодаро-Удоканский прогиб (Федоровский, 1968б). Мощность толщ трогового комплекса в среднем составляет 2-4 км, но иногда (хр. Удокан) достигает 6-7 км.

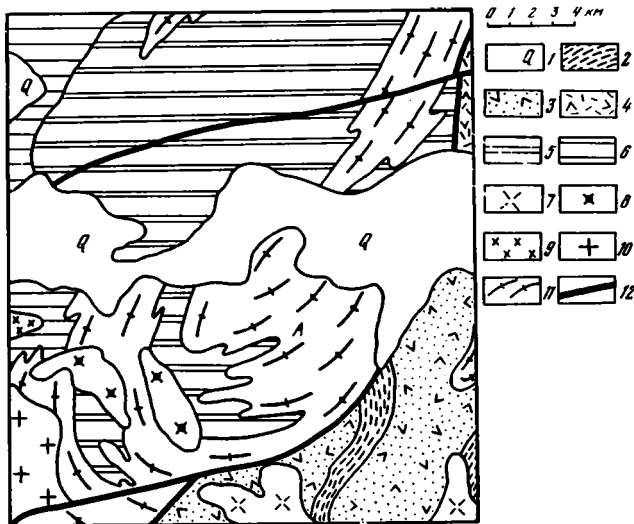
Троговый комплекс в районе Эльгерского купола локализован в Эльгерском и Саймаганском трогах, переходящих к югу, по направлению к Кодаро-Удоканскому прогибу (фиг. 16; см. фиг. 14), в узкие (1-2 км) синклинали, сложенные породами нижней подсвиты икабийской свиты. Здесь отложения трогового комплекса настолько тесно связаны (как литологически, так и структурно) с базальными горизонтами удоканской серии, что практически неотделимы друг от друга и вместе с последними образуют осадочную оболочку купола.

Фрагменты разрезов осадочной оболочки Эльгерского купола наблюдались мною в его восточном и южном обрамлении. На водоразделе рек Халасс-Бургайский и Амикан осадочная оболочка представлена толщей мелкокристаллических кварц-полевошпат-биотитовых сланцев серого цвета (общей мощностью 250-300 м), переслаивающихся с биотитовыми микрогнейсами, содержащими три - пять горизонтов мощностью до 40 м каждый, светло-серых и белых слабополосчатых кварцитов. При прослеживании этих маркирующих горизонтов в верховья р. Амикан среди биотитовых микрогнейсов появляются прослой гра-



Фиг. 14. Геологическое строение участка хр. Кодар (Федоровский, 1972)

1-3 - нижний протерозой, удоканская серия, икабийская свита: 1 - средняя подсвита - кварциты, кварцитовидные песчаники, кварцевые гравелиты, слюdistые сланцы, пиритонесные углистые метаалевролиты, 2 - нижняя подсвита - слюdistые, слюdistо-графитовые сланцы, иногда с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, микрогнейсы, редко кварциты и мраморы, 3 - троговый комплекс: слюdistые сланцы, часто с гранатом, силлиманитом, графитом, актинолитовые, хлорит-актинолитовые, актинолит-гранатовые, куммингтонитовые, тальк-хлоритовые, жедритовые, роговообманковые сланцы, амфиболиты, амфиболовые и биотитовые гнейсы, метадиабазы, порфириты, фельзиты, песчаники, кварциты, часто с гранатом, куммингтонитом, андалузитом, силлиманитом, железистые кварциты, мраморы; 4-6 - архей, чарская серия: 4 - калаканская свита: биотитовые, амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы, иногда с гиперстеном, амфиболиты, линзы и прослои мраморов, 5 - имангрская свита: амфиболовые и биотит-амфиболовые с пироксеном кристаллические сланцы и гнейсы, двупироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты, линзы и прослои мраморов, 6 - давачанская свита: кристаллические сланцы с биотитом, гранатом, силлиманитом, кордиеритом, амфиболом, гиперстеном, двупироксеновые кристаллические сланцы, кварциты, магнетит-амфиболовые кристаллические сланцы, диопсидовые амфиболиты; 7-10 - раннепротерозойские гранитоиды: 7 - граниты мелкозернистые, 8 - граниты крупнозернистые (чуйско-кодарские), 9 - метасоматические очковые гнейсовидные и массивные граниты, 10 - плагиогранито-гнейсы, анатектоидные гнейсовидные граниты; 11 - разломы (а) и надвиги (б). Гранито-гнейсовые структуры: 1 - Эльгерская, 2 - Бургайская, 3 - Дугуйская



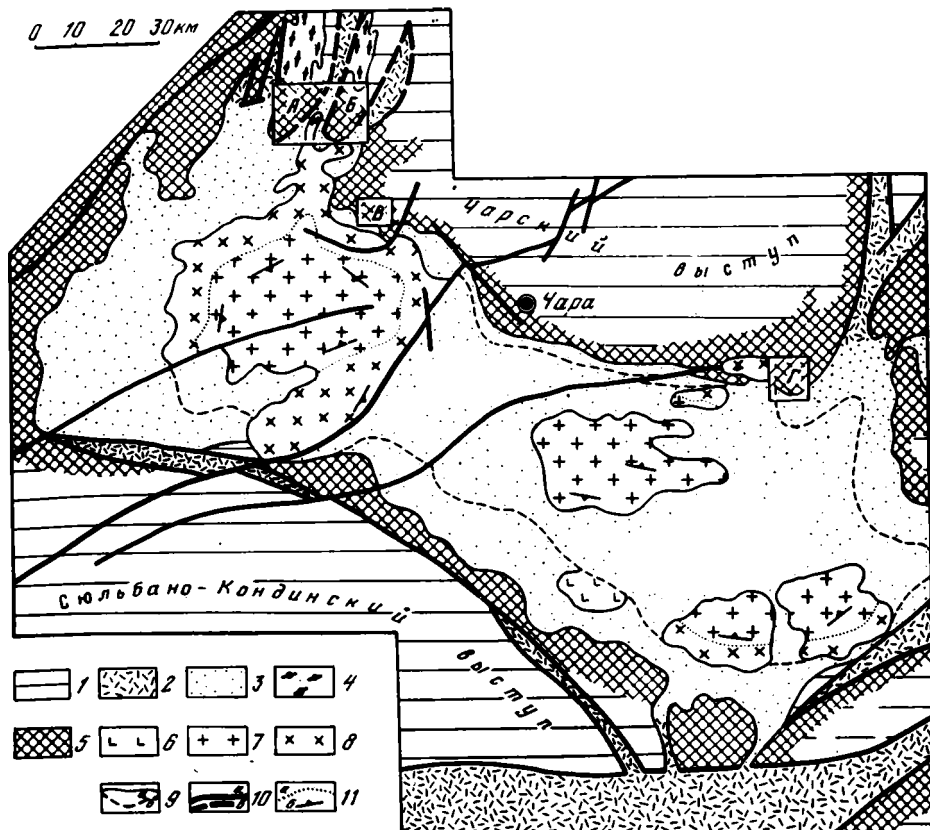
Фиг. 15. Геологическое строение участка хр. Удокан (Федоровский, 1972)

1 – четвертичные отложения; 2–4 – нижний протерозой, удоканская серия, икабийская свита: 2 – верхняя подсвита: слюдяные сланцы, метаморфизованные алевролиты и песчаники, слюдяные сланцы с гранатом, силлиманитом, кордиеритом, кварц–актинолит–карбонатные породы, 3 – нижняя подсвита: метаморфизованные алевролиты, слюдяные сланцы, слюдяно–графитовые сланцы, филлиты, кварцевые песчаники, гравелиты и конгломераты, мраморы, карбонатно–силикатные породы, 4 – троговый комплекс: слюдяные сланцы с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, графитом, актинолитовые, хлоритовые, актинолит–гранатовые, куммингтонитовые, тальк–хлоритовые, жедритовые, рогово–обманковые сланцы, амфиболиты, биотитовые гнейсы, метадиабазы, порфириды, фельзиты, песчаники, кварциты, часто с гранатом, куммингтонитом, андалузитом, силлиманитом, железистые кварциты, мраморы; 5, 6 – архей, чарская серия: 5 – калаканская свита: биотитовые, амфиболовые, биотит–амфиболовые гнейсы, иногда с гиперстеном, амфиболиты, линзы и прослои мраморов, 6 – имангрская свита: амфиболовые и биотит–амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы с гиперстеном, двупироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты, линзы и прослои мраморов; 7 – палеозойские лейкократовые и аляски–товые граниты; 8 – позднпротерозойские граниты; 9 – раннепротерозойские мелкозернистые граниты; 10 – раннепротерозойские крупнозернистые порфировидные (чуйско–кодарские) граниты; 11 – раннепротерозойские плагиогранито–гнейсы, анатектоидные гнейсовидные граниты; 12 – разломы и надвиги. А – Ханинская гранито–гнейсовая структура

фитсодержащих сланцев, а горизонты кварцитов уменьшаются в мощности (до 3–5 м) и местами выклиниваются. Стратиграфически выше, в устье второго правого притока р. Амикан, в разрезе начинают преобладать пакки темно–серых и углисто–черных биотитовых сланцев с графитом, содержащие подчиненные прослои кварцитов. Общая видимая мощность разреза 800–900 м.

В Эльгерском трого развита толща, вполне сопоставимые по составу с описанными выше, однако разрез их отличается большей мощностью (1500–1600 м), а в низах разреза, среди биотитовых гнейсов, отмечены послойные тела габброидов.

Удоканская серия широко распространена в пределах Кодаро–Удоканского района. Отложения серии представлены кварцитовидными песчаниками, алевролитами, филлитами, метаморфизованными сланцами и кварцитами, грубо–



Фиг. 16. Схема тектоники докембрия западной окраины Алданского щита (Лейтес, Федоровский, 1972, рис. 3, упрощено)

1 – выступы нижнего структурного этажа (структуры архейских образований); 2 – шовные трогии раннего протерозоя; 3 – раннепротерозойский Кодаро-Удоканский прогиб; 4 – массивы архейских чарнокитов; 5 – зоны развития раннепротерозойских гранито-гнейсовых куполов; 6 – Чинейский лополит раннепротерозойских габброндов; 7 – граниты главной интрузивной фации; 8 – гранодиориты и кварцевые диориты краевой приподошвенной фации; 9 – границы между структурными формами: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 11 – граница между фациальными разновидностями пород Кодаро-Кеменского лополита (а) и направление падения поверхности кровли и подошвы лополита (б). Гранито-гнейсовые структуры: А – Эльгерская, Б – Бургайская, В – Дугуйская, Г – Ханинская

обломочными и карбонатными породами. Суммарная мощность удоканской серии на хр. Удокан составляет 6500–11 000 м, а на хр. Кодар – 11 350 – 12 500 м (Федоровский, 1972). В составе серии выделено восемь свит (снизу вверх): икабийская, аянская, инырская, читкандинская, александровская, бутунская, сакуканская, намингская. В строении рассматриваемых гранито-гнейсовых структур принимают участие только породы нижней подсвиты икабийской свиты, которые и охарактеризованы ниже.

Нижняя подсвита икабийской свиты представлена метаморфизованными песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами, слюдистыми и слюдясто-графитовыми сланцами (часто с граватом, кордиеритом, андалузитом, силлиманитом), кварц-биотитовыми микрогнейсами и карбонатными породами. Характерной особенностью подсвиты является концентрация грубобломочного материала в верхней части разреза, что позволяет коррелировать разрезы в хребтах Удокан и Кодар.



Породы подсветы сохранились в синклиналиях обрамления Эльгерской, Бургайской и Ханинской гранито-гнейсовых структур. Наиболее полный ее разрез наблюдался в западном обрамлении Эльгерского купола (Федоровский, 1972). Здесь на породах чарской серии с тектоническим несогласием залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Темно-серые микрогнейсы, кварц-графит-биотитовые сланцы, с горизонтом мраморов мощностью 90 м . . . . .	250
2. Переслаивающиеся темно-серые и черные кварц-биотитовые сланцы с силлиманитом. В средней части пачки встречаются маломощные (0,4-0,6 м) прослои белых сливных кварцитов, а в верхах - графитсодержащие слюдисто-кварцевые сланцы	600
3. Серые, мелко- и среднезернистые сливные кварциты, переслаивающиеся с темно-серыми кварц-биотитовыми сланцами с силлиманитом, кордиеритом, реже графитом. Мощность кварцитов 3-15 м, сланцев 10-50 м. В средней части пачки встречаются единичные тонкие (до 1 м) прослои гранатсодержащих сланцев . . . . .	300
Суммарная мощность подсветы в приведенном разрезе . . .	1150

Нетрудно заметить определенное сходство этого разреза с разрезом верхней части толщ, обнажающихся в восточном обрамлении Эльгерского купола.

Фрагменты разрезов нижней подсветы икабийской свиты в юго-восточном обрамлении Ханинской гранито-гнейсовой структуры наблюдались мною в верховьях р. Хани и ее левых притоков. Примером строения осадочной оболочки может служить разрез в районе второго левого притока р. Хани. Здесь за пределами контактовой зоны, где интенсивная мигматизация как бы спаяла в единое целое образования осадочной оболочки и гранито-гнейсового ядра, наблюдаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Кварц-биотитовые микрогнейсы с силлиманитом . . . . .	70
2. Двуслюдяные сланцы тонкополосчатые, содержащие тонкие (до 1 м) прослои биотитовых и биотит-плагноклазовых сланцев . . . . .	55
3. Биотитовые гнейсы с тонкими (до 0,5-0,7 м) прослоями белых сливных кварцитов . . . . .	14
4. Серицит-кварцевые сланцы с кварц-биотитовыми прослоями	10
5. Кварц-полевошпат-биотитовые сланцы (до 4 м), сменяющиеся вверх по разрезу биотитовыми гнейсами . . . . .	6
6. Амфибол-биотитовые гнейсы . . . . .	2
7. Биотитовые микрогнейсы, тонкоплитчатые . . . . .	1
8. Кварц-биотитовые сланцы с прослоями микрогнейсов . . . . .	4
9. Биотитовые гнейсы, тонкоплитчатые . . . . .	5
10. Угристо-слюдистые сланцы с прослоями (до 1 м) микрогнейсов . . . . .	21
Суммарная мощность . . . . .	188

Стратиграфически выше появляются кварциты, отвечающие верхним частям разрезов нижней подсветы икабийской свиты.

Возраст пород трогового комплекса и удоканской серии определяется их положением между породами чарской серии архея и палеонтологически охарактеризованными верхнепротерозойскими (рифейскими) породами сеньской свиты. Многочисленные радиологические данные (Глуховский, 1969, 1970; Федоровский, 1972; и др.), укладывающиеся в интервал 1700-2400 млн. лет, также подтверждают раннепротерозойский возраст трогового комплекса и удоканской серии.

## МЕТАМОРФИЗМ И ГРАНИТИЗАЦИЯ АРХЕЙСКИХ И РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОД

В пределах Кодаро–Удочанского района, как и на всей обширной площади Олекмо–Витимской горной страны, кристаллические породы фундамента преобразованы в ходе раннепротерозойской гранитизации и вызванного ею высокотемпературного регионального метаморфизма амфиболитовой фации (Лейтес, 1963, 1965, а,б; Кориковский, 1964, 1967). Регрессивный метаморфизм и гранитизация почти полностью затушевали следы более ранних (архейских) процессов преобразования вещества, однако по сохранившимся среди кристаллических сланцев чарской серии реликтовым парагенетическим ассоциациям минералов установлено, что исходные осадочно–вулканогенные породы в архейское время испытали региональный метаморфизм и гранитизацию. Такими реликтовыми ассоциациями являются: для основных пород (более 50% объема чарской серии) –  $Hu + Di + Pl$ ;  $Hu + Di + Hb + Pl$ ;  $Hu + Hb + Di + Pl + Bt$ ;  $Hu + Gr + Pl$ , а для глиноземистых пород (40–50% объема чарской серии) –  $Cord + Gr + Bt$ ;  $Sill + Gr + Q$ ;  $Bt + Gr + Pl + Q$  (Кориковский, 1964, 1967).

Архейская гранитизация, по мнению С.П. Кориковского (1967), протекала в условиях повышенной щелочности. Конечным результатом гранитизации явилось образование за счет основных кристаллических сланцев и анортозитов амфибол–микроклиновых и амфибол–биотит–микроклиновых мигматитов, феррогастингситовых и гиперстеновых чарнокитов. Согласно линзовидные тела архейских гранитоидов протяженностью до сотен метров и мощностью несколько метров распределены крайне неравномерно среди пород чарской серии, и лишь изредка площади выходов этих гранитоидов достигают 25–35 км<sup>2</sup>.

Раннепротерозойская гранитизация имела ревиональный характер и проявилась в породах обеих структурных этажей. Вещественные изменения, вызванные гранитизацией, существенно различаются в породах нижнего и верхнего структурных этажей. Породы нижнего структурного этажа испытали регрессивные (высокотемпературный диафорез), а породы верхнего структурного этажа – прогрессивные изменения зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

Высокотемпературный диафорез пород чарской серии выражен сменой парагенетических ассоциаций минералов гранулитовой фации минеральными ассоциациями амфиболитовой фации. Эти новые ассоциации, по данным А.М. Лейтеса (1965б) и С.П. Кориковского (1964, 1971), имеют следующий вид: основные породы –  $Hb$  (буро–зеленая) +  $Di + Q$ ;  $Hb$  (буро–зеленая) +  $Pl + Bt + Q$ ;  $Hb$  (сине–зеленая) +  $Bt + Q$ ;  $Hb$  (сине–зеленая) +  $Pl + Q$ ; глиноземистые породы –  $Bt + Gr + Pl + Q$ ;  $Bt + Pl + Q$ ;  $Bt + Mi + Q$ . Смена минеральных ассоциаций происходит постепенно и зависит от интенсивности процессов гранитизации и состава пород. Гранитизация отчетливо нарастает по направлению к гранито–гнейсовым структурам и далее при переходе от метаморфической оболочки к их ядру.

Степень гранитизации пород при прочих равных условиях зависит от состава пород. Наиболее благоприятным объектом для повторной гранитизации были породы, близкие по составу к гранитоидам, – архейские мигматиты и чарнокиты.

Гранитизация глиноземистых пород (гранатовых, гранат–пироксеновых, гранат–биотит–пироксеновых и др.) выразилась в заметном их осветлении и в повышении количества биотита. В результате гранитизации глиноземистых пород последовательно возникали биотитовые, плагиобиотитовые гнейсы и гранито–гнейсы. Характерной особенностью пород данного состава является наличие в них реликтов граната и кордиерита даже при достаточно сильной гранитизации.

Кварциты были более устойчивы к процессам гранитизации и подвергались лишь фельдшпатизации, а при нарастании гранитизации переходили в породы, близкие по составу к аляскитовым гранитам.

Весьма устойчивы к процессам гранитизации породы основного состава (гиперстен–плагиоклазовые, плагиоклаз–двоупироксеновые, пироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты). Однако и они претерпели вещественные изменения,

при которых гиперстен замещался амфиболом, амфибол-биотитом; происходило раскисление плагиоклаза и увеличивалось общее содержание кварца и полевых шпатов. Породы основного состава, возможно, вследствие отмеченной выше устойчивости наиболее широко развиты в обрамлении гранито-гнейсов: структур. Они слагают метаморфическую оболочку всех изученных мною гранито-гнейсовых структур, поэтому остановлюсь на их характеристике более подробно.

Хорошим примером изменения вещественного состава пород метаморфической оболочки гранито-гнейсовых структур может служить Дугуйский купол. Его метаморфическая оболочка сложена чередующимися горизонтами монотонных амфиболитов, биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсов чарской серии. Их мощность изменяется от нескольких метров до 60–70 м, но иногда отмечаются и более мощные (до 100–120 м) горизонты биотит-роговообманковых гнейсов, содержащих прослой (до 1–2 м) гнейсов биотитового состава. Породы метаморфической оболочки отвечают амфиболитовой фации регрессивного метаморфизма с характерными парагенетическими ассоциациями минералов: Hb (сине-зеленая) + Pl + Bt; Hb (сине-зеленая) + Pl ± Bt + Q. При петрографическом изучении в амфиболитах установлены реликты гиперстена, которые, по-видимому, являются единственным свидетельством архейского гранулитового метаморфизма.

В направлении к ядру Дугуйского купола (в полосе шириной до 3 км) удается проследить постепенное замещение амфиболитов амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, амфибол-биотитовыми, биотитовыми гнейсами. В этом же направлении повышается общая лейкократовость пород метаморфической оболочки, а в гнейсах появляются сливеватые текстуры, увеличиваются количество и мощность (до 3–5 м) прослоев плагиобиотитовых гнейсов, отмечаются тонкие обособления кварц-полевошпатового материала, сменяющиеся зонами (до 1–2 м) послойных мигматитов. К контакту с ядром купола постепенно растет количество гранитоидного материала, который вблизи внешней зоны купола все чаще образует линзовидные тела, вытянутые согласно простираниям пород метаморфической оболочки и более или менее параллельные границе купола. Все это свидетельствует о нарастании гранитизации к контакту с гранито-гнейсовой структурой.

Максимальную устойчивость к процессам гранитизации проявляют магнетит-содержащие кристаллические сланцы. Даже при интенсивной гранитизации в них всегда сохраняются минеральные парагенезисы гранулитовой фации: Hb + Gr + Mg; Hb + Gr + Mg.

В результате раннепротерозойской гранитизации за счет разнообразных пород чарской серии образовались гранито-гнейсы. Геохимическое изучение показало, что при гранитизации пород чарской серии привносились натрий и кремнекислота, в выносились фемические компоненты, кальций, отчасти глинозем и калий.

### МЕТАМОРФИЗМ И ГРАНИТИЗАЦИЯ ПОРОД ТРОГОВОГО КОМПЛЕКСА И УДОКАНСКОЙ СЕРИИ

В ходе раннепротерозойской гранитизации осадочно-вулканогенные и терригенные породы трогового комплекса и удоканской серии (верхнего структурного этажа) испытали метаморфические преобразования, которые существенно отличались от вещественных изменений пород чарской серии (Лейтес, 1962, 1965б; Салоп, 1964, 1967; Кориковский, 1967, 1971; Федоровский, 1972). Наиболее важное отличие заключается в одноактности процесса метаморфизма. Диафторические изменения совершенно не свойственны ни породам трогового комплекса, ни удоканской серии.

Метаморфизм пород верхнего структурного этажа характеризуется крайней неравномерностью. Даже среди интенсивно метаморфизованных отложений трогового комплекса и базальных горизонтов удоканской серии наряду с кри-

таллическими сланцами, степень метаморфизма которых достигает высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации, встречаются слабо метаморфизованные (фация зеленых сланцев) песчаники, конгломераты, пелиты, основные и средние эффузивы и другие породы, замещающие кристаллические сланцы по простиранию.

Степень метаморфизма пород удоканской серии также варьирует в широких пределах — от хлорит-серицитовой субфации, когда в породах еще видны все первичные текстуры терригенных отложений (косая слоистость, знаки ряби и т.д.), до гранат-кордиерит-микроклиновой субфации. Даже в тех случаях, когда породы чарской и удоканской серий внешне неотличимы друг от друга, по составу критических парагенезисов минералов удается установить различный характер их метаморфизма (Кориковский, 1964, 1971).

Резкое увеличение степени метаморфизма (до высших ступеней амфиболитовой фации) отмечается в зоне контакта с гранито-гнейсовыми структурами, т.е. в пределах осадочной оболочки последних. Вокруг гранито-гнейсовых структур в осадочной оболочке отчетливо выражена метаморфическая зональность, в плане повторяющая очертания структур (Кориковский, 1964, 1969, 1971; Глуховский, 1969; Щербакова, 1970, 1971). По мере удаления от контакта с гранито-гнейсовым ядром степень метаморфизма осадочной оболочки убывает, проходя последовательно через ряд зон от силлиманит-кордиеритовой до хлорит-серицитовой. Такая зональность, очевидно, указывает на приуроченность теплового потока к гранито-гнейсовым структурам. Этот тепловой поток, по-видимому, является главным фактором метаморфизма осадочной оболочки. В то же время терригенно-вулканогенные породы осадочной оболочки, как это и отмечено М.З. Глуховским (1969), А.М. Лейтесом и В.С. Федоровским (1972), играли роль естественного физико-химического и теплового экрана на пути гранитизации, вследствие чего гранитизацией затронуты лишь толщи трогового комплекса и базальные горизонты удоканской серии.

Можно предположить, что наличие осадочной оболочки явилось одним из определяющих условий образования гранито-гнейсовых структур, так как в тех районах Чарского выступа, где отсутствуют отложения верхнего структурного этажа, гранито-гнейсовые структуры не встречены, хотя гранитизация широко развита. Если данное предположение верно, то гранитизация является необходимым, но недостаточным условием для образования гранито-гнейсовых структур.

### **РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПАЛИНГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Среди разнообразных палингенных и магматических образований Кодаро-Удоканского района с гранито-гнейсовыми структурами, рассмотренными ниже, связаны лишь плагиогранито-гнейсы и гнейсовидные анатектические гранитоиды раннепротерозойского куандинского комплекса и интрузивные граниты чуйско-кодарского комплекса. Эти образования подробно рассмотрены в работах Л.И. Салопа (1958б,г, 1963, 1967), М.М. Мануйловой (1960), А.М. Лейтеса (1965а,б; Лейтес, Федоровский, 1972, 1974), Б.Г. Горелова (1964-1974 гг.), В.С. Федоровского (1968б), М.З. Глуховского (1969, 1970) и других исследователей.

Гранито-гнейсы древнеэстанового (Коржинский, 1939), или куандинского (Салоп, 1958 а-г, 1967), комплекса широко развиты в пределах Кодаро-Удоканского района. Пространственно они тяготеют к зоне сочленения Чарского выступа архея с Кодаро-Удоканским прогибом, к окраинам трогов и маркируют разрывные зоны древнего заложения (см. фиг. 16). Палингенные образования являются характерными породами гранито-гнейсовых структур, а также слагают согласные тела среди архейских кристаллических пород. Гранито-гнейсы образовались главным образом за счет пород нижнего структурного этажа в процессе раннепротерозойской гранитизации.

Контакты гранито-гнейсов с вмещающими породами чарской серии нечеткие, расплывчатые. В зонах контактов прослеживаются все переходные разности от

вмещающих пород к гранито-гнейсам. Иногда тела гранито-гнейсов очерчены ореолами эпидотизации и мусковитизации. Напротив, контакты гранито-гнейсов с породами удоканской серии резкие, хотя и согласные. Вдоль контактов гранито-гнейсы часто переходят в анатектические пегматоидные граниты, проникающие в осадочную оболочку.

Макроскопически гранито-гнейсы серые, темно-серые, обычно среднекристаллические породы с гнейсовидной и гнейсовидно-полосчатой текстурами. По составу среди них выделяются плагиоклазовые, биотитовые, амфибол-биотитовые, биотит-амфиболовые и крайне редко амфиболовые разновидности. Наиболее распространены плагиогранито-гнейсы – породы с характерной ассоциацией минералов:  $Bt + Fsp + Pl + Q$ . По содержанию темноцветных минералов среди гранито-гнейсов выделяются аляскитовые (почти без темноцветных минералов), лейкократовые (до 5% темноцветных минералов), мезократовые (5–10%) и меланократовые (10–25%).

Раннепротерозойский возраст гранито-гнейсов определяется их контактовым воздействием на породы удоканской серии и тем, что они прорваны гранитоидами чуйско-кодарского комплекса. Большинство радиологических датировок (K-Ar метод, по биотитам и мусковитам; U-Th метод, по цирконам) гранито-гнейсов укладывается в возрастной интервал 1683–2420 млн. лет (Геохронология..., 1968; Глуховский, 1970; Федоровский, 1972), что также подтверждает их раннепротерозойский возраст.

Граниты чуйско-кодарского комплекса в современном эрозионном срезе образуют ряд массивов (Кодарский, Кеменский, Ханинский и др.), представляющих, по мнению В.С. Федоровского (1968б), части гигантского Кодаро-Кеменского лополита, локализованного среди образований верхнего структурного этажа. Массивы имеют сложное строение, которое по-разному интерпретируется различными исследователями (Горелов, 1964–1974 гг.; Лейтес, 1965б; Салоп, 1967; Федоровский, 1968б; Лейтес, Федоровский, 1972).

Два из этих массивов – Кодарский и Ханинский – прорывают образования нижнего и верхнего структурных этажей в районах рассмотренных ниже гранито-гнейсовых структур. Гранитоиды этих массивов представлены гранодиоритами, биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами с типичными магматическими структурами. С вмещающими породами они имеют четкие рвущие контакты, подчеркиваемые зонами роговиков. В то же время сами массивы (или их части) хорошо вписываются в структуры вмещающих толщ. Например, в районе Эльгерской и Бургайской гранито-гнейсовых структур подошва Кодарского массива совпадает с синклиальной структурой, образованной породами удоканской серии, и полого (под углами 10–15°) погружается под массив (Лейтес, Федоровский, 1972).

Раннепротерозойский возраст чуйско-кодарских гранитов определяется достаточно уверенно как по геологическим данным – граниты прорывают образования нижнего и верхнего структурных этажей и с разрывом перекрываются отложениями верхнего протерозоя, так и по радиологическим датировкам (K-Ar метод) – 1700–2000 млн. лет (Геохронология..., 1968; Федоровский, 1972).

### ТЕКТОНИКА КОДАРО-УДОКАНСКОГО РАЙОНА

Кодаро-Удоканский район расположен на западной окраине докембрийского Алданского шита (Лейтес, 1965а, б). Здесь отчетливо выделяются структуры фундамента и платформенного чехла. С точки зрения изучения гранито-гнейсовых куполов интерес представляют лишь структуры фундамента.

Внутри гетерогенного фундамента выделяют два структурных этажа, или комплекса (Павловский, 1962а; Лейтес, 1963, 1965а, б, Лейтес и др., 1970), нижний из которых сложен породами чарской серии, а верхний – отложениями трогового комплекса и удоканской серии (см. фиг. 16).

Нижний структурный этаж в пределах изученной площади представлен Чарским выступом архейских образований. С юга он ограничен Кодаро-Удоканским

прогибом, на севере перекрыт осадочным чехлом Сибирской платформы, а с запада и востока отделен раннепротерозойскими трогами от Эльгерского и Ханинского выступов кристаллического основания (см. рис. 16).

Архейские толщи собраны в систему крупных протяженных (до 80 км) складок преимущественно субмеридионального простираения, с наклоном крыльев от 40 до 80°. Преобладают широкие (10–15 км), довольно простые открытые складки, с осевыми плоскостями, близкими к вертикальным. Реже встречаются сжатые (вплоть до изоклинальных) линейные складки, которые, как правило, осложняют крылья более крупных структур и также ориентированы в субмеридиональном направлении.

Линейные меридиональные структуры фундамента, по мнению многих исследователей (Павловский, 1944; Лазько, 1945, 1948; Фролова, 1962а, б; и др.), отражают первичный архейский план деформаций.

Верхний структурный этаж сложен неравномерно метаморфизованными осадочно-эффузивными (троговой комплекс) и терригенными (удоканская серия) толщами нижнего протерозоя. Образования этого этажа с несогласием перекрывают подстилающие толщи и отличаются от последних структурным планом, литологическим составом, степенью метаморфизма и гранитизации. Верхний структурный этаж образуют два типа структур: шовные синклинали, или трогги, и Кодаро-Удоканский прогиб.

Шовные синклинали, выделенные и подробно описанные В.С. Федоровским и А.М. Лейтесом (1968а, б; Лейтес и др., 1970; Лейтес, Федоровский, 1972), представляют собой линейно вытянутые узкие (1–2 км, иногда 10–15 км) структуры сложного строения, ограниченные с двух сторон разломами (см. фиг. 14 и 16). Длина трогов часто в 10–15 раз превышает их ширину, а ориентировка, как правило, совпадает с простираением крупных архейских складок. В то же время трогги отчетливо наложены на архейские структуры, рассекая по простираению их крылья или ядра.

Характерная особенность шовных синклиналей – их связующее положение между образованиями нижнего и верхнего структурных этажей. Трогги, возможно, определили форму и размеры Кодаро-Удоканского прогиба и оказали влияние на строение толщ удоканской серии. Гранито-гнейсовые структуры трассируют трогги, вытягиваясь цепочками (до 200 км) вдоль ограничивающих их разломов, а их длинные оси примерно параллельны простираению трогов (см. фиг. 16).

Кодаро-Удоканский прогиб – широкая (более 100 км) и протяженная (более 250 км) структура миогеосинклиналичного (Салоп, 1967) или протоплатформенного типа (Лейтес, 1963, 1965а, б; Федоровский, 1972), сложенная терригенными толщами удоканской серии. Прогиб наложен на структуры нижнего этажа и ориентирован в северо-западном направлении примерно параллельно южной окраине Чарского выступа фундамента. Внутреннее Чарское поднятие (Федоровский, 1972; Лейтес, Федоровский, 1972) разделяет прогиб на две примерно равные части.

Строение Кодаро-Удоканского прогиба относительно простое. Слагающие его породы в целом полого погружаются от окраин прогиба к его осевой зоне, в пределах которой наблюдаются пологие мульды. На крыльях прогиба отмечаются складки сложной морфологии, связанные с формированием гранито-гнейсовых структур, с внедрением гранитоидов чуйско-кодарского комплекса и с влиянием погребенных трогов.

По мнению А.М. Лейтеса (1963, 1965а, б), Кодаро-Удоканский прогиб принадлежит к числу длительно развивающихся конседиментационных прогибов. Этот вывод был подтвержден последующими исследованиями (Федоровский, 1968а, б, 1972).

Гранито-гнейсовые структуры широко развиты в пределах Кодаро-Удоканского района. Структуры сформировались в ходе раннепротерозойского тектогенеза и тесно связаны с процессами гранитизации и метаморфизма, охватившими всю территорию Олекмо-Витимской горной страны (Павловский, 1962а; Павловский, Марков, 1963; Лейтес, 1962–1965 гг.).

В современном срезе гранито-гнейсовые структуры широким (до 10–30 км) поясом охватывают Кодаро-Удоканский прогиб и окаймляют трог (см. фиг. 16). Размеры гранито-гнейсовых структур варьируют от 2–4 до 35 км по длинной оси (см. табл. 1), а их форма "определяется пологими, крутыми или даже опрокинутыми склонами" (Лейтес, Федоровский, 1972, с. 54). Среди гранито-гнейсовых структур выделяются купола, валы, чаши, чешуи и т.д. Эти относительно простые формы не исчерпывают всего морфологического многообразия структур. Нередко купола, валы, чаши представляют собой лишь элементы более сложных гранито-гнейсовых структур, напоминающих антиформы или синформы. Сходство с антиформами и синформами усиливается еще и тем, что в ряде случаев, лишь по замерам гнейсовидности, можно определить, является ли структура положительной или отрицательной (Глуховский, 1969, фиг. 3; Лейтес, Федоровский, 1972, фиг. 6).

В строении гранито-гнейсовых структур Кодаро-Удоканского района выделяются ядро, метаморфическая и осадочная оболочки (обрамление структуры).

Ядро (или собственно гранито-гнейсовая структура – купол, вал и т.д.) характеризуется зональным распределением реликтов архейских пород и гнейсовидных раннепротерозойских гранитоидов куандинского комплекса. Иногда ядро полностью сложено гнейсовидными гранитоидами (гранито-гнейсами), постепенно сменяющимися в сторону пород обрамления пегматитами и пегматоидными гранитоидами того же куандинского комплекса. Примером такого рода структур является Бурпалинский купол (Лейтес, Федоровский, 1962, фиг. 4). Нередко в своде гранито-гнейсовых структур располагаются анатектические гранитоиды раннего протерозоя или тела чуйско-кодарских гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов позднего протерозоя и палеозоя (Глуховский, 1969).

Метаморфическая оболочка гранито-гнейсовых структур представлена породами чарской серии архея, испытавшими вблизи этих структур не только вещественные преобразования, но и полную структурную (пластическую) перестройку. Метаморфическая оболочка всегда конформна внешним очертаниям гранито-гнейсовой структуры, вне зависимости от формы и строения ядра. Все структурные и текстурные элементы метаморфической оболочки (оси линейных складок, маркирующие горизонты и кристаллизационная сланцеватость, полосчатые текстуры мигматитов, послонные тела раннепротерозойских гранито-гнейсов) грубо повторяют контуры гранито-гнейсового ядра. Векторы падения пород, а часто и азимуты падения осевых плоскостей складок радиально расходятся от ядра положительных или сходятся к ядру отрицательных гранито-гнейсовых структур. Таким образом, характерной чертой сочленения ядра и метаморфической оболочки является их структурное согласие.

Полоса пород, захваченных структурными изменениями, вдоль северной периферии Дугуйской и Ханинской гранито-гнейсовых структур достигает, по моим наблюдениям, 2–4 км. В целом же ширина метаморфической оболочки, по видимому, зависит от размеров гранито-гнейсовой структуры, глубины среза и т.д.

На примере наложения Кирялтинского гранито-гнейсового вала на моноклинал восточного крыла архейской Пуричиканской антиклинали М.З. Глуховский (1970) показал, что перерождение архейских структур в раннепротерозойские гранито-гнейсовые происходило постепенно в ходе раннепротерозойской гранитизации.

Осадочные оболочки гранито-гнейсовых структур Кодаро-Удоканского района представлены образованиями трогового комплекса и связанными с ними постепенными переходами базальными горизонтами удоканской серии, сохранившимися в синклиналих обрамления, а в ряде случаев и в центральных частях отрицательных гранито-гнейсовых структур, примером чего может служить Юс-Кюельская синклинал (Глуховский, 1969).

Осадочная оболочка контактирует с гранитизированными породами метаморфической оболочки или непосредственно с гранито-гнейсами ядра и имеет с ними конформные соотношения. Простираения пород осадочной оболочки параллельны ориентировке реликтов архейских пород; гнейсовидным и полосча-

тым текстурам внешней зоны гранито-гнейсового ядра. Иногда на контакте ядра и осадочной оболочки отмечаются зоны срывов, очерчивающие в плане гранито-гнейсовые структуры, или же осадочная оболочка подвергается смятию. Эти явления объясняются активным воздействием формирующихся гранито-гнейсовых структур на породы верхнего структурного этажа и различием физических свойств пород ядра и оболочки (Глуховский, 1969; Лейтес, Федоровский, 1972).

Отражение гранито-гнейсовых структур в породах осадочной оболочки убедительно показано М.З. Глуховским (1969, 1970) на примере Сакуканской группы складок. Однако трудно согласиться с этим исследователем в том, что складчатые формы осадочной оболочки тождественны гранито-гнейсовым структурам. Скорее всего они являются именно складками облекания или отражения.

Суммируя данные настоящей главы, еще раз подчеркнем специфику геологической позиции гранито-гнейсовых структур Кодаро-Удоканского района.

1. Гранито-гнейсовые структуры локализованы среди кристаллических пород нижнего структурного этажа и перекрыты терригенными отложениями верхнего структурного этажа. План деформаций и вещественный состав пород обоих структурных этажей резко различны. Развивающиеся гранито-гнейсовые структуры вызвали пластическую перестройку архейского фундамента и оказали существенное влияние на осадочный покров. Наиболее важным свидетельством пластической перестройки является согласное залегание пород нижнего и верхнего структурных этажей в зоне влияния гранито-гнейсовых структур, или, что одно и то же, согласное облекание гранито-гнейсового ядра метаморфической и осадочной оболочками. Все структурные и вещественные особенности метаморфической и осадочной оболочек окончательно сформировались при образовании гранито-гнейсовых структур.

Роль пород метаморфической и осадочной оболочек в становлении гранито-гнейсовых структур различна — первые служили субстратом для этих структур и активно ими перерабатывались, тогда как вторые — являлись экраном, препятствовавшим их развитию. Возможно, именно наличие реакционной осадочной оболочки и вызвало появление в центрах раннепротерозойской гранитизации гранито-гнейсовых структур.

2. Гранито-гнейсовые структуры Кодаро-Удоканского района возникли в ходе региональной раннепротерозойской гранитизации кристаллического фундамента.

3. При своем формировании рассматриваемые структуры, возможно, использовали центры архейской гранитизации, однако в настоящее время наиболее отчетливо устанавливается их связь с зонами повышенной проницаемости, так как структуры трассируют окраины Кодаро-Удоканского прогиба и трогов. Зоны повышенной проницаемости, видимо, заложились еще в архее, но получили максимальное развитие в раннем протерозое при возрождении гранитизации, вначале проявившейся вдоль этих зон, а затем охватившей обширные площади Олекмо-Витимской горной страны. Связь гранито-гнейсовых структур с линейными зонами повышенной проницаемости сближает их с подобными структурами геосинклинальных областей.

4. Гранито-гнейсовые структуры Кодаро-Удоканского района — структуры длительного развития. Заложившись скорее всего перед или в ходе образования осадочной оболочки (на что указывает интенсивная гранитизация низов осадочной оболочки — трогового комплекса), гранито-гнейсовые структуры продолжали развиваться во время накопления терригенных осадков удоканской серии. Образование гранито-гнейсовых структур, по-видимому, завершилось после накопления толщ протоплатформенного чехла и становления основной массы чуйско-кодарских гранитоидов, о чем свидетельствует деформация ими краевых частей пластин Кодаро-Удоканского лополита.

Итак, по многим основным признакам (структурным, геологическим, морфологическим и др.) гранито-гнейсовые структуры Кодаро-Удоканского района близки к подобным структурам различных регионов мира, особенно к тем из них, в образовании которых ведущая роль принадлежала процессам гранитизации, взаимосвязанным с тектонической активизацией.



## СТРОЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ СТРУКТУР

В пределах Чарского выступа кристаллического фундамента автором изучены Эльгерская, Бургайская, Дугуйская и Ханинская гранито-гнейсовые структуры. Три первые из них расположены на хр.Кодар, а четвертая — на хр.Удокан (фиг. 17-19; см. фиг. 14, 15).

## ЭЛЬГЕРСКАЯ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВАЯ СТРУКТУРА

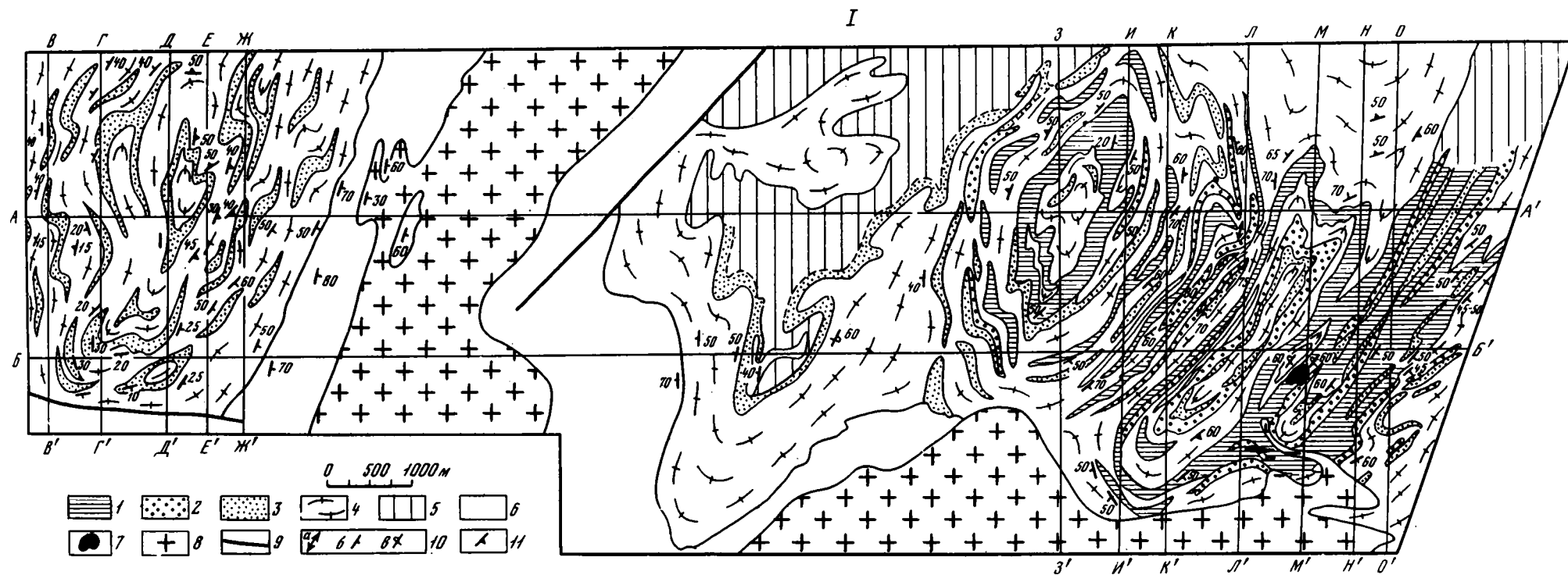
Эльгерская гранито-гнейсовая структура (см. фиг. 14,17) расположена в междуречье Эльгера и Амикана, в пределах блока архейских пород, ограниченного с запада и востока Эльгерским и Саймаганским трогами. В плане структура имеет форму овала (4×3 км), длинная ось которого вытянута в меридиональном направлении согласно с общим простираем архейских структур и трогов. Брахиформный характер гранито-гнейсовой структуры позволяет назвать ее куполом.

В строении Эльгерского купола различаются гранито-гнейсовое ядро, метаморфическая и осадочная оболочки.

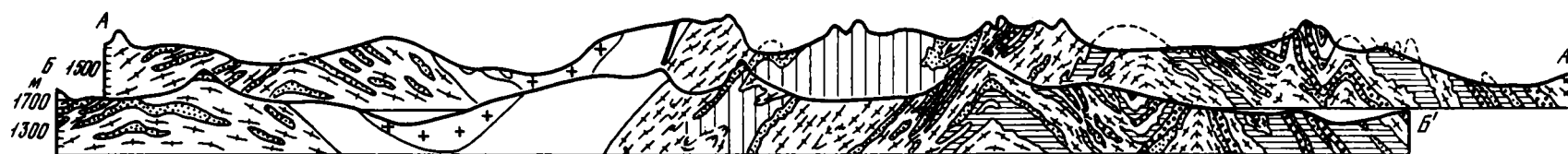
Метаморфическая оболочка развита фрагментарно вдоль северной периферии купола и представлена основными породами чарской серии. Характерной чертой оболочки является интенсивная архейская гранитизация ее пород. Гранитизация отчетливо нарастает к массиву чарнокитов, контактирующему с северным окончанием купола и вытянутому в меридиональном направлении. Породы оболочки постепенно насыщаются гранитоидным материалом: тонкие инъекции сменяются зонами послонных мигматитов и согласными телами мелко- и среднекристаллических плагиигранитов гиперстенового состава, массивной (негнейсоватой) текстуры. В породах увеличивается содержание плагноклаза и своеобразного голубоватого кварца. Гиперстен замещается роговой обманкой, по амфиболу развивается биотит, происходит раскисление плагноклаза (до андезина) и его замещение микроклином. В массиве чарнокитов сохранились лишь сквалиты архейских пород с характерными ассоциациями минералов: диопсид, гиперстен, роговая обманка, микроклин. Сквиалиты, не изменившие своего положения в процессе формирования гранитоидного тела, свидетельствуют, как доказано Г.Гудспидом (Goodspeed, 1948), об образовании вмещающих их толщ путем замещения на месте.

Сочленение гранито-гнейсового ядра и метаморфической оболочки Эльгерского купола проследить трудно. Чаще всего архейские гранитоиды и гранитизируемые ими породы связаны с раннепротерозойскими гранито-гнейсами постепенными переходами. Однако в ряде случаев наблюдались четкие, почти рвущие контакты гранито-гнейсов ядра с вмещающими породами; при этом гнейсовидность и полосчатость очерчивали периклиналильное замыкание купола.

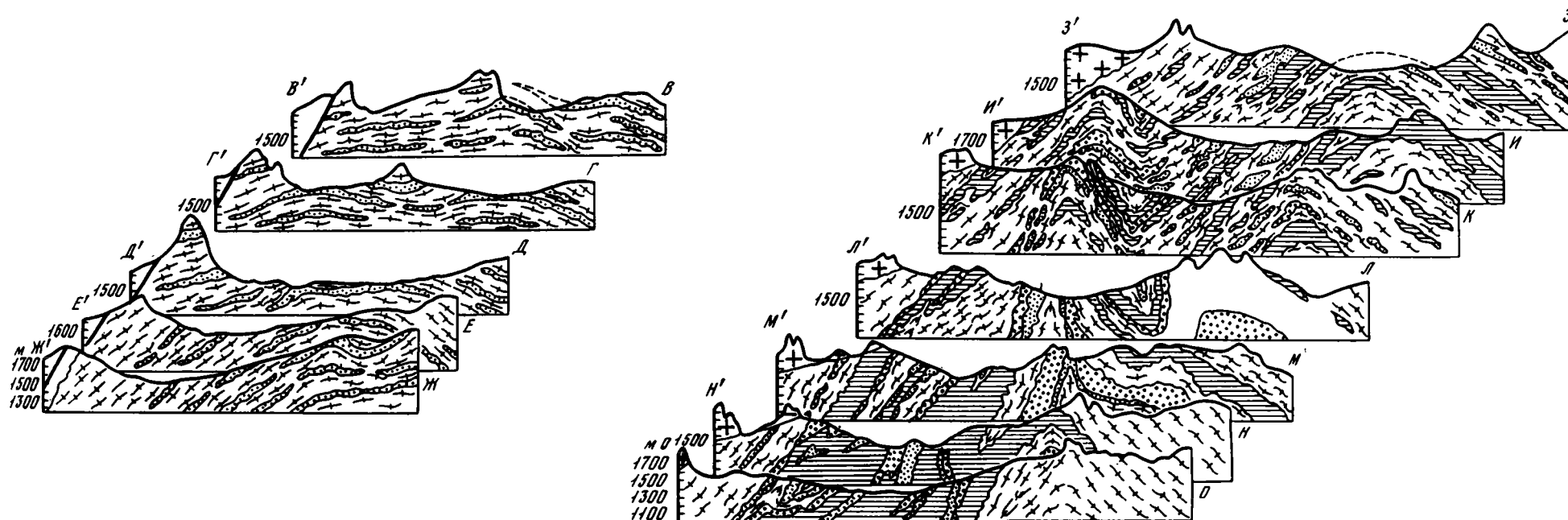
Осадочная оболочка сохранилась в южном обрамлении Эльгерского купола и представлена верхними частями толщ трогового комплекса и базальными горизонтами удоканской серии, связанными между собой постепенными переходами. Простираем складчатых форм в зоне контакта осадочной оболочки с ядром купола отчетливо подчинено его внешней границе. Векторы падения пород обрамления радиально расходятся от купола, а складки часто запрокинуты во внешнюю от ядра сторону. При удалении (до 500 м) от контакта с ядром купола складки в породах обрамления приобретают линейную меридиональную ориентировку и структурная связь пород ядра и обрамления нарушается. Проследиванием отдельных горизонтов осадочной оболочки вдоль восточного и западного флангов купола установлено, что в направлении к его южной периклинали в соприкосновение с породами гранито-гнейсового ядра приходят все более высокие части разреза. Таким образом, согласие пород ядра и оболочки — кажущееся и возникло в ходе формирования купола.



II

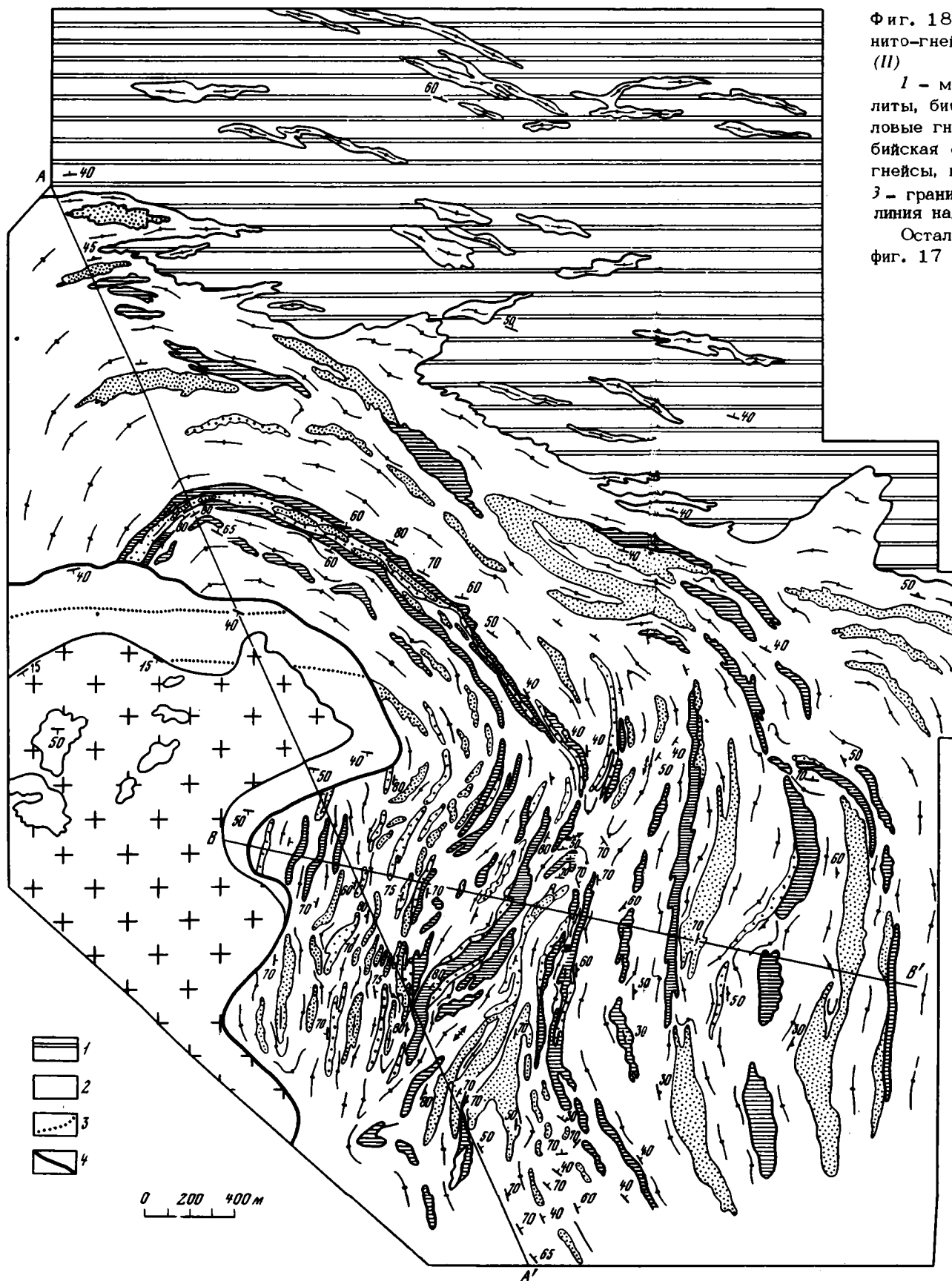


III



Фиг. 17. Схема строения Эльгерской (слева) и Бургайской (справа) гранито-гнейсовых структур (I) и меридиональные (II) и широтные (III) разрезы

1-3 - ремобилизованные породы чарской серии в ядрах гранито-гнейсовых структур: 1 - плагиогнейсы, 2 - амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы, 3 - пироксеновые и амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты; 4 - гранито-гнейсы (куандинский комплекс); 5 - нерасчлененные образования; 6 - породы трогового комплекса и удоканской серии (осадочная оболочка); 7 - ультраосновные породы и ортоамфиболиты; 8 - граниты чуйско-кодарского комплекса; 9 - разломы; 10 - залегание пород: а - вертикальное, б - наклонное, в - опрокинутое; 11 - ориентировка гнейсовидности в гранито-гнейсах

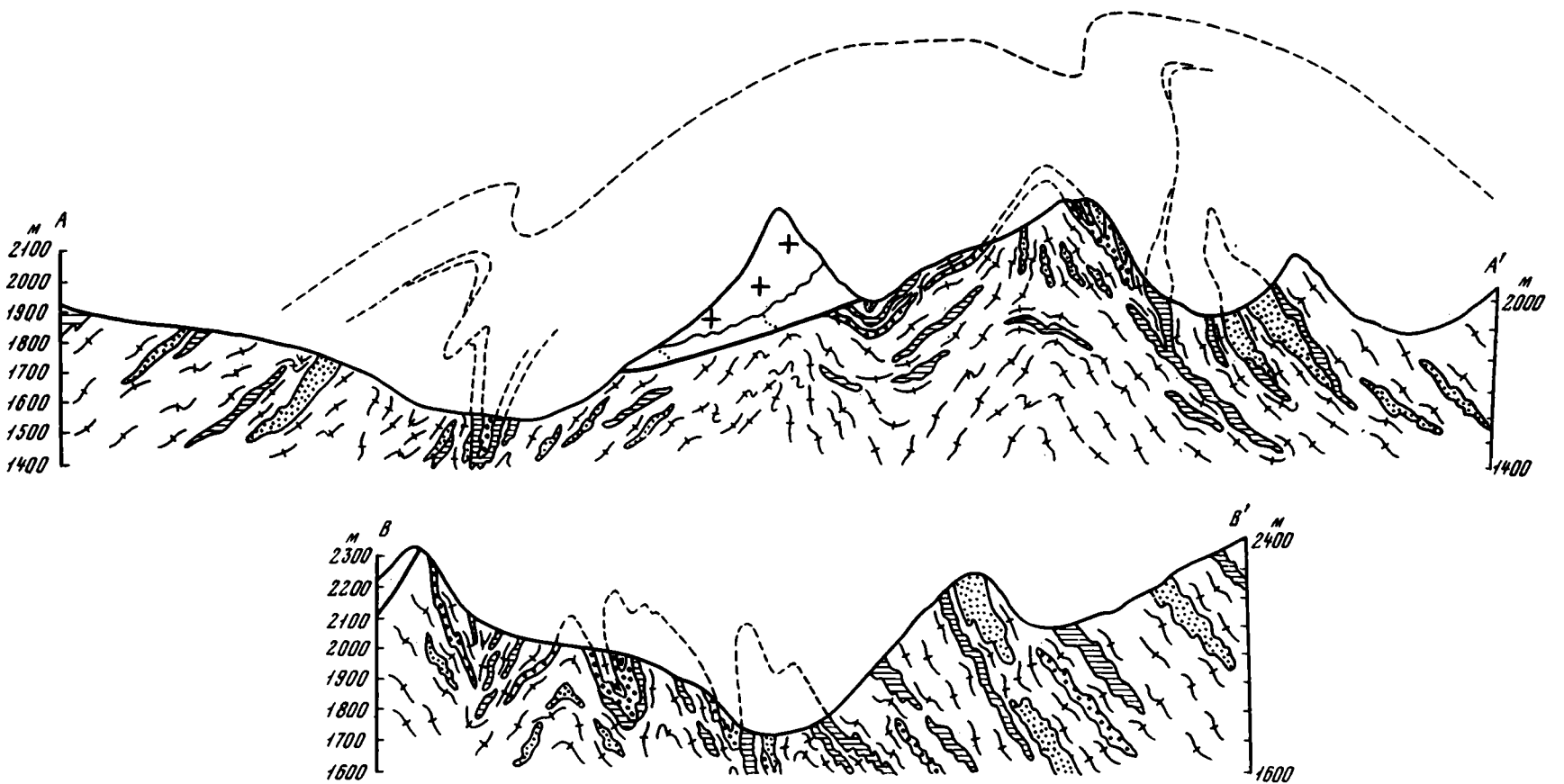


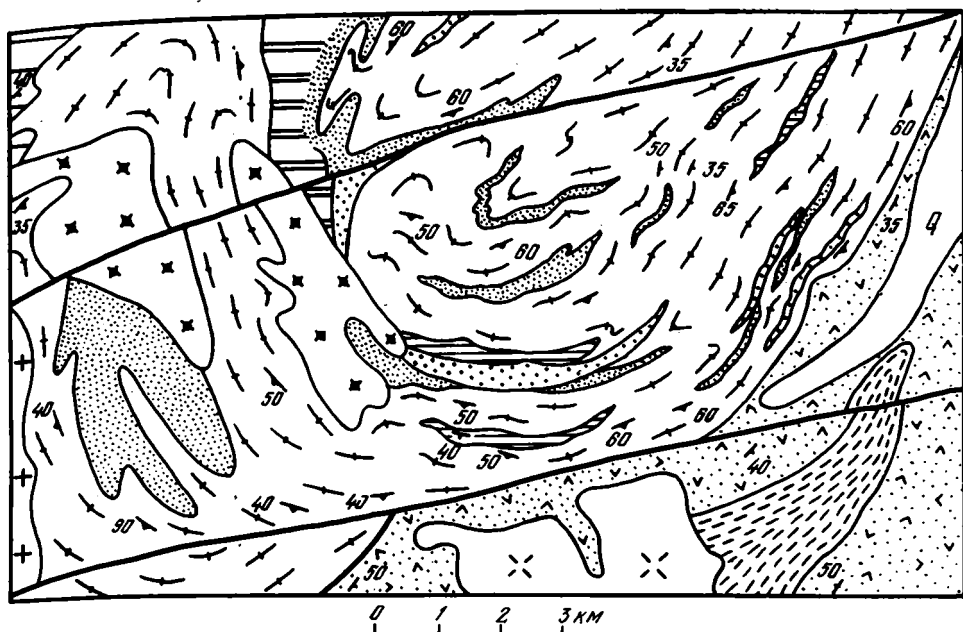
Фиг. 18. Схема строения Дугуйской гранито-гнейсовой структуры (I) и разрезы (II)

I - метаморфическая оболочка: амфиболиты, биотит-роговообманковые и амфиболовые гнейсы; 2 - удоканская серия, икабийская свита: слюдяные сланцы и микрогнейсы, кварциты, пиритсодержащие сланцы; 3 - граница петрографических разностей; 4 - линия надвига.

Остальные условные обозначения на фиг. 17

II





Фиг. 19. Схема строения Ханинской гранито-гнейсовой структуры (Глуховский, 1969, упрощено, дополнено)

Условные обозначения см. фиг. 15 и 17

Особенностью Эльгерского купола является зона полукольцевых разломов крутого заложения, отделяющая (с запада, востока и юга) ядро купола от осадочной оболочки (см. фиг. 14, 17). В плане эта зона грубо повторяет очертания ядра, а ее ширина редко превышает 100 м. В зоне разрывов породы осадочной оболочки подверглись интенсивной тектонической и сопряженной с нею метасоматической переработке. Вдоль контакта фиксируется полоса (шириной до 40 м) реоморфических образований, часто секущих породы оболочки, а далее от контакта отмечаются будинированные пласты кварцитов и мелкие (до нескольких метров) складки в прослоях углисто-биотитовых сланцев. В ряде мест складки запрокинуты (вплоть до лежачих) во внешнюю от ядра сторону, т.е. имеют центральный характер.

Подобные структурные соотношения, по-видимому, можно объяснить воздействием формировавшегося гранито-гнейсового ядра на породы осадочной оболочки и резким различием их физических свойств. Разрывные нарушения, видимо, заложились в процессе образования купола и подновлялись после его становления, свидетельством чего являются зоны дробления, не только срезающие породы ядра и осадочной оболочки, но и проникающие в тело чуйско-кадарских гранитоидов.

Строение ядра Эльгерского купола относительно простое. Оно сложено раннепротерозойскими гранито-гнейсами, содержащими горизонты основных пород – амфиболитов, амфибол-пироксеновых и пироксеновых кристаллических сланцев. По составу породы этих горизонтов не отличаются от пород различных свит чарской серии, и лишь значительная (до 80 м) мощность горизонтов позволяет весьма условно отнести их к несмуриновской свите.

Горизонты основных пород в плане подчеркивают эллипсоидальное строение купола, а их простираие и кристаллизационная сланцеватость в целом совпадают с направлением гнейсовидности гранито-гнейсов. Однако горизонты основных пород характеризуются стабильностью элементов залегания, тогда как замеры по гнейсовидности отличаются большей прихотливостью, изменяются от места к месту и непостоянны даже в одних частях структуры. В среднем разница в замерах падения по кристаллизационной сланцеватости и гнейсовид-

ности составляет около 10–12°. Гнейсовидность отчетливо выражена в краевых частях купола, в меланократовых гранито-гнейсах и близ горизонтов основных пород. В своде купола среди лейкократовых гранито-гнейсов и анатектических гранитоидов она различается с трудом. Замеры по гнейсовидности и кристаллизационной сланцеватости показывают, что залегания пород на крыльях купола и в его своде не имеют четких различий и варьируют от 30 до 50°, и лишь южное и юго-западное крылья купола залегают под углами 10–15°.

По количеству гранитоидного материала в Эльгерском куполе выделены две зоны – мигматитов и гранито-гнейсов. Зона мигматитов развита фрагментарно вдоль северной окраины купола, где ее максимальная ширина достигает 100 м, и в виде прерывистой полосы (шириной до 25–30 м) протягивается вдоль восточной окраины купола. Зона гранито-гнейсов занимает всю остальную площадь ядра. Граница между зонами постепенна и проведена по исчезновению амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов среди гранито-гнейсов, а также по структурным особенностям зон. Мигматиты встречены и в зоне гранито-гнейсов, однако здесь они четко приурочены к контактам гранито-гнейсов с горизонтами основных пород.

### БУРГАЙСКАЯ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВАЯ СТРУКТУРА

Структура расположена в междуречье Амикана и Бургая в пределах блока архейских пород, ограниченного с севера, запада и востока многочисленными разрывами и срезанного с юга массивом чуйско-кодарских гранитов (см. фиг. 14, 17). Отмеченные разрывы фиксируются зонами брекчирования, милонитизации и эпидотизации, рассекающими все образования структуры и проникающими в массив чуйско-кодарских гранитов, что указывает на их развитие после становления массива. Бургайская структура сложена раннепротерозойскими гранито-гнейсами, содержащими многочисленные реликты плагиогнейсов, биотитовых и амфиболовых гнейсов, амфиболитов чарской серии.

Метаморфическая оболочка Бургайской структуры не сохранилась, а осадочная – развита лишь вдоль ее юго-западной окраины и представлена породами нижней подсвиты икабийской свиты удоканской серии.

Осадочная оболочка согласно облекает гранито-гнейсовую структуру. Сопряжение ядра и оболочки отчетливо выражено в узкой (не более 100 м) контактовой полосе. Здесь среди кварцитов и слюдисто-графитовых сланцев удоканской серии отмечены многочисленные тела маломощных (0,5–2–3 м) гранито-гнейсов, вытянутые параллельно внешней контуре ядра. Кварциты обычно микроклинизированы, а сланцы биотитизированы и отделены от гранито-гнейсов биотитовой каймой. В пачках переслаивания пород обрамления пласты кварцитов будинированы, а графитсодержащие сланцы собраны в мелкие (не более 1–2 м) складки. Осевые плоскости складок под различными углами наклонены во внешнюю от ядра сторону, но в ряде случаев наблюдаются их падения под плоскость контакта гранито-гнейсов с породами обрамления. За пределами контактовой зоны породы обрамления имеют нормальное стратиграфическое залегание с падением пластов к осевой зоне синклинали, разделяющей Эльгерскую и Бургайскую структуры. Таким образом, и в Бургайской структуре структурные изменения в породах осадочной оболочки вызваны воздействием на них формировавшегося гранито-гнейсового ядра.

Внутреннее строение Бургайской гранито-гнейсовой структуры сложное. Глубокие (до 1000–1500 м) эрозионные врезь, рассекающие структуру с востока и запада почти в широтном направлении, позволяют наблюдать детали ее строения. Структура состоит из двух куполов и примыкающей к ним с севера чашевидной гранито-гнейсовой синклинали (см. фиг. 17). Купола в плане имеют форму сжатых овалов (3 × 5 и 1 × 3 км), вытянутых согласно простиранию архейских толщ обрамления.

Ядра куполов сложены гранито-гнейсами, а крылья – в разной степени гнейсовидными породами. Гнейсовидность гранито-гнейсов планпараллельна

ориентировке кристаллизационной сланцеватости метаморфического субстрата. Углы падения пород в присводовой части западного Бургайского купола редко превышают  $20^{\circ}$  и увеличиваются до  $50^{\circ}$  к южной периклинали. Залегания пород на крыльях купола составляют  $50-60^{\circ}$ . Во всех сечениях восточного купола отмечено более крутое (до  $60-70^{\circ}$ ) падение пород. Купола сочленены узкой (до 1 км) килевидной синклиналию. Ось синклинали в плане изогнута согласно конфигурации куполов, а крылья под углами  $70-80^{\circ}$  наклонены к ее осевой зоне и осложнены сильно сжатými изоклиральными складками субмеридионального простирания. На внешних крыльях обоих куполов отмечена серия чередующихся субмеридиональных антиклинальных и синклинальных складок, наклоненных под углами  $40-50^{\circ}$  к сводам куполов и осложненных более мелкими складками с размахом крыльев до нескольких метров.

Чашевидная гранито-гнейсовая синклираль примыкает к куполам с севера. Она сложена гранито-гнейсами, содержащими редкие теневые реликты метаморфических пород. В местах сочленения синклинали с куполами гнейсовидность плавно огibaет контуры куполов, а в центре синклинали тектонический узор, очерчиваемый гнейсовидностью, хаотичен.

По количеству гранитоидного материала среди метаморфического субстрата в Бургайской структуре выделены три зоны: слоисто-неоднородных горизонтов, мигматитов, гранито-гнейсов.

Зона слоисто-неоднородных горизонтов наиболее полно развита вдоль восточной периферии структуры. Здесь среди плаггиогнейсов выделяются горизонты амфиболитов, биотит-амфиболовых, амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов при ограниченном развитии гранито-гнейсов. Наиболее мощные (до 200 м) их тела отмечены в южном периклиральном замыкании антиклинальной складки, осложняющей восточное крыло восточного купола. В виде структурных заливов гранито-гнейсы проникают в зону слоисто-неоднородных горизонтов с севера, со стороны чашевидной гранито-гнейсовой структуры. Кроме того, маломощные (не более 10 м) тела гранито-гнейсов с нечеткими расплывчатыми очертаниями отмечены среди плаггиобиотитовых гнейсов, с которыми они связаны постепенными переходами. Чередование относительно выдержанных по простиранию горизонтов метаморфических пород с телами гранито-гнейсов придают зоне полосчатый слоисто-неоднородный характер.

Зона мигматитов опоясывает по всей периферии оба купола и почти полностью слагает межкупольную синклираль. Ширина зоны непостоянна и изменяется от 100 м до 1,5 км. Количество гранитоидного материала в ее пределах увеличивается от 25 до 60%. Метаморфический субстрат по составу отвечает породам предыдущей зоны, однако от большинства горизонтов, за исключением амфиболитов, сохраняются лишь реликты с расплывчатыми очертаниями. В зоне мигматитов изменяется характер полосчатости и малых структурных форм.

Зона гранито-гнейсов отвечает сводовым частям обоих куполов и полностью слагает чашевидную синклираль. В зоне преимущественно развиты гранито-гнейсы. Состав их варьирует от биотитовых и плаггиогранито-гнейсов до аляскитовых разновидностей. В локальных участках (до нескольких метров в поперечнике) сводовых частей куполов иногда отмечаются существенно калиевые очковые гранито-гнейсы и жильные пегматоидные граниты. Биотитовые гранито-гнейсы, как правило, распространены близ амфиболитов и амфиболовых гнейсов, образующих подобие горизонтов, хотя их роль в строении зоны значительно ниже, чем в Эльгерском куполе. Плаггиогранито-гнейсы занимают большую часть площади данной зоны и связаны постепенными переходами с плаггиогнейсами, которые обычно приурочены к контакту с зоной мигматитов. Кварц-полевошпатовый материал мигматитов встречается среди всех отмеченных разновидностей пород, хотя и в меньшем количестве, чем в зоне мигматитов.

Характерной особенностью всех выделенных зон является неопределенность стратиграфического положения отмеченных в них реликтов метаморфических пород. Показательно, что при геологических работах геологи ВАГТ вначале

отнесли эти реликты к несмуриной свите (А.С. Михайлов и др., 1965 г.), а позднее к имангрской свите (В.С. Федоровский и др., 1966 г.) чарской серии. Забегая вперед, отмечу, что существенно гнейсовый состав реликтов метаморфических пород Бургайской структуры, последовательное изменение последних от амфибодитов и амфиболовых гнейсов через все переходные разновидности до гранито-гнейсов, полное отсутствие первичных текстур и образование вторичных (кристаллизационная сланцеватость, гнейсовидность, полосчатость), подчеркивающих строение структуры, позволяют считать, что структурные и вещественные преобразования метаморфических пород связаны с формированием гранито-гнейсовой структуры. В то же время на связь метаморфических реликтов с архейскими породами, развитыми в обрамлении структуры, указывают частично сохранившиеся, главным образом в основных породах, парагенетические ассоциации минералов, подобные встреченным в породах чарской серии.

Из приведенного описания можно сделать заключение, что отдельные части Бургайской гранито-гнейсовой структуры тесно взаимосвязаны в своем развитии и образуют единую антиформно-синформную структуру.

### ДУГУЙСКАЯ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВАЯ СТРУКТУРА

Структура расположена в бассейне рек Апсат и Дугуй. Она имеет сложное строение, в полной мере еще не расшифрованное. В.С. Федоровский и его соавторы в 1966 г. установили, что эта крупная (более 100 км<sup>2</sup>) структура ориентирована в северо-северо-западном направлении и состоит из трех примерно равных частей (см. фиг. 18).

Апсатский купол — западная часть структуры — имеет в плане форму овала. Его длинная ось вытянута в меридиональном направлении, согласно с простираниями архейских структур. Крылья купола имеют крутые углы падения (60–70°), а гнейсовидность в своде купола указывает на более пологое залегание пород. Купол локализован в архейских породах калаканской свиты, образующих его метаморфическую оболочку, и сложен раннепротерозойскими гранито-гнейсами. Контакт купола с осадочной оболочкой — породами нижней под-свиты икабийской свиты — отмечен лишь вдоль его северо-западной периферии. Западная окраина купола срезана массивом чуйско-кодарских гранитов, а с юга купол ограничен Дугуйским надвигом. Апсатский купол сопряжен с Дугуйским узкой (1,5 км) килевидной синклиналью, сложенной породами калаканской свиты, содержащими согласные тела раннепротерозойских гранито-гнейсов.

Наиболее восточная часть Дугуйской гранито-гнейсовой структуры представляет собой узкий (2–2,2 км) гранито-гнейсовый вал, длинная (16 км) ось которого ориентирована в северо-восточном направлении. Вал также расположен среди пород калаканской свиты, а с юга узкой перемычкой соединен с Дугуйским куполом.

Дугуйский купол (см. фиг. 18) находится в районе верхнего и среднего течения р. Дугуй. Этот фрагмент Дугуйской структуры назван куполом условно, так как большая его часть срезана Дугуйским надвигом, по пологой (10–15°) плоскости которого нижнепротерозойские породы удоканской серии совместно с рвущими их чуйско-кодарскими гранитами надвинуты с юга на образования купола. Возможно, что Дугуйский купол является южным продолжением северо-восточного гранито-гнейсового вала, ось которого ундурирует в месте узкой перемычки и вновь воздымается в районе наблюдаемой части структуры, но не исключено, что купол подобен по строению Апсатскому.

Многу была изучена лишь часть Дугуйского купола, площадью до 30 км<sup>2</sup>, его северное и северо-восточное крыло. В строении этой части купола выделяются метаморфическая оболочка, зона слоисто-неоднородных горизонтов и зона мигматитов. Зоны изогнуты в виде дуги, обращенной выпуклой стороной к северу, а район предполагаемого свода купола скрыт под породами удокан-

ской серии и чуйско-ходарскими гранитами. Строение метаморфической оболочки купола было рассмотрено выше, а осадочная оболочка лежит вне пределов изученного фрагмента купола, поэтому перейду к характеристике зон ядра структуры.

Зона слоисто-несходных горизонтов Дугуйского купола развита по его периферии. Ширина зоны в северной части купола составляет 1,2–1,6 км, а неполная ширина зоны в его восточной и северо-восточной частях равна 1,5–2 км.

Контакт зоны с метаморфической оболочкой четкий и характеризуется резким общим возрастанием количества гранито-гнейсов и связанных с ними постепенными переходами плагиогнейсов биотитового состава. Гранито-гнейсы в данной зоне имеют большее распространение по сравнению с аналогичной зоной Бургайской структуры и являются вмещающими породами по отношению ко всем горизонтам иного состава.

В зоне слоисто-неоднородных горизонтов от толщ переслаивания калаканской свиты сохранились лишь наиболее мощные горизонты амфиболитов, биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов. При переходе от метаморфической оболочки к рассматриваемой зоне горизонты амфиболитов, наиболее устойчивые к процессам гранитизации, претерпели редукцию мощности почти в три раза. Очевидно, еще сильнее сократилась мощность горизонтов более лейкократовых пород, однако оценить масштаб редукции мощности трудно из-за интенсивных вещественных преобразований. Направленное изменение минерального состава пород от амфиболитов к амфиболовым, биотит-амфиболовым, амфибол-биотитовым гнейсам, плагиогнейсам и, наконец, к гранито-гнейсам было установлено при непосредственном прослеживании отдельных горизонтов как в вертикальном, так и в горизонтальном сечениях гранито-гнейсовой структуры и подтверждено петрографическим изучением пород. Таким образом, изменения вещественного состава пород происходили одновременно со структурными преобразованиями.

При переходе к зоне мигматитов амфиболиты и амфиболовые гнейсы утрачивают функции горизонтов, их место занимают участки повышенной мигматизации с внутренней мигматитовой текстурой, представленной чередованием полос, линз метаморфического субстрата и гранитоидного материала различной мощности и протяженности. Участки отделены один от другого вмещающими гранито-гнейсами, которые расщепляют и будинируют внутренние части даже наиболее сохранившихся горизонтов относительно однородного состава.

Характерной особенностью зоны мигматитов Дугуйского купола является серия прерывистых, почти изоклиальных складок, выявленных по замерам гнейсовидности и кристаллизационной сланцеватости. Оси складок дугообразно изогнуты согласно с простираемостью зоны мигматитов и вместе с отдельными сохранившимися в зоне горизонтами основных пород определяют концентрическое строение Дугуйского купола. Длина (до 0,8 км) изоклиальных складок в 5–10 раз превышает их ширину, а их крылья, как правило, наклонены под углами 40–70° в сторону периферии купола.

### ХАНИНСКАЯ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВАЯ СТРУКТУРА

Описываемая структура расположена на хребте Удокан в бассейне рек Хани, Икабьекаң, Мурурин, Олондо (см. фиг. 15, 19). Она была детально изучена М.З. Глуховским (1970), выделявшим в ее составе Кирылтинский гранито-гнейсовый вал и Ханинский купол.

Кирылтинский гранито-гнейсовый вал, по данным этого исследователя, является относительно симметричной структурой с вертикальной осевой плоскостью и падением крыльев до 40–50°, сложенной раннепротерозойскими гранито-гнейсами. Вал вытянут (почти на 35 км) вдоль западной окраины Олондинского трога. Ширина вала 2–5 км. Место предполагаемого сочленения Кирылтинского вала с Ханинским куполом (район оз. Читкандя) перекрыто чет-



вертикальными отложениями, поэтому Ханинский купол в равной мере можно считать как куполом, так и южным замыканием гранито-гнейсового вала.

Мною изучалась южная часть Ханинской структуры, собственно Ханинский купол, по М.З. Глуховскому, занимающий междуречье Хани, Мурурина и Курунг-Уряха. Купол имеет в плане форму полуовала ( $7 \times 18$  км), раскрывающегося в северном направлении. Его крылья под углами  $40-70^\circ$  наклонены к периферии. В строении этого купола много общего с рассмотренными выше гранито-гнейсовыми структурами.

Метаморфическая оболочка развита вдоль северо-западной и западной окраин купола в полосе шириной до 4 км. Породы оболочки близки по составу к породам имангрской и калаканской свит. Горизонты пород метаморфической оболочки плавно огибают ядро с падением во внешнюю от ядра сторону. Мигматизация и гранитизация пород в целом нарастают к контакту с ядром, увеличиваясь от меланократовых разностей пород к лейкократовым, с уменьшением в породах содержания амфибола и возрастанием — кварца, плагиоклаза, биотита. Однако ни мигматизация, ни гранитизация здесь не создают трудностей в стратификации горизонтов.

Осадочная оболочка купола сохранилась вдоль юго-восточного крыла купола и сложена породами нижней подсвиты икабийской свиты. Здесь на протяжении 9 км мною прослежено сочленение осадочной оболочки и ядра купола. В зоне контакта (шириной  $0,2-0,5$  км) тонкослоистые сланцы осадочной оболочки интенсивно мигматизированы с развитием ленточных и тонкополосчатых текстур мигматитов. Метатект мигматитов представлен кварц-полевошпатовым и лейкократовым гранито-гнейсовым материалом, имеющим как согласные, так и пологосекущие взаимоотношения с породами осадочной оболочки. Мигматизированные породы образуют серию синусоидальных открытых складок, оси которых в плане параллельны очертаниям ядра купола, а размах крыльев редко превышает  $2-3$  м. Наклон осевых плоскостей складок изменяется от  $90$  до  $60-70^\circ$  то в направлении свода купола, то во внешнюю от него сторону. При удалении от контакта мелкие складки и мигматизация быстро затухают и породы осадочной оболочки приобретают нормальное стратиграфическое залегание с наклоном до  $40^\circ$  к осевой зоне синклинали обрамления.

Три зоны ядра Ханинского купола по основным характеристикам аналогичны зонам других изученных гранито-гнейсовых структур.

Зона слоисто-неоднородных горизонтов развита фрагментарно. Наиболее отчетливо она выражена в районе замыкания купола и вдоль его северо-западного крыла. Однако и здесь ее ширина непостоянна и варьирует от  $0,2$  до  $1$  км. Для зоны типичны горизонты амфиболитов, амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов. Мощность их резко (часто в десятки раз) уступает мощности горизонтов аналогичного состава метаморфической оболочки. Чередование горизонтов с телами гранито-гнейсов различной мощности и маломощными (не более  $2-3$  м) пластинами плагиогнейсов и биотитовых гнейсов придает зоне грубополосчатый характер.

Зона мигматитов прерывиста и часто по простиранию сменяет зону слоисто-неоднородных горизонтов. Наиболее отчетливо она выражена в районе замыкания купола. Крылья купола осложнены узкими (до  $1$  км) и протяженными (до  $5$  км) складками, вытянутыми параллельно длинной оси купола и дугообразно изогнутыми в его периклинали. Наклон осевых плоскостей складок обычно отвечает залеганию пород на крыльях купола и составляет  $50-70^\circ$ .

Зона гранито-гнейсов занимает большую часть Ханинского купола, расширяясь в северо-восточном направлении и замещая по простиранию зоны слоисто-неоднородных горизонтов и мигматитов. Зона не имеет четких границ и фиксируется по исчезновению среди гранито-гнейсов практически всех разновидностей пород, кроме амфиболитов. В зоне преимущественно развиты лейкократовые гранито-гнейсы, и лишь местами встречаются их мезократовые разности, а в осевой части купола появляются слабогнейсовидные аляскитовые гранитоиды. Все разности гранито-гнейсов связаны между собой постепенными переходами.

## РЕКОНСТРУКЦИЯ «ИДЕАЛЬНОГО КУПОЛА» И РЕАЛЬНЫЙ РЯД ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ СТРУКТУР

Все изученные куполовидные структуры расположены в раннепротерозойском гранито-гнейсовом поясе, очерчивающем Кодаро-Удоканский прогиб и шовные синклинали и отчетливо наложенном на архейский план деформаций (см. фиг. 16).

Пояс представляет собой сложную систему изометричных антиформ и синформ, отдельные части которых и рассматриваются в качестве элементарных гранито-гнейсовых структур (валов, куполов, чаш и т.д.). Чем обусловлена изометричность совокупности гранито-гнейсовых форм пояса, является ли она следствием интерференции элементарных структур, каждая из которых отвечает какому-то центру проницаемости земной коры, или вызвана какими-либо иными причинами — не совсем ясно и требует специального исследования.

Сочленение пояса с кристаллическими породами архея происходит постепенно через зону (шириной до 2–4 км) измененных пород, текстурные и структурные элементы которых полностью подчинены внешней границе пояса. Эта зона, общая для всех гранито-гнейсовых структур, условно названа метаморфической оболочкой. Иногда метаморфическая оболочка в виде фрагментов в различной степени переработанных пород сохраняется и внутри пояса гранито-гнейсовых структур, в местах сочленения отдельных его элементов.

Осадочная оболочка перекрывает пояс гранито-гнейсовых структур и развита вдоль всей периферии пояса при его сочленении с Кодаро-Удоканским прогибом или трогами. Таким образом, сам пояс служит переходной зоной между образованиями нижнего и верхнего структурных этажей.

Сравнивая строение изученных гранито-гнейсовых структур, легко заметить, что они имеют ряд общих черт. Форма, размеры, ориентировка структур, по крайней мере их куполовидных фрагментов, примерно одинаковы и хорошо согласуются с простиранием архейских пород. Субстратом для гранито-гнейсовых структур служили архейские породы чарской серии, что доказано как непосредственным прослеживанием отдельных горизонтов метаморфической оболочки в пределы структур, так и сходством парагенетических ассоциаций минералов пород обрамления и реликтов метаморфических пород внутри структур.

Все гранито-гнейсовые структуры имеют примерно равную глубину эрозионного среза, так как в обрамлении их лежат породы имангрской и калаканской свит, хотя из-за близости состава этих свит трудно судить — на каком уровне структур прошла плоскость эрозионного среза. В направлении к ядрам структур состав пород свит обрамления становится все более однообразным, а в ядрах отмечается весьма ограниченный однотипный набор метаморфических пород, которые совместно с гранито-гнейсами и мигматитами определяют зональность ядра.

С нарастанием количества гранитоидного материала от окраин структур к их сводам зона слоисто-неоднородных горизонтов постепенно сменяется зоной мигматитов и далее зоной гранито-гнейсов. Характерно, что если в зоне слоисто-неоднородных горизонтов отмечается большинство пород, присущих метаморфической оболочке, то в зонах мигматитов и гранито-гнейсов сохраняются лишь реликты пород основного состава. В этих двух зонах широко распространены соответственно полосчатые и гнейсовидные текстуры мигматитов и гранито-гнейсов. В ядрах гранито-гнейсовых структур, как было показано выше, не только изменяется состав пород, но и резко сокращается мощность слогаемых ими горизонтов.

Зональность гранито-гнейсовых структур наиболее наглядно отражает нарастание гранитизации к их сводам. Однако значение выделенных зон не ог-

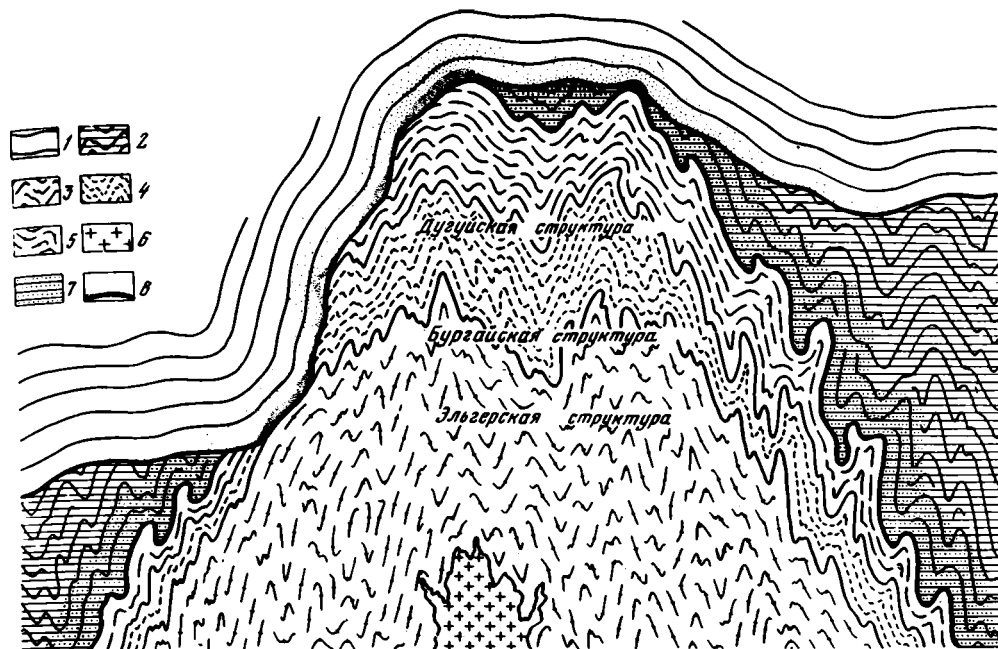
раничивается только иллюстрацией этого процесса. Как будет показано ниже, для каждой зоны характерны свои, только ей свойственные текстурные и структурные особенности, указывающие на состояние вещества в момент формирования гранито-гнейсовых структур и подчеркивающие связь гранитизации и деформации.

Общей особенностью изученных гранито-гнейсовых структур является наличие в их пределах узких изоклинальных складок, подобных широко развитым среди архейских толщ. Это, по-видимому, еще раз подтверждает, что архейские толщи служили материалом при формировании гранито-гнейсовых структур. Простирающиеся изоклинальные складки подчеркивают концентрическое строение куполов, но вергентность складок не всегда одинакова. Иногда она имеет центростремительный характер, что наряду со сжатием куполов в широтном направлении, возможно, указывает на роль тангенциальных сил в куполообразовании. Однако в тех же гранито-гнейсовых структурах в ряде случаев уменьшаются углы падения гнейсовидности и кристаллизационной сланцеватости к их сводам и центробежная вергентность складок на контакте с породами обрамления. Эти факты, по-видимому, напротив, указывают на роль вертикальной составляющей при куполообразовании и на увеличение объема пород при гранитизации. В настоящее время данных для суждения об относительной роли вертикальных или горизонтальных сил при формировании изученных куполов недостаточно, но имеющийся материал лучше всего согласуется с точкой зрения Э. Кранка (Kranck, 1957) и С.В. Чеснокова (1966-1968 гг.), считающих, что в куполообразовании участвуют обе составляющие движений.

Рассмотренные выше общие особенности изученных гранито-гнейсовых структур характерны, насколько можно судить по литературным данным (Глуховский, 1960, 1970; Лейтес, Федоровский, 1972), и для других подобных структур Кодаро-Удоканского района. Следовательно, можно предположить, что эти особенности отражают какие-то общие черты процесса формирования гранито-гнейсовых структур. При идеальном течении этого процесса и консервации его результатов мы должны были бы получить некий "идеальный гранито-гнейсовый купол", имеющий три равномерно развитые внутренние зоны, а также метаморфическую и осадочную оболочки, конформные гранито-гнейсовому ядру (фиг. 20). Если каждой зоне такого идеального купола отвечают свой уровень гранитизации и свои пластические деформации, то, по-видимому, строение этой структуры, вобравшей все общие особенности частных гранито-гнейсовых структур, не только должно отражать постепенную, направленную от периферии к центру глубину переработки метаморфического субстрата, но и давать представление о суммарной пластичности пород пояса гранито-гнейсовых структур.

Однако изучение положительных гранито-гнейсовых структур показало, что каждая конкретная структурная форма, кроме черт сходства, обладает и индивидуальными чертами, отличающими ее от других структур. Различия элементарных гранито-гнейсовых структур прежде всего выражены в фрагментарной сохранности или даже в полном отсутствии осадочной и метаморфической оболочек, той или иной зон ядра.

В целом отсутствие или наличие осадочной оболочки, по-видимому, определяется глубиной эрозионного среза. Следует учесть, что осадочная оболочка почти повсеместно в пределах Кодаро-Удоканского района представлена базальными горизонтами икабийской свиты или же крайне неравномерно гранитизированными осадочно-вулканогенными толщами трогового комплекса. Переработка осадочной оболочки ограничивалась узкой приконтактной полосой. В силу своего состава эти породы препятствовали распространению тепла и ограничивали "рост" гранито-гнейсовых структур, как было отмечено рядом исследователей для различных районов (Кейльман, 1970; Кранк, Оја, 1960; Fonteilles, Guitard, 1968). Кажется справедливым мнение М.З. Глуховского (1969, 1970), А.М. Лейтеса, В.С. Федоровского (1972), что породы осадочной оболочки служили естественным физико-химическим экраном для формировавшихся



Фиг. 20. Схематический разрез "идеального гранито-гнейсового купола" и положение на нем сечений конкретных структур

1, 2 - раннепротерозойские оболочки: 1 - осадочная, 2 - метаморфическая; 3-6 - ядро гранито-гнейсовой структуры: 3 - зона слоисто-неоднородных горизонтов, 4 - зона мигматитов, 5 - зона гранито-гнейсов, 6 - анатектические граниты; 7 - чарская серия архея; 8 - метаморфические ореолы в породах удоканской серии нижнего протерозоя (условно показаны три зоны)

гранито-гнейсовых структур. В то же время именно наличие осадочной оболочки являлось необходимым условием для образования гранито-гнейсовых структур.

В отличие от осадочной метаморфическая оболочка являлась тем легко гранитизируемым субстратом, в котором происходило развитие гранито-гнейсовых структур. В связи с этим наличие или отсутствие метаморфической оболочки внутри гранито-гнейсового пояса при сочленении одноименных структур определяется не столько глубиной эрозионного среза, сколько различной степенью переработки архейских пород в процессе гранитизации. Примерами разной степени редукции метаморфической оболочки могут служить зоны сочленения разных частей Бургайской и Дугуйской гранито-гнейсовых структур. На границе пояса гранито-гнейсовых структур и кристаллических пород архея метаморфическая оболочка должна была сохраниться повсеместно, и лишь внешние причины, не связанные прямо с формированием гранито-гнейсовых структур, - зоны долгоживущих разломов, массивы разнообразных гранитоидов - мешают в ряде случаев (Бургайская структура) наблюдать контакт ядра и метаморфической оболочки. Породы метаморфической оболочки, метаморфизованные в гранулитовой фации метаморфизма, во время раннепротерозойской гранитизации испытали регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации. Таким образом, выявляется интересная особенность гранито-гнейсовых структур: они формируются на границе зон прогрессивного и регрессивного метаморфизма, т.е. зон пород с различным тепловым эффектом метаморфических преобразований.

Другим важным отличием изученных гранито-гнейсовых структур друг от друга является неравномерное развитие в их ядрах трех зон гранитизации. В каждой гранито-гнейсовой структуре преимущественно распространена какая-

либо одна из зон. Например, зона слоисто-неоднородных горизонтов наиболее широко развита в Бургайской и Дугуйской гранито-гнейсовых структурах, фрагментарна в Ханинской и отсутствует в Эльгерской. Зона мигматитов максимально распространена в Дугуйской, отчетливо выражена в Бургайской и фрагментарна в Эльгерской и Ханинской структурах. Зона гранито-гнейсов занимает большую часть площади Эльгерского купола, полно представлена в Ханинской структуре, а в Бургайской приурочена к сводам куполовидных складок.

По преимущественному развитию и строению той или иной зоны изученные гранито-гнейсовые структуры могут быть выстроены в следующий ряд: Бургайская, Дугуйская, Ханинская, Эльгерская. В данном ряду слева направо уменьшается значение зоны слоисто-неоднородных горизонтов и соответственно возрастает роль зоны гранито-гнейсов, т.е. гранито-гнейсовые структуры как бы стремятся приблизиться к строению Эльгерского купола. Причем с исчезновением отдельных горизонтов, очерчивающих зоны, внешне упрощается строение структур. Данное явление можно назвать парадоксом купола, так как изучение внутренних деформационных особенностей выделенных зон показывает, что упрощение структур кажущееся и строение ядра Эльгерского купола не менее сложно, чем у других гранито-гнейсовых структур.

Отличия в строении реальных гранито-гнейсовых структур ряда от идеального купола, по-видимому, обусловлены разной глубиной переработки метаморфического субстрата под экраном реакционной осадочной оболочки. Так, в Эльгерском куполе, зажатом в межтроговом блоке, почти полное отсутствие зональности, возможно, является следствием максимальной переработки, дошедшей до стадии гранито-гнейсов и остановленной осадочной оболочкой. Кажется вероятным, что по этой же причине в Ханинском куполе и Бурпалинском, детально описанном А.М. Лейтесом и В.С. Федоровским (1972), наблюдается непосредственный контакт гранито-гнейсов ядра и осадочной оболочки, т.е. можно думать, что рассмотренные гранито-гнейсовые структуры находятся на разных ступенях своего развития.

Итак, если каждая конкретная структура в намеченном ряду отражает определенную ступень развития гранито-гнейсовых структур, то весь ряд в целом иллюстрирует какой-то отрезок единого процесса развития гранито-гнейсовых структур Кодаро-Удоканского района. Возможным прогрессивным продолжением данного ряда, по-видимому, могут служить грибовидные и чашеобразные гранито-гнейсовые структуры надвигового типа, разобранные М.З. Глуховским (1969, 1970). Обрывки генетических рядов гранито-гнейсовых структур, как показано выше, встречаются в различных регионах мира, однако выявление их сопряжено с трудностями, так как в каждом конкретном случае необходимо установить, какие основные причины вызвали сходство и различие в строении структур.

Из сказанного выше следует, что идеальный купол отражает общие суммарные особенности изученных гранито-гнейсовых структур, а ряд структур — черты их различия. Принимая, что специфику строения каждого купола наиболее полно отражают особенности максимально развитой в нем зоны, можно полагать, что при характеристике аналогичной зоны идеального купола эталоном ее строения могут служить конкретные гранито-гнейсовые структуры. Например, строение центральной зоны идеального купола могли бы демонстрировать Эльгерская и Ханинская структуры, зоны мигматитов — Бургайская и Дугуйская, а зоны слоисто-неоднородных горизонтов — Бургайская гранито-гнейсовая структура. Таким образом, идеальный купол объединяет в себе основные черты всего ряда конкретных гранито-гнейсовых структур. Иными словами — ряд гранито-гнейсовых структур как бы иллюстрирует радиальное сечение идеального купола и ведет к его реконструкции.

## ХАРАКТЕР ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

Характер деформаций в рассматриваемых гранито-гнейсовых структурах вскрывается при исследовании полосчатости и малых структурных форм.

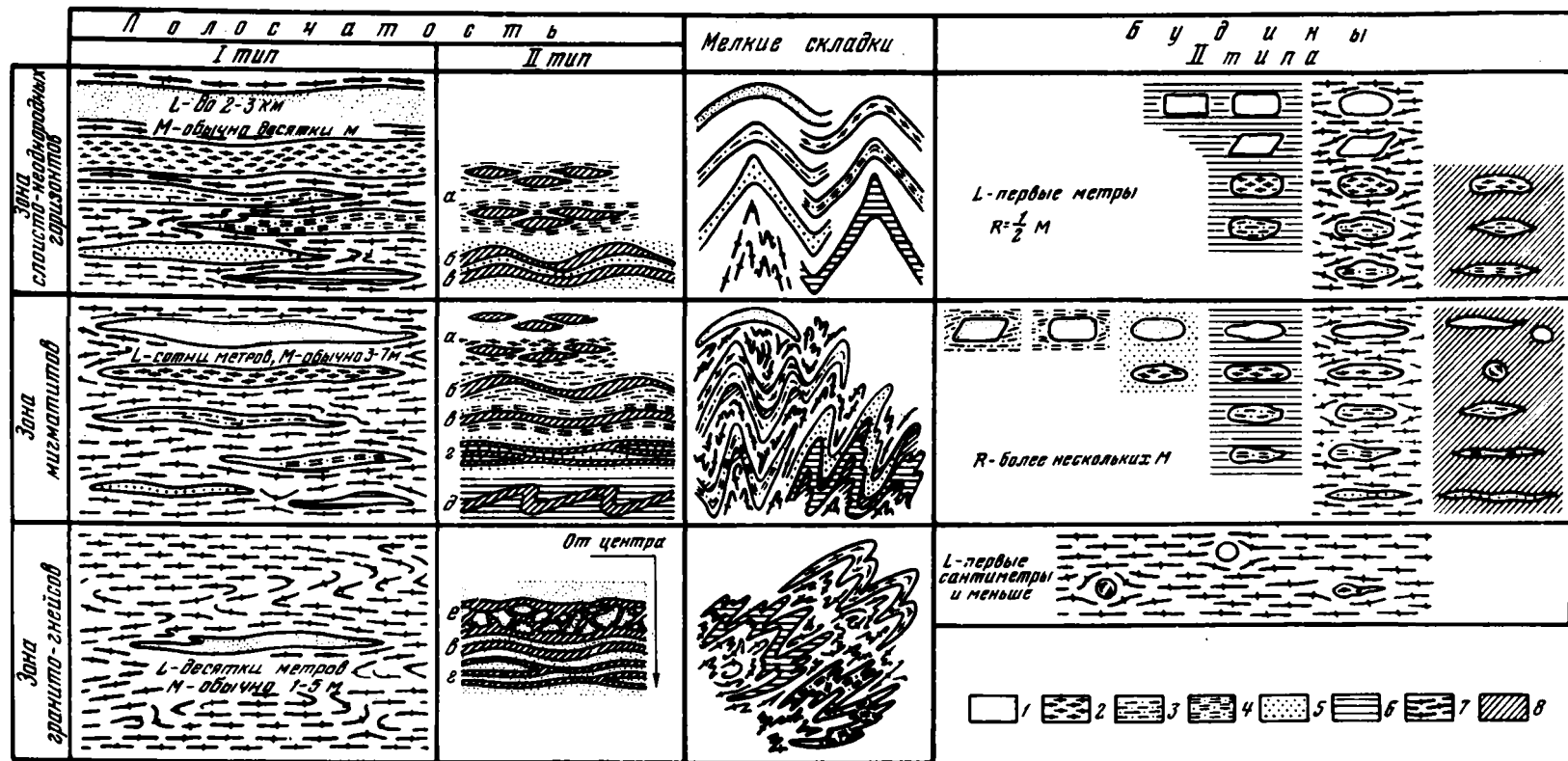
Под малыми структурными формами понимаются мелкие складки, структуры будинаж, сингенетичные разрывы и другие формы, размеры которых не выходят за пределы отдельных обнажений и изменяются от долей сантиметра до 5-10 м. Как справедливо отметил В.И. Громин (1970, с. 5), "главная особенность этих форм состоит в том, что они полностью, во всех деталях доступны непосредственному наблюдению, по крайней мере в одной плоскости, благодаря чему при установлении морфологии данных форм совершенно отсутствует элемент гипотезы".

Полосчатость и малые структурные формы в гранито-гнейсовых структурах развиты широко, но неравномерно. Количество малых структурных форм, их морфология, связь отдельных форм между собой и другие в целом изменяются от зоны к зоне, от периферии к центру в каждой из реальных гранито-гнейсовых структур (фиг. 21). Можно полагать, что анализ полосчатости и малых структурных форм конкретных гранито-гнейсовых структур дает представление о характере деформаций в пределах идеального купола.

Полосчатость имеет большое значение в строении гранито-гнейсовых структур. Наиболее отчетливо она выражена в зоне слоисто-неоднородных горизонтов Бургайской и Дугуйской гранито-гнейсовых структур или в аналогичной зоне идеального гранито-гнейсового купола.

В зоне слоисто-неоднородных горизонтов различаются два типа полосчатости. Полосчатость первого типа представлена "чередованием горизонтов" метаморфических пород различного петрографического состава как между собой, так и с маломощными (не более 10 м) телами гранито-гнейсов. Такое чередование является характерной особенностью данной зоны, так как именно оно придает зоне полосчатый, слоисто-неоднородный характер и позволяет закартировать рассматриваемые структуры. Можно было бы предположить, что полосчатость данного типа, создающая впечатление стратифицированности пород, отражает первичную слоистость, тем более, что само расчленение толщ чарской серии на ряд свит (Федоровский, 1972) за пределами гранито-гнейсовых структур, казалось бы, косвенно указывает на это. Однако при изучении этих структур установлено, что ни один из "горизонтов" не имеет четких границ. Состав "горизонтов" как в вертикальном, так и в горизонтальном сечениях купола изменяется от пироксеновых кристаллических сланцев, амфиболитов и амфиболовых гнейсов до биотитовых гнейсов. Все переходы между "горизонтами" постепенны и выделены по количественному преобладанию "прослоев" того или иного состава. Гранито-гнейсы, а в ряде случаев и плагиогнейсы замещают, как бы растворяют в себе перемежающиеся между собой "горизонты". Исключение составляют горизонты основных пород (пироксеносодержащие кристаллические сланцы, амфиболиты, реже амфиболовые гнейсы), которые по четкости своего выражения, протяженности, относительной выдержанности мощности играют роль маркирующих среди других "горизонтов".

Мощность всех горизонтов непостоянна и варьирует в широких пределах от 1-2 до десятков, иногда и сотен метров, а протяженность - от нескольких метров до 2-3 км. Характерно, что мощность горизонтов пород основного состава по сравнению с мощностью горизонтов аналогичного состава метаморфической оболочки, как правило, в десятки раз меньше. Конечно, нельзя исключить, что одной из причин сокращения мощности являлись процессы гранитизации, однако, как убедительно показано Н.Г. Судовиковым (1959; Судовиков и др., 1962а, б) на примере Алданского горнопромышленного района, породы основного состава наиболее устойчивы к данным процессам, так как отличаются высоким содержанием железа, магния и кальция, вынос которых в условиях гранитизации ограничен. Следовательно, необходимо признать, что сокращение



Фиг. 21. Схема распределения малых структурных форм и полосчатости в разных зонах гранито-гнейсовых структур

1 - пироксеновые, амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы и амфиболиты; 2 - амфиболовые гнейсы; 3 - биотит-амфиболовые гнейсы; 4 - амфибол-биотитовые гнейсы; 5 - био-

титовые гнейсы; 6 - плагиогнейсы; 7 - гранито-гнейсы; 8 - кварц-полевошпатовый материал мигматитов. Полосчатые текстуры: а - линзовидные, б - линзовидно-ленточные, в - ленточные, г - тонколенточные, д - складчатые, е - сетчатые, L - длина; M - мощность; R - расстояние между будинами

мощности всех "горизонтов" вызвано не только процессами гранитизации, но и тектоническими силами, обусловившими образование гранито-гнейсовых структур. По-видимому, сам факт сокращения мощности горизонтов, какими бы причинами он ни был обусловлен, не позволяет считать, что определенная последовательность в чередовании горизонтов отражает, как полагает ряд исследователей районов глубокого метаморфизма (Исаев, 1971; Сидоренко и др., 1971; Сидоренко, Лунева, 1972; Немова, 1973), неизменную первичную слоистость и что полосчатость является реликтовой и сохраняет все черты, обусловленные дометаморфическими процессами, во всяком случае в пределах изученных гранито-гнейсовых структур. В то же время изучение характера полосчатости первого типа позволяет подтвердить вывод, ранее полученный другими исследователями глубоко метаморфизованных толщ (Тернер, 1951; Шрок, 1953; Ботвинкина, 1965, 1970; Прияткина, 1971; Захаревич и др., 1972; и др.): полосчатость, напоминающая слоистость, возникает в ходе синхронных процессов тектоники и метаморфизма, во всяком случае, в пределах изученных гранито-гнейсовых структур. Внутри метаморфических пород, создающих полосчатость первого типа, отмечены кристаллизационная сланцеватость и полосчатые текстуры второго типа, которые также трудно объяснить с позиции первичной слоистости толщ метаморфических пород.

Кристаллизационная сланцеватость, обусловленная планпараллельным расположением пластинчатых и удлинённых минералов, повсеместно совпадает с направлением простирания горизонтов и с гнейсовидностью в гранито-гнейсах, что, вероятно, указывает на одновременность их образования.

Полосчатость второго типа в наиболее типичном виде представлена чередованием тонких, протяженных (до сотен метров) или линзовидных полос различного минерального состава с цветными минералами, расположенными в плоскости кристаллизационной сланцеватости (табл. I, 1). "Прослой" напоминают согласное залегание, а мощность их изменяется от нескольких миллиметров до 10-30 см. Однако при прослеживании по простиранию удается установить, что прослой часто имеют пережимы, утоняются до нитевидных, выклиниваются, расщепляются или серия более мелких (до 1-2 см) прослоев сливается в единый. На границах "слоев" различного состава - плагиогнейсов и амфиболовых гнейсов, гранито-гнейсов и амфиболитов и т.д. - отмечены псевдослой биотитовых гнейсов с линейно вытянутыми по простиранию чешуйками биотита. Следовательно, появление новообразованных минералов вызывает формирование "новых" погосчатых текстур. Границы таких слоев, как правило, резкие, а мощность их уступает мощности контактирующих слоев. Такой характер "чередования", по-видимому, скорее указывает на тектоническое происхождение полосчатых текстур при одновременной метаморфической дифференциации, чем на связь с первичной, дометаморфической слоистостью. Кстати, появление подобных текстур "ложной слоистости" среди глубоко метаморфизованных толщ докембрия было отмечено еще П. Эскола (Escola, 1933), который объяснял их происхождение химической реакцией между слоями различного состава.

В формировании полосчатости второго типа в ряде случаев принимают участие послонные мигматиты. Мигматиты, как известно (Судовиков, 1954; Шуркин, 1957, 1962, 1964, 1970), представляют собой сложную породу, состоящую из двух и более петрографически различных частей. Одна часть мигматитов отвечает в разной степени метаморфизованной породе - это так называемый метаморфический субстрат. Другая часть имеет гранитоидный состав и именуется кварц-полевошатовой составляющей мигматитов, мобилизатом, жильным материалом, или метатектом.

В зоне слоисто-неоднородных горизонтов наблюдается четкая зависимость количества метатекта от состава мигматизируемых пород. Количество его возрастает от пророксодержащих кристаллических сланцев и амфиболитов к амфиболовым, биотит-амфиболовым, амфибол-биотитовым гнейсам и далее к биотитовым гнейсам и плагиогнейсам, увеличиваясь в целом к контакту с зоной мигматитов. Так, в единой "пачке переслаивания", в нижнем течении второго левого притока р. Бургай, можно наблюдать тонколинзовидные и линзо-



видные текстуры (здесь и далее по классификации К.А. Шуркина, 1962, 1970) в биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсах, соседствующие с неравномерно-полосчатыми и ленточными текстурами в биотитовых и плагиогнейсах (табл. I, 2), при полном отсутствии кварц-полевошпатового материала среди амфиболитов. Амфиболовые гнейсы в данной зоне также весьма редко мигматизированы.

Кварц-полевошпатовый материал, как показали наблюдения, проникал в породы вдоль плоскостей наименьшего сопротивления. Например, при прослеживании горизонта амфибол-биотитовых гнейсов мощностью до 2-3 м вкосте простираения зоны слоисто-неоднородных горизонтов (второй Бургайский купол, среднее течение левого притока р. Бургай) метатект повсеместно наблюдался в плоскости кристаллизационной сланцеватости, образуя линзовидно-полосчатые текстуры. Здесь же вдоль контакта отмеченных выше амфибол-биотитовых гнейсов с горизонтами амфиболитов мощностью до 3 м наблюдалась тонкая, до 2-3 см, прерывистая полоса кварц-полевошпатового материала, который лишь в местах нарушения сплошности амфиболитов создавал локальные сетчатые текстуры, и от этих мест вдоль плоскостей кристаллизационной сланцеватости и по тонким трещинам незначительно (на расстояние не более 0,5-0,7 м) проникал внутрь массивных амфиболитов.

Характер полосчатости резко нарушен в местах прорыва "горизонтов" метаморфических пород гранито-гнейсами. В этих случаях наблюдается отчетливое возрастание количества кварц-полевошпатового материала и в метаморфическом субстрате появляются не типичные для данной зоны текстуры мигматитов. Например, в амфиболитах и амфиболовых гнейсах наряду с агматитовыми зафиксированы линзовидные и линзовидно-полосчатые текстуры, а в биотитовых гнейсах - сложная "мигматитовая складчатость" - мелкие дисгармоничные формы, созданные при участии лейкократового материала мигматитов.

В зоне мигматитов изменяется характер полосчатости. Это в первую очередь проявляется в изменении полосчатости первого типа. При прослеживании отдельных горизонтов из зоны слоисто-неоднородных горизонтов в зону мигматитов (левые притоки р. Бургай, верховья р. Дугуй, левые притоки р. Хани) как в вертикальном, так и в горизонтальном сечениях идеального купола отмечено направленное изменение состава пород метаморфических горизонтов. В одних и тех же участках зоны мигматитов при примерно одинаковой мощности горизонтов амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы замещаются биотитовыми, гнейсы биотитового состава сменяются плагиогнейсами и гранито-гнейсами. В породах нарастает общее количество гранитоидного материала и соответственно уменьшается количество темноцветных минералов.

Одновременно с изменением состава пород изменяется и мощность горизонтов метаморфических пород (Сорвачев, 1974). Так, горизонты амфиболитов и амфиболовых гнейсов мощностью до 10-15 м при прослеживании в зону мигматитов испытали сокращение мощности в 2-3 раза, а вдоль их контактов возникли зоны послонных мигматитов. Можно полагать, что не меньшее сокращение мощности было и у "горизонтов" менее основного состава, однако из-за более интенсивной гранитизации этих пород трудно оценить масштаб сокращения мощности. Например, при прослеживании горизонтов амфибол-биотитового состава из зоны слоисто-неоднородных горизонтов в данную на их продолжении отмечена серия линз и тонких вытянутых и изогнутых прослоев биотитовых гнейсов и плагиогнейсов.

Показательно, что от слоисто-неоднородной толщи в зоне мигматитов сохранились лишь отдельные горизонты наиболее основных пород, а от пород иного состава сохранились лишь реликты с диффузными расплывчатыми очертаниями (табл. II, 1, 2). Эти реликты неоднородны и чаще всего представлены чередованием полос определенного минерального состава с полосами кварц-полевошпатового и гранито-гнейсового материала. Таким образом, в зоне мигматитов грубая полосчатость первого типа уступает место мигматитовой полосчатости второго типа, причем если в зоне слоисто-неоднородных горизонтов мигматитовая полосчатость развита локально и имеет "внутрипластовый" характер, то в зоне мигматитов она распространена широко.

Характер мигматитовой полосчатости второго типа или текстур мигматитов в рассматриваемой зоне зависит от целого ряда факторов. Наиболее важные из них приводятся ниже.

В зоне мигматитов сохраняется зависимость текстур мигматитов от состава пород. Однако из-за большей общей насыщенности зоны гранитоидным материалом она выражена менее четко, чем в зоне слоисто-неоднородных горизонтов. Например, при переходе от рассмотренной выше зоны к данной (левые притоки р. Дутуй, среднее течение левых притоков р. Бургай) среди реликтов основных кристаллических сланцев и амфиболитов примерно равной мощности (до 3 м) наиболее типичны линзовидные текстуры с длиной линз метатекта 1-2 см при ширине в несколько миллиметров. В пределах одного обнажения можно видеть, что эти текстуры соседствуют с линзовидно-полосчатыми в амфиболовых гнейсах, представленных чередованием линз или полос метаморфического субстрата мощностью до 10-20 см и метатекта до 3 см. Здесь же в амфибол-биотитовых и связанных с ними постепенным переходом биотитовых гнейсах соответственно отмечены ленточные и тонкослойные текстуры (табл. II, 3). Текстуры характеризуются тонким, но достаточно четким чередованием полос лейкократового и меланократового материала, мощность которых изменяется от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Кварц-полевошпатовый материал в биотитовых гнейсах, плагиогнейсах, гранито-гнейсах образует как полосчатые текстуры, так и внутрислойные мелкие складчатые формы (табл. III, 1, 2). Кроме охарактеризованных выше текстур, в биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсах отмечены текстуры, обусловленные выделением линз или полос мономинерального (биотитового) состава с послойным расположением минералов в плоскости кристаллизационной сланцеватости.

При продвижении к контакту с зоной гранито-гнейсов ленточные текстуры становятся типичными не только в амфибол-биотитовых гнейсах, но и в гнейсах биотит-амфиболового состава, а в прослоях амфиболовых гнейсов все чаще встречаются сетчатые и ветвистые мигматиты. Таким образом, текстуры мигматитов, по-видимому, зависят не только от состава метаморфического субстрата, но и от места, занимаемого в зоне, или, что одно и то же, от количества гранитоидного материала, так как оно постепенно нарастает от периферии купола к центру.

Текстуры мигматитов зависят от мощности метаморфических прослоев. Например, в горизонтах амфиболовых гнейсов мощностью около 5 м (район сочленения первого и второго Бургайских куполов) почти полностью отсутствовал кварц-полевошпатовый материал, тогда как в прослоях гнейсов того же состава, но мощностью до 2 м, отмечались линзовидные и линзовидно-ветвистые текстуры.

По-видимому, при выяснении причин, вызвавших изменение характера полосчатости в пределах конкретной зоны гранито-гнейсовой структуры, необходимо установить взаимосвязь различных факторов, влиявших на полосчатые текстуры. В этом отношении показателен следующий пример. На приведенной фотографии (табл. III, 3) в центре снимка хорошо виден подготовленный к будинированию прослой биотит-амфиболовых гнейсов. Прослой имеет слабоволнистые четко очерченные границы, окаймленные пегматоидным материалом. В месте пережима мощность прослоя сокращена более чем вдвое. Выше биотит-амфиболовых гнейсов расположены полосы чередующихся гранито-гнейсов и биотитовых гнейсов примерно равной мощности, контакт которых имеет расплывчатые диффузные очертания. Среди биотитовых гнейсов видны мелкие (2x3 см) будины амфиболовых гнейсов, концы которых растянуты до отдельных зерен роговой обманки. При сопоставлении состава и мощности отмеченных прослоев можно сделать заключение, что в одних и тех же условиях даже тонкие прослои амфиболовых гнейсов среди биотитовых гнейсов будинируются, тогда как более мощный прослой биотит-амфиболовых гнейсов среди гранито-гнейсов растягивается с образованием "шеек разрыва", а прослои биотитовых гнейсов испытывают растяжение без разрыва и постепенно сменяются гранито-гнейсами биотитового состава, со штриховым расположением темноцветных минералов в плоскости кристал-

лизационной сланцеватости. Следовательно, в момент деформации реологические свойства пород были различными.

В зоне гранито-гнейсов (Эльгерская и Ханинская структуры, сводовые части Бургайских куполов) происходит дальнейшее изменение характера полосчатости.

Полосчатость первого типа отражают лишь редкие маломощные (до 5 м) горизонты и линзы основных пород, как правило, отделяющие данную зону от зоны мигматитов. Наиболее широко полосчатость первого типа развита в Эльгерском куполе, где в отличие от других гранито-гнейсовых структур горизонты основных пород имеют большую мощность (5–80 м) и кроме амфиболитов представлены амфибол-пироксеновыми и пироксеновыми кристаллическими сланцами. Вмещающей средой для горизонтов всех изученных гранито-гнейсовых структур являются гранито-гнейсы (табл. IV, 1).

Отдельные мощные горизонты часто расщепляются по простиранию на ряд более мелких. Сами горизонты неоднородны и могут быть расчленены по составу и текстуре на несколько зон. В центральной наиболее однородной зоне породы имеют мономинеральный состав и гнейсовую текстуру, обусловленную расположением цветных минералов в плоскости кристаллизационной сланцеватости. На контакте с гранито-гнейсами текстура изменяется до ленточной с тонким чередованием лент (до 1 см) кристаллических сланцев амфиболового или пироксенового состава, гранито-гнейсов и кварц-полевошпатового материала. Ширина контактовой зоны непостоянна – иногда она достигает 10–15 м, но чаще не превышает 5–6 м и находится в прямой зависимости от мощности мономинеральной зоны горизонта. Например, в верховьях второго правого притока р. Амикан (Эльгерский купол) по мере удаления на 1–2 м от однородной зоны пироксенового состава мощностью до 15 м породы приобретают ленточную текстуру с шириной лент метаморфического субстрата и метатекта до 1–1,5 см. По мере дальнейшего нарастания в породе количества лейкократового материала текстуры мигматитов сначала становятся тонкослоистыми, слоисто-полосчатыми (мощность зоны 1–3 м), а затем на расстоянии 2 м сменяются в гранито-гнейсах гнейсовидно-теневыми со штриховым расположением темноцветного минерала в плоскости сланцеватости. В других случаях мономинеральная зона основных кристаллических сланцев или амфиболитов отделена от гранито-гнейсов только узкой (до 1–3 м) зоной, в которой количество сапических и фемических минералов примерно равно. Породы, слагающие эту зону, имеют линзовидную или неравномерно-полосчатую текстуру с максимальной шириной лент метаморфического субстрата и метатекта до 2–3 мм, длиной не более 10–12 см. Иногда же вместо такой узкой зоны мигматитов на контакте линз или прослоев основного состава отмечается лишь кайма (до 0,5–1 см), обогащенная черным биотитом. По-видимому, приведенные примеры указывают на гранитизацию основных пород, когда за пределами узкой зоны мигматитов или биотитовой каймы породы не испытывали дальнейших, визуально наблюдаемых изменений. В тектоническом отношении горизонты основных пород как бы плавают в сильно деформированной среде гранито-гнейсов. Они часто разлинзованы, разбиты на блоки (табл. IV, 2), в которых отмечены агматитовые текстуры. Если придерживаться классификации К. А. Шуркина (1962, 1970), то породы рассмотренных выше переходных зон, отделяющих горизонты основного состава от гранито-гнейсов, на расстоянии 10–12 м проходят через все стадии мигматизации от слабой до высшей. Полосчатость переходных зон, как нетрудно заметить, аналогична полосчатым текстурам второго типа. Однако в зоне гранито-гнейсов она развита незначительно и строго приурочена к горизонтам основных пород.

Иной характер имеют полосчатые текстуры второго типа (табл. V, VI). Рисунки полос струйчатый, нитевидный, подчеркиваемый тонкими (от долей миллиметра до 1–2 мм) чешуйками биотита или линзовидными зернышками кварца. При увеличении количества лейкократового материала в гранито-гнейсах полосчатость приобретает штриховой гнейсовидный характер и постепенно становится неразличимой.

Среди гранито-гнейсов отмечены полосчатые текстуры, обусловленные вытянутыми согласно гнейсовидности порфиробластами калиевого полевого шпата, окаймленными пылевидным темноцветным минералом. Порфиробласты имеют заостренные окончания и по форме напоминают микробудины (табл. VI, 3, 4). Полосчатость подобного типа наиболее широко развита среди очковых гранито-гнейсов второй фазы куандинского комплекса, а в рассматриваемых гранито-гнейсовых структурах встречается главным образом в локальных участках их сводовых частей.

Как показывают приведенные примеры, изменение характера полосчатости от зоны к зоне в направлении к центру идеального купола скорее всего является следствием дифференциальных тектонических движений, возникших в условиях гранитизации при формировании гранито-гнейсовой структуры.

Непостоянная мощность реликтов метаморфических пород, отражающих полосчатость первого типа, связь текстур мигматитов с полосчатостью второго типа, изменение состава реликтов метаморфических пород, исчезновение отдельных метаморфических прослоев и появление "новых", по-видимому, обусловили определенный набор метаморфических пород в пределах гранито-гнейсовых структур. Эти и другие факторы, видимо, нельзя объяснить ни явлениями гранитизации, оторванными от тектонических движений, ни тем более отождествлением полосчатости с первичной слоистостью. Не исключено, что послонные дифференциальные движения происходили вдоль границ сред неоднородного состава (первичной слоистости, архейской расчлененности и т.д.), т.е. вдоль плоскостей наименьшего сцепления. Однако в настоящее время таких первичных текстур не установлено.

Таким образом, выявленная зависимость полосчатых текстур от насыщенности пород гранитоидным материалом, от состава и мощности реликтов метаморфических пород, от набора последних в единых "пачках переслаивания" и других факторов позволяет прийти к выводу, что в пределах гранито-гнейсовых структур полосчатость имеет явно выраженный тектонический характер.

Мелкие складки в пределах изученных гранито-гнейсовых структур отчетливо делятся на две группы. Первую группу составляют складчатые формы размером от нескольких метров до десятков и более метров. Чаще всего они создают коробление горизонтов метаморфических пород по падению и простираются крыльев купола. Вторая группа складок, собственно мелкие складки (размером от нескольких сантиметров до первых метров), более многочисленны и разнообразны. Они образуются тем же метаморфическим субстратом, что и полосчатые текстуры второго типа. Складки как первой, так и второй групп фиксируются в пределах отдельных обнажений и осложняют более крупные структуры, которые выявляются только методами геологического картирования.

Мелкие складки, как и малые структурные формы и полосчатость, развиты широко, но неравномерно во всех зонах изученных гранито-гнейсовых структур. Морфология мелких складок, интенсивность их проявления и другие черты закономерно изменяются от зоны к зоне в реальных гранито-гнейсовых структурах. Опираясь на факты, выявленные при исследовании этих зон, попытаюсь установить зависимость деформаций от некоторых важных факторов в направлении от периферии гранито-гнейсовых структур к их центру, используя для наглядности модель идеального купола.

Типичной чертой складчатых форм, встреченных в данной зоне слоисто-неоднородных горизонтов, является простота их морфологии. Как правило, это симметричные складки с округлым сводом, описываемые синусоидой. В строении складок первой группы участвуют горизонты метаморфических пород, образующие грубую полосчатость первого типа. Амплитуда этих складок варьирует от 0,5-1 до 2-5 м при длине волны в 10-35 м (табл. VII).

Морфология складок, несмотря на общую простоту их строения, зависит от мощности горизонтов метаморфических пород. Так, в верховьях р. Бургай (второй Бургайский купол) при чередовании горизонтов амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов примерно одинаковой мощности (до 1-2 м) складки имеют относительно правильную синусоидальную форму. Свод складок округлый,

а длина волны достигает 5–10 м при амплитуде 0,5–1,5 м. Подошва и кровля складок совпадают по форме, а мощности слоев в своде и на крыльях примерно равны. Горизонт амфибол–биотитовых гнейсов содержит тонкие (до 10 см) прослойки биотитового состава, создающие пloyчатые осложнения крыльев складок. По форме прослойки отвечают складкам, которые они осложняют, но отношение длины волны к амплитуде в пloyчатых формах уменьшается с сокращением мощности прослоев, т.е. мелкие складки более сжаты. Кварц–полевошатовый материал, проникающий в горизонты биотит–амфиболовых гнейсов вдоль плоскостей кристаллизационной сланцеватости, также в целом подчиняется общей форме складок, образуемых горизонтом, но, как и прослойки биотитовых гнейсов, создает гофрировку на их крыльях. Открытые симметричные складки наблюдались и при “переслаивании” примерно одинаковых по мощности (2–5 м) горизонтов плагногнейсов и биотитовых гнейсов.

Таким образом, сходная форма складок в породах разного состава, вероятно, указывает на близость реологических свойств этих пород и относительную компетентность.

Описанные складки зафиксированы как в вертикальном, так и в горизонтальном сечениях зоны слоисто–неоднородных горизонтов. По размерам и характеру складки, по–видимому, можно классифицировать как волнистость по падению и простиранию “горизонтов” метаморфических пород, очерчивающих гранито–гнейсовую структуру.

Изучение мелких складок второй группы, развитых внутри горизонтов, показало, что характер их зависит от мощности горизонта, от количества и состава прослоев внутри горизонта, от соотношения мощности “прослоев” и разделяющего их материала вмещающего горизонта. Так, в рассмотренном выше примере слабая насыщенность биотит–амфиболовых гнейсов кварц–полевошатовым материалом мигматитов (две ленты метатекта мощностью 1–1,5 см каждая в среднем на 1 м горизонта) не влияла на форму складок и не вызывала изменения реологических свойств вмещающего “горизонта”. Приведу другой пример. Вблизи устья второго левого притока р. Бургай горизонты биотитовых гнейсов мощностью до 3–5 м образовали относительно правильные синусоидальные складки с размахом крыльев до 10–15 м при амплитуде в 1–2 м. Горизонты содержат тонкие (до 1–3 см и более мощные (до 10 см) прослойки амфиболитов, относительно равномерно (через 20–40 см) распределенные среди биотитовых гнейсов. Прослойки вне зависимости от мощности образуют открытые складки, подобные складкам вмещающих горизонтов. Более мощные прослойки амфиболитов при деформации будинировались и их плавно обтекал биотитовый материал, тогда как тонкие прослойки деформировались без разрыва сплошности. Возможно, такие соотношения показывают, что равномерное распределение маломощных, но более жестких прослоев среди пород относительно менее компетентных снижало общую пластичность последних и что с уменьшением мощности компетентного прослоя возрастала его пластичность.

При исследовании мелких складок намечается зависимость формы складок от петрографического состава пород в момент деформации (Сорвачев, 1974). При смене пород по составу от основных кристаллических сланцев и амфиболитов к амфиболовым гнейсам, биотитовым гнейсам и далее к плагногнейсам и гранито–гнейсам наблюдалось постепенное усложнение формы складок – при одинаковой длине волны увеличивалась амплитуда складок. Вероятно, усложнение формы складок связано с различием реологических свойств пород. Однако в рассматриваемой зоне это различие только намечается. Более отчетливо оно выражено в зоне мигматитов.

При возрастании содержания гранитоидного материала внутри горизонтов метаморфических пород резко изменялись их деформационные свойства. Возникли аномальные складчатые формы, типичные для зон мигматитов и гранито–гнейсов. Например, по левому борту р. Дугуй вблизи контакта с мощным (10–15 м) телом гранито–гнейсов в амфиболовых гнейсах отмечены сжатые складки высотой до 1 м, шириной 0,7 м. В залегающих выше гнейсах амфибол–биотитового состава отмечены лишь линзовидно–полосчатые текстуры (полос-

чатость второго типа). По-видимому, появление складчатых форм в амфиболовых гнейсах, которые обычно являются более компетентными, чем породы амфибол-биотитового состава, обусловлено аномальным насыщением их кварц-полевошпатовым материалом. Возможно, в момент деформации в более жестких амфиболовых гнейсах возникали расколы, по которым в породы проникал гранитоидный материал, тогда как в менее компетентных амфибол-биотитовых гнейсах разрывы не появлялись и кварц-полевошпатовый материал проникал в них лишь вдоль плоскостей кристаллизационной сланцеватости. Можно полагать, что в момент деформации физическое состояние амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов было различно, что и привело к одновременному появлению мелких складок в первых и мигматитовой полосчатости во вторых.

В зоне мигматитов в связи с мигматизацией большинства горизонтов метаморфических пород резко сокращается количество складчатых форм первой группы и возрастает количество мелких складок второй группы.

Складки первой группы подобны встреченным в зоне слоисто-неоднородных горизонтов. Единственное отличие заключается в том, что в этой зоне они, как правило, образованы горизонтами пород основного состава.

В строении складок второй группы всегда принимает участие кварц-полевошпатовый материал мигматитов. Благодаря внешним различиям между меланократовой (метаморфической) и лейкократовой (гранитоидной) составляющими мигматитов любые, даже слабо проявленные складчатые деформации здесь хорошо видны. Это создает ложное впечатление о максимальной интенсивности развития мелких складок именно в данной зоне.

Характерной особенностью складок в зоне мигматитов является почти полное отсутствие среди них простых форм, что служит критерием для разделения зон мигматитов и слоисто-неоднородных горизонтов. Сложность складок зависит от состава пород. Наиболее простые, относительно симметричные складчатые формы встречены лишь в пироксеновых, амфибол-пироксеновых сланцах и амфиболитах. По-видимому, это связано со слабой проницаемостью названных пород для гранитизирующих растворов и значительной (5 м и более) мощностью образуемых ими складчатых прослоев.

В гнейсах амфиболового и биотит-амфиболового состава преобладают изоклинальные складки со сближенными крыльями. В замках складок наблюдается нагнетание метаморфического материала. В биотитовых гнейсах и плагиогнейсах форма складок еще более усложняется. Это - асимметричные изоклинальные складки с резко растянутыми и изогнутыми крыльями. В замковых частях складок часто отмечаются многочисленные мельчайшие (не более 1-2 см) складочки, очерченные темноцветными минералами.

Мелкие складки среди гранито-гнейсов в целом идентичны складчатым формам, развитым в одноименной зоне, и будут рассмотрены ниже. Однако среди гранито-гнейсов в зоне мигматитов встречены и специфические изоклинальные формы (с растянутыми почти параллельными крыльями), как бы изолированные в телах гранито-гнейсов (табл. VIII, 1), зажатых между "пластами" метаморфического субстрата, что по-видимому, еще раз свидетельствует о повышенной мобильности гранито-гнейсового материала по сравнению с окружающими метаморфическими породами.

Можно полагать, что усложнение формы складок происходило одновременно с увеличением в метаморфическом субстрате количества салических минералов (от 30% в меланократовых разностях пород до 80-90% в метатекте мигматитов). Это подтверждается и тем, что складки наиболее сложной формы зафиксированы в очагах магматитовой складчатости. Метаморфический субстрат здесь обычно представлен биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами, реже имеет амфибол-биотитовый состав. При этом среди плагиогнейсов, замещающих биотитовые гнейсы, иногда появляются своеобразные мелкоплойчатые текстуры (табл. VIII, 2-4) с выделением лейкократового материала в каждом складчатом изгибе. Размеры мелкоплойчатых форм невелики - от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Складочки сильно изогнуты, асимметричны. Контуры подошвы и кровли складчатого метатекта не совпадают по

форме. Длина волны складок по падению крыла купола увеличивается, и складки постепенно затухают сменяясь полосчатостью второго типа. Однако на некотором расстоянии (метры, десятки метров), при ступени полос метатекта вновь возникают очаги мелкой складчатости. Чем тоньше прослой метатекта, тем в более сложные складки они смяты. Как правило, серия сближенных прослоев метатекта равной мощности образует складки близкого рисунка, а более разобренных — разного. Мощности в замках и коротких крыльях складок резко увеличены. Лейкократовый материал мигматитов при нагнетании в замки складок "протыкал" вышележащие прослои метаморфического субстрата, а на крыльях складок, по-видимому, за счет дополнительного сжатия, возникали раздувы, сдвигания мощности. Замки складок острые, а их осевые плоскости либо разно ориентированы, либо наклонены по падению крыла купола.

Совместное участие метатекта и метаморфического субстрата в образовании одних и тех же складчатых форм, вероятно, указывает не только на одновременность мигматизации, но и на сближение реологических свойств метатекта и метаморфического субстрата. Однако отмеченное в ряде случаев секущее положение метатекта по отношению к метаморфическому субстрату, огибающему замки складок, заполнение метатектом полостей разрывов все же говорит об относительно большей его мобильности. Характерно, что форма складок тем сложнее, чем больше насыщенность пород лейкократовым материалом мигматитов.

Мелкие складки и полосчатые текстуры второго типа, как уже было отмечено выше, образованы одним и тем же гнейсовым метаморфическим субстратом и кварц-полевошпатовым материалом, что свидетельствует об их генетическом родстве. Например, в пределах восточного крыла Дугуйского купола, в обнажении по левому притоку р. Дугуй, кварц-полевошпатовый материал в среде амфибол-биогитового состава образует острую складку со значительным увеличением мощности в ее замке. Субпараллельные полосы метатекта сближаются и сливаются в замке, а также на коротком крыле складки, от которого вновь веерообразно расходятся, расщепляясь на ряд полос. Длинное крыло складки ориентировано по падению прослоя амфибол-биогитовых гнейсов согласно с общим падением крыла купола. При прослеживании реликтового прослоя по восстанию крыла купола отмечено чередование участков сжатия, где развиты складчатые формы, подобные отмеченной, и участков растяжения, где преобладают стурктуры будинаж и полосчатость второго типа. Это, по-видимому, свидетельствует о дифференцированности тектонических движений в пределах купола и о различии тектонических напряжений в разных его участках. Показательно, что при прослеживании особенно отчетливо выявляется секущее положение метатекта по отношению к метаморфическому субстрату, причем не только в очагах мелкой складчатости, но и в местах развития полосчатых текстур. Между тем в каждом отдельно взятом фрагменте обнажений, казалось бы, наблюдается относительно равномерное чередование полос метатекта и метаморфического субстрата. Пологосекущее положение метатекта, по-видимому, еще раз указывает на различие реологических свойств кварц-полевошпатовой и метаморфической составляющих мигматитов.

Все приведенные выше примеры показывают, что в зоне мигматитов более отчетливо, чем в зоне слоисто-неоднородных горизонтов, выражено различие реологических свойств пород. Полагая, что форма складок отражает состояние вещества в момент деформации, можно сделать заключение, что в равных условиях, т.е. при одинаковой мощности "прослоев" метаморфического субстрата, равной насыщенности их гранитоидным материалом и идентичности ряда других частных факторов, наиболее пластичными были самые кислые породы (метатект, гранито-гнейсы и плаггиогнейсы), а жесткими — основные (амфиболиты и кристаллические сланцы). Переход от пластичных пород к жестким характеризуют складчатые формы в биогитовых, амфибол-биогитовых, биогит-амфиболовых и амфиболовых гнейсах.

В зоне гранито-гнейсов по сравнению с другими зонами идеального гранито-гнейсового купола резко увеличено общее количество складчатых форм.

По морфологии (от простых к сложным) все складчатые формы можно разделить на три группы: 1) складки, сформированные горизонтами основных пород; 2) мелкие складки в полосе, пограничной с зоной мигматитов и с горизонтами основных пород; 3) мелкие складки в гранито-гнейсах.

Складки первой группы образованы горизонтами амфибол-пироксеновых, пироксеновых кристаллических сланцев и амфиболитами и мало отличаются от подобных форм, характеризующих волнистость в других зонах гранито-гнейсового купола. Складки очерчены кварц-полевошпатовым материалом мигматитов, неравномерно распределенным между плоскостями кристаллизационной сланцеватости. Мощность полос метатекта варьирует от долей миллиметра до 2-5 см. Протяженность полос крайне непостоянна, прерывиста и изменяется от десятков сантиметров до десятков и более метров. При отсутствии кварц-полевошпатового материала внутренняя складчатая структура горизонтов фиксируется с трудом. Данные складчатые формы наиболее полно и отчетливо видны в Эльгерском куполе, на примере которого они и рассмотрены ниже.

В вертикальном сечении купола, параллельном простиранию горизонтов основных пород, видно, что полосы кварц-полевошпатового материала очерчивают антиклинальные и синклинальные складки. Длина волны складок в 5-10 раз превышает амплитуду. Размеры складок часто более 5-15 м. Кварц-полевошпатовые "прослойки" имеют примерно равную мощность как в своде, так и на крыльях складок. Оси складок субпараллельны направлению падения горизонтов. Серии полос лейкократового материала в ряде мест сближаются, образуя пучки, и вновь расходятся, следуя изгибам плоскостей кристаллизационной сланцеватости вмещающих горизонтов. В местах слияния лент кварц-полевошпатового материала часто возникают мелкие складки с отношением амплитуды к длине волны 1:2, 1:3 и с нагнетанием лейкократового материала в замки складок. Иногда же вместо таких мелких складок отмечаются агматитовые и сетчатые текстуры мигматитов с заполнением метатектом полостей разрывов, которые секут плоскости кристаллизационной сланцеватости (табл. IV, 2). Более тонкие ленты метатекта (до 0,5-1 см), как правило, образуют более сложные и мелкие (до 5-10 см) складки, чем ленты большей (до 2-5 см) мощности. По-видимому, форма складок в определенной среде зависит от количества и мощности деформируемых прослоев.

Складчатые формы в вертикальном сечении купола, параллельном линии падения горизонтов основных пород, также не отличаются сложностью и подобны описанным выше складкам. Они также осложнены более мелкими складками (до 30 см), у которых часто отмечается вергентность по восстанию горизонтов основных пород.

Складчатые формы первой группы напоминают системы взаимно поперечных складок гнейсово-сланцевых толщ докембрия Северо-Западного Беломорья, детально охарактеризованных Н.В. Горловым (1967), которые возникли в процессе одновременных деформаций.

Складки второй группы приурочены к узким (до 10-15 м) переходным зонам от горизонтов основного состава к гранито-гнейсам и к контактовой полосе с зоной мигматитов шириной до 100-150 м. Здесь встречено все многообразие морфологических типов мелких складок, кроме простых синусоидальных форм. Это - опрокинутые и лежащие, перевернутые и ныряющие складки с изогнутыми осевыми плоскостями и шарнирами, изоклинальные, веерообразные и многие другие виды, не укладывающиеся в какой-то определенный тип. Подобные складки вслед за Э. Кранком (Кранск, 1957) можно было бы назвать "дикими". Данные складчатые формы, как и мелкие складки в зоне мигматитов, образованы метаморфическим субстратом и лейкократовым материалом мигматитов. Однако в данной зоне зависимость формы складок от состава метаморфических пород почти не выражена (табл. IX). Состав складчатого метаморфического субстрата варьирует от амфиболовых до биотитовых гнейсов. Амфиболиты и кристаллические сланцы основного состава обычно образуют в тех же условиях структуры будинаж, т.е. являются относительно более компонентными породами. Даже в таких довольно жестких породах, как биотит-им-



фиболовые и амфиболовые гнейсы, складки представлены исключительно изоклинальными формами. Замки этих складок острые, сильно вытянутые, осевые плоскости искривлены, а крылья сближены. Оси складок в большинстве случаев не имеют закономерной ориентировки. Малейший изгиб складок подчеркнут кварц-полевошпатовым материалом (табл. IX, 1).

Отсутствие в зоне гранито-гнейсов складок простой формы, слабая связь формы складок с составом пород, по-видимому, свидетельствуют о возрастании пластичности вещества всех пород в целом.

Складки третьей группы наиболее многочисленные и встречаются только среди гранито-гнейсов. Специфические формы этих складок крайне сложны и различаются с трудом, так как очерчены лишь темнокрасными минералами — биогитом, реже амфиболом. Эти складки не могут быть охарактеризованы числовыми параметрами: мощностью изогнутого прослоя, длиной волны, амплитудой и т.д. Можно лишь говорить о видимых размерах мелких складок, а точнее их совокупности — от долей миллиметра до нескольких метров.

Сложные тектонические узоры отмечены при сгущении тонких нитевидных полос (от долей миллиметра до 1–3 мм) в меланократовых гранито-гнейсах, обогащенных цветными минералами. При этом на монотонном сером фоне гранито-гнейсов проступают складчатые формы. Когда же полосы расходятся, тектонический узор теряет отчетливость, как бы растворяется. В самых простых случаях такого рода "сгущенная гнейсовидность" напоминает многократно перемятые пакеты изоклинальных складок. Замки складок причудливо изогнуты, создавая подобие складок новых генераций.

Не менее сложные складчатые формы отмечены и в лейкократовых гранито-гнейсах, где они очерчены цепочками линзовидно вытянутых зерен серого прозрачного кварца. При меньшем количестве цветных минералов складки различаются с еще большим трудом, хотя и не исчезают. Складки отсутствуют только в местах развития анатектических гранитоидов.

По-видимому, трудности выявления мелких складок в гранито-гнейсах, невозможность их картирования обычными методами и породили представления о незначительном развитии складчатых деформаций среди этих пород и об относительно простом строении центральных частей куполов. Между тем морфология мелких складок является весьма сложной, а их число даже возрастает по сравнению с другими зонами гранито-гнейсовых структур. Это позволяет сделать вывод о наиболее интенсивной тектонической активности именно в ядерной части гранито-гнейсовых структур.

Описанные складчатые формы третьей группы напоминают "турбулентные мигматиты" (по К. Менерту, 1971, с. 43), но отличаются тем, что в них не сохранились механически устойчивые породы и нет разделения на метаморфический субстрат и метатект. Вся масса гранито-гнейсов реагировала на деформацию как крайне пластичное вещество (табл. X). Мобильность гранито-гнейсового материала наиболее наглядно видна в местах разрывов горизонтов основных пород. Здесь гранито-гнейсы как бы вытягиваются в полости разрывов, а мелкие складки, очерченные гнейсовидностью и линзовидными образованиями кварц-полевошпатового материала, тесно сжаты и вергентны в направлении этих полосей. Таким образом, мелкие складки в зоне гранито-гнейсов (по крайней мере складки второй и третьей групп) указывают на значительное повышение общей пластичности деформировавшегося вещества пород. Нивелировка деформационных свойств пород разного состава, как и сам рост пластичности пород в центральных частях гранито-гнейсового купола в момент деформации, вероятно, связана с наиболее интенсивно проявившейся здесь гранитизацией.

Структуры будинаж в каждой из зон реконструированного гранито-гнейсового купола имеют различную морфологию. От периферии купола к его центру одновременно с увеличением содержания гранитоидного материала изменяются количество, размер, форма, состав и другие черты будинированных тел.

Само появление структур будинаж, т.е. различная реакция пород разного состава на деформацию, разделение их на группы жестких (будины) и пластич-

ных (вмещающая среда), вероятно, было предопределено состоянием вещества пород в моменты деформации. Структуры будинаж связаны взаимопереходами с полосчатыми текстурами и мелкими складками и образованы одним и тем же веществом метаморфических пород. Это показывает, что они возникли одновременно в результате дифференциальных тектонических движений при формировании гранито-гнейсового купола.

Изучение структур будинаж позволяет сопоставить зависимость деформационных свойств пород от их механического состояния в момент деформации, которая была выявлена при исследовании мелких складок и полосчатости, и более четко определить относительную пластичность пород при формировании гранито-гнейсового купола.

Подобно полосчатым текстурам, структуры будинаж могут быть подразделены на два типа. Структуры первого типа — это крупные блоки или линзовидные тела, на которые разбиты горизонты метаморфических пород. Структуры второго типа — это мелкие будины метаморфического субстрата. Они встречены как внутри метаморфических "горизонтов" различного состава, так и среди гранито-гнейсов. Структуры будинаж второго типа хорошо видны не только в обнажениях, но и в отдельных отпрепарированных глыбах, что делает их наиболее доступными для изучения. К сожалению, чаще всего будины наблюдались лишь в каком-то одном срезе, что не позволило определить их преимущественное удлинение и выявить объемную форму.

В зоне слоисто-неоднородных горизонтов преимущественно распространены структуры будинаж первого типа.

Состав будин соответствует составу "горизонтов" метаморфических пород или метаморфического субстрата. Вмещающей средой для будин разного состава служат плагиогнейсы или гранито-гнейсы. Значительно реже (и только для будин второго типа) средой служит кварц-полевошпатовый материал мигматитов.

В зоне слоисто-неоднородных горизонтов в структурах будинаж и первого и второго типов наиболее характерны будины блоковой формы как с завальцованными краями, так и с угловатыми тупыми торцами (табл. X, 2, 3). Расстояние между будинами значительно уступает их длине, но превышает или равно их мощности. Будины блоковой формы чаще всего отвечают по составу пироксеновым, амфибол-пироксеновым кристаллическим сланцам и амфиболитам. Однако резко очерченные будины блоковой формы нередко имеют состав амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов и даже амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов. При помощи будинированных тел биотитового состава более 0,5 м отношение ширины будин к их длине составляет 1:2. В амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсах при уменьшении мощности будинированных прослоев до 5–10 см происходит увеличение длины будин в 2–3 раза, но их блоковая форма (прямоугольного сечения) сохраняется. По-видимому, мощность будинированного прослоя оказывала некоторое влияние на форму будин. Возможно, по этой причине для будин первого типа (когда будинированию подвергался мощный "горизонт" метаморфических пород) характерны более резкие ограничения, чем для будин второго типа.

В зоне слоисто-неоднородных горизонтов намечается зависимость формы будин от их состава и от состава вмещающей среды. Более отчетливо данная зависимость устанавливается для будин второго типа. Например, в районе нижнего течения левых пригоков р. Бургай (второй Бургайский купол) наблюдалось изменение формы будин, заключенных в гранито-гнейсы, от блоковой и овально-блоковой для амфиболитов и амфиболовых гнейсов до линзовидно-блоковой для биотитсодержащих гнейсов. В тех случаях, когда вмещающей средой служил кварц-полевошпатовый материал мигматитов (береговые обнажения р. Бургай), будины амфиболсодержащих гнейсов мощностью 10–12 см приобретали линзовидно-блоковую форму с разобщением будин до половины их мощности. В прослоях биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов, равных по мощности, отмечено появление будин линзовидной, линзовидно-уплощенной формы с сильно растянутыми окончаниями. В прослоях (до 10 см) биотитовых гнейсов и плагиогнейсов в тех же условиях тектонических напряжений воз-

никали линзовидные будины, соединенные шейками растяжения. Места намеченных разрывов сплошности пород рассечены системой тонких поперечных трещин, выполненных пегматоидным материалом.

Изучение будин второго типа показало, что когда вмещающей средой служил кварц-полевошпатовый материал, то будинировались практически все разности пород вне зависимости от состава — от основных кристаллических сланцев до плагиогнейсов включительно. Возможно, как полагает М.Д. Крылова (1959), изучавшая явления будинажа в архейских породах иенгрской серии в Алданском горнопромышленном районе, кварц-полевошпатовый материал отжимался в момент деформации из гнейсового субстрата и заполнял промежутки между будинами. По-видимому, кварц-полевошпатовый материал выполнял роль смазки во время деформации. Во всяком случае такое поведение кварц-полевошпатовой составляющей мигматитов скорее всего указывает на ее большую мобильность и пластичность по сравнению со всеми другими породами, включая и плагиогнейсы.

Гранито-гнейсы наиболее близки по свойствам к кварц-полевошпатовому материалу. Они также являлись средой, содержащей будины самого разнообразного состава. Среди гранито-гнейсов не будинировались лишь тонкие (до 1 см) прослойки биогитовых гнейсов и связанные с ними постепенными переходами плагиогнейсы. В плагиогнейсах будинажу не подвергались лишь тонкие (до 1-2 см) прослойки амфибол-биогитового состава и более мощные (до 10 см) прослойки биогитовых гнейсов.

Сравнение всевозможных случаев будинирования "прослоев" разного состава в разной среде, при постоянстве всех других факторов, влиявших на характер деформации, позволило наметить для зоны слоисто-неоднородных горизонтов ряд групп пород с различными реологическими свойствами: 1) амфиболиты и основные кристаллические сланцы; 2) амфиболсодержащие гнейсы; 3) биогитсодержащие гнейсы; 4) плагиогнейсы и гранито-гнейсы; 5) кварц-полевошпатовый материал мигматитов. В данном ряду групп пород от первой группы к последней постепенно уменьшается жесткость пород и столь же постепенно возрастает их пластичность. В том же направлении в породах уменьшается содержание пироксена и амфибола и растет количество биогита, полевых шпатов и кварца. Однако зависимость деформационных свойств пород от их состава более четко выражена в зоне мигматитов.

В зоне мигматитов резко сокращается количество структур будинаж первого типа и увеличивается — второго. Размеры будин обоих типов по сравнению с зоной слоисто-неоднородных горизонтов изменяются незначительно. Средняя длина будин первого типа варьирует от нескольких метров до десятков метров при ширине будин от полуметра до нескольких метров. Длина будин второго типа чаще всего не превышает 30-50 см при поперечном сечении от 3 до 10 см.

Состав будин второго типа, как и в рассмотренной выше зоне, идентичен составу метаморфического субстрата, тогда как будины первого типа представлены главным образом основными кристаллическими сланцами, амфиболитами и реже амфиболовыми гнейсами. Горизонты амфибол-биогитовых гнейсов, биогитовых гнейсов и плагиогнейсов, показанные на схемах (см. фиг. 17-19) в виде будинированных тел первого типа, в действительности представляют собой участки повышенной мигматизации и отвечают по составу среде, в которой расположены будины второго типа.

В зоне мигматитов наиболее типична линзовидная форма будин, появляются будины округлого сечения и уменьшается количество блоковых будин. Даже среди структур будинаж первого типа, т.е. в породах преимущественно основного состава, будины прямоугольного или близкого к ним сечения чаще имеют завальцованные краевые части. В то же время зависимость формы от состава будинированных тел выражена слабее, чем в зоне слоисто-неоднородных горизонтов. В целом от пород основного состава к биогитовым гнейсам будины приобретают все более сглаженные очертания. Отмечены случаи замещения концов будин вмещающим материалом. Эти факты, по-видимому, свидетельствуют об увеличении общей пластичности масс пород.

В то же время в зоне мигматитов более четко, чем в зоне слоисто-неоднородных горизонтов, выражена дифференциация метаморфического субстрата на будины в зависимости от состава вмещающей среды. Для будин основных кристаллических сланцев, амфиболитов, амфиболовых гнейсов вмещающей средой служат не только плагиогнейсы, гранито-гнейсы и кварц-полевошпатовый материал мигматитов, как это было отмечено в зоне слоисто-неоднородных горизонтов, но и амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы (табл. XI, 1, 2) (амфиболовые гнейсы среди биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов не будинируются). Для будин биотит-амфиболовых, амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов вмещающей средой являются плагиогнейсы, гранито-гнейсы и метатект. В обнажениях иногда удается проследить, что "прослой" данного состава, образующие будины второго типа, сначала растягиваются вдоль простирания, затем в них появляются шейки растяжения и прослой будинируются (табл. XI, 3). Отношение коротких осей будин к длинным нередко превышает 1:5, 1:10. "Прослой" биотитовых гнейсов, заключенные в плагиогнейсы или в гранито-гнейсы, будинируются далеко не всегда. В тех случаях, когда эти прослой равны или, напротив, уступают (в 20-100 раз) по мощности вмещающим породам, они не разрываются, а образуют с вмещающей средой складки близкого рисунка. Точно так же ведут себя амфибол-биотитовые гнейсы среди биотитовых и плагиогнейсов, т.е. на характер структур будинаж, кроме вмещающей среды, по-видимому, оказывает влияние и мощность будинируемых прослоев.

Плагиогнейсы, гранито-гнейсы и лейкократовый материал мигматитов в рассматриваемой зоне всегда являются средой, содержащей будины, и сами не будинируются. Они обтекают будинированные прослой, заполняют межбудинные промежутки и замещают окончания будин, т.е. ведут себя как более подвижный материал. Если учесть, что разобшение будин, часто в десятки раз превышающее их мощность, указывает на такое же (а в действительности большее) растяжение вмещающей среды, то становится ясным, что при деформации происходит значительное сокращение мощности прослоев метаморфического субстрата. К сожалению, во всех зонах идеального гранито-гнейсового купола отсутствует репер деформации. Известно, что таким качественным показателем деформации могут быть гальки, оолиты, ископаемые остижки, размеры которых до деформации определяются достаточно однозначно (Клоос, 1958; Лукьянов, 1959; Елисеев, 1967; Ферхуген и др., 1974). К сожалению, во всех зонах гранито-гнейсовых структур отсутствуют подобные репера деформации. Поэтому, а также из-за недостатка данных об относительном разобшении будин приходится удовлетвориться качественной оценкой величин деформации.

Выявленные взаимоотношения будин и вмещающей среды позволяют полагать, что последняя является индикатором деформации в условиях тектонических напряжений. Безусловно, не всегда эти взаимоотношения видны в чистом виде, часто их приходится выводить из сопоставления различных конкретных ситуаций, так как в каждом участке исследованной зоны характер деформаций зависит и от ряда других факторов - количества гранитоидного материала, мощности будинируемых прослоев, сочетания этих прослоев между собой и т.д. В ряде случаев эти факторы, маскирующие зависимость между вмещающей средой и будинами, играют значительную роль. Например, в участках зоны мигматитов, резко обогащенных гранитоидным материалом, отмечены будины сложного состава. На приведенной фотографии (табл. XI, 4) можно видеть, что "слоистый пласт", состоящий из переслаивающихся прослоев примерно равной мощности амфибол-биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, разбит на неразобщенные будины блоковой формы. Будины заключены в гранито-гнейсовую массу, обогащенную кварц-полевошпатовым материалом. Гнейсовидность плавно обтекает все выступы блоков, смещенных один относительно другого. Показательно S-образное изгибание гнейсовых микрослоев, концы которых указывают на движение по сингенетичным разрывам. Эти микрослой отщеплены от тела будины мобильным кварц-полевошпатовым материалом, проникающим в тело будины вдоль границ микрослоев. Полосы кварц-полевошпатового материала

внутри будинированного "пласта" не испытывают смещений в местах разрывов, а, плавно изгибаясь, переходят из одного будинированного блока в другой, что, вероятно, указывает на появление их в момент деформации. О сингенетичности разрывов дифференциальным движениям свидетельствует и гнейсовидность, огибающая контуры будин, и то, что разрывы не фиксируются во вмещающей среде. В верхней части снимка виден крайне мало мощный микрослой амфиболитов — пород, достаточно компетентных, как следует из всех приведенных выше примеров. Однако в данном случае он реагирует на деформацию лишь растяжением без нарушения сплошности пород. Можно полагать, что резкое увеличение количества гранитоидного материала не только вызывало повышение общей пластичности пород, но и приводило к различию их деформационных свойств. Деформация как бы опережала гранитизацию, вследствие чего более мощные "пласты" не только мономинерального, но и сложного состава отвечали на деформацию скалыванием. В то же время мало мощные прослои пород основного состава, для которых в целом типичны будины скалывания или отрыва (по В.В. Белоусову, 1952), напротив, реагировали на деформацию чередованием микрочастков сжатия и растяжения, т.е. вели себя как более пластичные породы.

По-видимому, из многообразных причин, влиявших на характер структур будинаж, наиболее важной предопределившей появление структур будинаж во время деформации, было различие состава, а точнее механических состояний вмещающей среды и будинируемых прослоев, возникшее в процессе гранитизации.

В зоне гранито-гнейсов резко уменьшается общее количество структур будинаж. Будины первого типа почти полностью исчезают в сводовых частях Бургайской и Ханинской структур и сохраняются только в ядре Эльгерского купола. Будины второго типа встречаются в виде разрозненных обособленных тел, реже в виде серии тел во вмещающей среде. Размеры будин первого типа изменяются незначительно. Среди будин второго типа преобладают будины до 2 × 3 см, представляющие собой как бы микроцентры, дающие начало струйчатости. В узких зонах, пограничных с горизонтами основных пород, встречаются будины переходного (и по размеру, и по составу) типа — от первого ко второму. Принципиально они ничем не отличаются от будин, развитых в зоне мигматитов, и ниже не рассматриваются.

Вмещающей средой для будин обоих типов служат гранито-гнейсы и кварцполевошпатовый материал, однако последний в отличие от зоны мигматитов не образует отчетливо выраженных лент, а лишь обогащает гранито-гнейсы.

Вмещающая среда в зоне гранито-гнейсов крайне мобильна. Материал среды плавно обтекает будинированные тела, выполняет расколы в них, проникает в будины вдоль плоскостей кристаллизационной сланцеватости и, как было показано выше, создает сложные складчатые узоры. Мобильность вмещающей среды резко возрастает в местах появления анатектических гранитоидов. В таких случаях сохраняются только будины пород основного состава. Они беспорядочно рассеяны в анатектическом материале и имеют угловато-округлую форму, что, возможно, указывает на какое-то вращение будин в момент деформации. Гнейсовидность в анатектите, как правило, отсутствует, а будины заключены в пегматоидную оболочку.

В плоских срезах будины первого типа имеют блоковую, ромбовидную, трапезовидную, реже угловато-округлую форму. Среди будин второго типа в равной мере развиты будины как округлого, так и линзовидно-уплощенного сечения, а будины блоковой формы отсутствуют. Показательно, что исследованиями В.И. Громина (1970, с. 93—95) в Восточном Забайкалье, подтвержденными экспериментальным изучением структур будинаж, было доказано, что слои пород, обладающие высокой упругостью или большой вязкостью, образуют в момент деформации будины блоковой или близкой к ней формы. Это так называемый будинаж отрыва или скалывания. Слои же пластичных пород будинируются с образованием линзовидных, очковых и других близких к ним форм, названных этим автором будинажем пластического течения. По-видимому, это в равной мере справедливо и для будин рассматриваемого района.

При описании мелких складок было показано, что в зоне гранито-гнейсов возрастает общая пластичность пород, на это же, вероятно, указывает и изменение характера структур будинаж. В то же время в зоне гранито-гнейсов максимально возрастает гранитизация пород, следствием чего является замещение почти всех их разновидностей гранито-гнейсами. Тем неожиданнее кажется появление в зоне гранито-гнейсов будин амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов. В идеальном случае, при нарастании гранитизации, можно было бы ожидать замещения этих пород плагигнейсами или гранито-гнейсами. Прослеживанием ряда метаморфических прослоев из зоны мигматитов в зону гранито-гнейсов было установлено последовательное изменение их состава. Например, будинированные прослои в зоне мигматитов восточной окраины Эльгерского купола (правые притоки р. Амикан) отвечают по составу амфибол-пироксеновым кристаллическим сланцам. К контакту с зоной гранито-гнейсов они сменяются амфиболитами и далее, по-видимому, проходя через ряд переходных разновидностей, — амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами в зоне гранито-гнейсов. Однако переходные разновидности пород наблюдаются далеко не всегда, что и создает иллюзию неожиданности появления будин амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов. Следовательно, можно полагать, что структуры будинаж либо возникли одновременно с изменением состава пород, либо в зоне гранито-гнейсов будинировались "прослои" основных пород, а в ходе гранитизации изменялся их состав, но очевидно, что биотитсодержащие гнейсы "не пришли" в зону гранито-гнейсов, а появились в ней в результате гранитизации. Указанные изменения состава будин скорее всего имеют одну причину с изменением горизонтов основного состава в полосе контакта с гранито-гнейсами, тогда как масштаб будинированных прослоев, по-видимому, значительно уступал мощности горизонтов основных пород. На неполное замещение будин вмещающей средой указывают их диффузные расплывчатые очертания или неравномерная пятнистая окраска гранито-гнейсов (табл. XII, 1). Характерно, что чем больше содержание темноцветных минералов в будинах или силикатных минералов во вмещающей среде, тем четче очертания будин (табл. XII, 2; XIII). Следовательно, зависимость между составом будин и составом вмещающей среды существует и в зоне гранито-гнейсов. Частично сохраняется и зависимость формы от состава будин.

Однако в целом реологическая последовательность пород различного состава, установленная в зонах слоисто-неоднородных горизонтов и мигматитов, в рассматриваемой зоне нарушается. Резко различны по реологическим свойствам лишь вмещающая гранито-гнейсовая среда и будинируемый метаморфический субстрат. В зоне гранито-гнейсов реакция будинируемых прослоев на деформацию становится все более однотипной, т.е. утрачивается различие физических состояний будин разного состава.

Кроме разломов, не имеющих прямой связи с формированием гранито-гнейсовых структур, пересекающих их в различных направлениях и фиксируемых на местности зонами эпидотизации, ожелезнения, — в пределах гранито-гнейсовых структур отмечены мелкие разрывные нарушения.

В отличие от полосчатости и других малых структурных форм разрывы не поддаются дифференциации по зонам. Можно лишь отметить, что наибольшее их количество наблюдалось в зоне слоисто-неоднородных горизонтов, что, по-видимому, свидетельствует об относительно меньшей пластичности пород в данной зоне, а минимальное — в зоне гранито-гнейсов. Общее количество мелких разрывов во всех зонах гранито-гнейсовых структур невелико.

Размеры разрывов обычно не превышают 1 м. Наиболее отчетливо разрывы видны в породах основного состава, где их места фиксируются агматитовыми и сетчатыми текстурами мигматитов с заполнением полостей разрывов мобильным лейкократовым материалом (табл. IV, 2). Гнейсы различного состава реагировали на разрыв не только появлением структур будинаж, но и изгибом или связным флексурообразным перегибом с увеличением мощности прослоя в зоне разрыва. В зонах разрывов часто отмечается растяжение окончаний прослоев. Последние изогнуты в направлении движения материала (табл. V).

Тот факт, что разрывы не оказывают существенного влияния на характер и стиль мелких складок (табл. III, 2; VI, 1; IX), а общее количество и размеры их невелики, не только свидетельствует о том, что эти разрывы сингенетичны мелким складкам, но еще раз подчеркивает, что деформации при формировании гранито-гнейсовых структур происходили в обстановке высокой общей пластичности масс пород, когда породы текли вдоль естественных границ раздела и не давали значительных трещин.

Таким образом, дифференциация горных пород по реологическим свойствам, намеченная при изучении малых структурных форм и полосчатости, — это дифференциация в целом достаточно пластичных в момент деформации пород.

## ГЛАВА ДЕВЯТАЯ

### РЯД ПЛАСТИЧНОСТИ ПОРОД ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ СТРУКТУР

Геологические данные. Из приведенных выше геологических наблюдений следует, что архейский субстрат в центрах образования гранито-гнейсовых структур представлял собой пластичную массу, способную к течению и выжиманию, причем деформации пластического характера играли главную роль при формировании этих структур. В то же время гранито-гнейсовые структуры являлись центрами не только пластичности вещества, но и гранитизации. По-видимому, такое совпадение не случайно. Есть основание считать, что процессы раннепротерозойской гранитизации лишь привели архейский субстрат в пластичное состояние, а тектонические силы, по-видимому, те же, что вызвали образование гранито-гнейсовых структур, придали деформациям пластический характер. Таким образом, можно думать, что по меньшей мере в гранито-гнейсовых структурах гранитизация без деформации невозможна.

Изучение гранито-гнейсовых структур показало, что их строение отражает разную степень пластичности гранитизированного вещества. В установленном ряду гранито-гнейсовых структур пластичность в целом возрастает от Бургайской структуры к Эльгерской. Иными словами, максимальной пластичностью обладали породы центральной зоны идеального купола, ядро структуры, строение которой характеризуют зоны гранито-гнейсов Ханинского и Эльгерского куполов, а минимальной — периферия купола, зона слоисто-неоднородных горизонтов, строение которой отвечает аналогичным зонам Бургайской и Дугуйской структур. Таким образом, пластичность вещества зависит от места, занимаемого им в гранито-гнейсовой структуре.

Парагенетические ассоциации малых структурных форм и полосчатости свидетельствуют, что пластичность разных по составу пород внутри конкретных зон гранито-гнейсовых структур в момент их образования также была различной. По степени возрастания пластичности эти породы выстраиваются в следующий ряд пластичности: пироксеносодержащие кристаллические сланцы и амфиболиты — амфиболовые гнейсы — биогит-амфиболовые и амфибол-биогитовые гнейсы — биогитовые гнейсы — плагигнейсы — гранито-гнейсы — лейкократовый материал мигматитов.

Ряд пластичности намечен в окраинной зоне слоисто-неоднородных горизонтов, хорошо выражен в зоне мигматитов. Однако по мере продвижения от периферии купола к его центру различия пород по реологическим свойствам постепенно сглаживаются из-за общего повышения пластичности гранитизированного вещества. Уже в зоне мигматитов сокращается количество структур будижаз и сингенетичных разрывов и возрастает роль мигматитовой складчатости. Здесь редко присутствуют складки простой симметричной формы, и породы противоположных членов ряда пластичности (амфибол-биогитовые и плагигнейсы, биогитовые гнейсы и гранито-гнейсы) образуют складки близкого рисунка. К контакту с зоной гранито-гнейсов намечается редукция ряда пластичности за счет выпадения из него менее пластичных пород, а точнее перехода их в

пластичное состояние. В сводовой части купола, в зоне почти полного господства гранито-гнейсов, складки крайне сложны. Здесь редки структуры будинаж, причем будинируются чаще всего самые компетентные породы ряда. Полосчатые текстуры образуют сохранившиеся от наиболее мощных горизонтов реликты пород основного состава, а сингенетичные разрывы почти отсутствуют. В данной зоне ряд пластичности практически не выражен.

Таким образом, при деформациях, протекающих одновременно с метаморфическими преобразованиями, наиболее жесткими были породы основного состава, а крайне пластичным – кварц-полевошпатовый материал мигматитов. Деформации, близкие к выявленным в Кодаро-Удоканском районе, широко распространены в глубоко метаморфизованных толщах других районов. В установленных некоторыми исследователями взаимоотношениях пород в момент деформации можно видеть обрывки рядов пластичности или, по меньшей мере, отдельные пары пород с различными реологическими свойствами.

Например, Н.П. Семененко (1946), изучая мелкую складчатость в докембрийских толщах Криворожья, выделил три группы пород: упругие – аркозовые песчаники и грубополосчатые кварцевые роговики; мягкие – аспидные, хлоритовые, аспидно-хлоритовые, гидрөгематитовые сланцы; пластичные – тонкослоистые джеспилиты и мартитовые роговики.

А.А. Сорский (1952), исследуя мелкие складки и структуры будинаж архейских метаморфических толщ Карелии, огнес к жестким породам амфиболиты и пегматиты, а к более мягким – гнейсы и кристаллические сланцы.

Из данных, приведенных В.А. Рябенко (1970б) по докембри Украинского щита, следует, что наиболее пластичным в момент деформации был кварц-полевошпатовый материал мигматитов, а более жесткими – пироксен-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты. Он отметил, что "наблюдается прямая зависимость складчатых форм от физико-химических свойств пород, их петрографического состава и от способности материала участвовать в послонных дифференциальных движениях" (там же, с. 337).

Г.В. Тохтуев (1970), характеризуя метаморфогенный будинаж кристаллических толщ Украинского щита, привел данные, из которых можно вывести следующие реологические пары пород. В структурах будинаж, возникших в условиях регионального метаморфизма низких и средних ступеней, наиболее жесткими были кварциты, аркозовые песчаники, карбонатные породы, а пластичными – гальковые, хлоритовые и другие сланцы, рудный материал. В структурах будинаж, образованных в обстановке ультраметаморфизма, все породы были пластичны, но большей жесткостью (в сравнении с гнейсами и мигматитами) отличались породы основного и ультраосновного состава, а также гранитоидный (кварц-полевошпатовый, пегматоидный, аплитовый) материал мигматитов. В то же время гранитоидный материал занимал и межбудинные участки, т.е. был более пластичным, чем будинированные тела гнейсов. К сожалению, Г.В. Тохтуев не уточнил, чем обусловлена двойственность поведения гранитоидного материала: изменением ли его реологических свойств в процессе ультраметаморфизма, характером ли переслаивания или какими-либо другими причинами.

В приведенных выше примерах обращает на себя внимание тот факт, что наиболее жесткими в момент деформации были породы основного состава и кварциты, т.е. намечается хотя бы частичное совпадение данных с выявленным рядом пластичности. Однако отождествление этих данных, по-видимому, уместно лишь в том случае, когда установлено, что условия, в которых протекали деформации пород сходного петрографического состава, были идентичными.

Установленный ряд пластичности справедлив для пород, находившихся в весьма специфических условиях реоморфизма, предопределивших их общую размягченность. Пластические деформации протекали одновременно с мигматизацией пород, о чем свидетельствуют участие жильного материала мигматитов в образовании складок, зависимость формы складок от его количества и т.д. Роль мигматизации в процессе синхронной с ней деформации, по-види-



тому, достаточно велика. Не останавливаясь на этом важном явлении, требующем специального рассмотрения, отмечу лишь, что оно, кроме рассмотренного района, наблюдалось мною в центральной части Алданского шита, В.А.Рябенко (1970а, б) – в докембрийских толщах Бердичевского блока Украинского шита, Л.Н.Куклеем (1969) – в ультраметаморфических толщах беломорид, где он на ряде примеров показал связь происхождения мигматитов с деформациями, считая мигматиты специфическими структурными формами. Из данных, приведенных А.И.Кукушкиным (1970), также следует, что текстуры течения и мелкие складки наблюдаются в местах интенсивной мигматизации. У.Мак-Кензи (MacKenzie, 1957), описывая гнейсы Шотландии, подчеркнул, что пластичность пород, а вместе с ней и сложность складок растут с увеличением степени мигматизации пород.

Вероятно, свойства жильного материала мигматитов зависят от того, возник ли он в момент деформации или же деформировался после консолидации. В первом случае, видимо, можно ожидать, что кварц-полевошпатовый материал мигматитов будет пластичным, как и наблюдалось мною в рассматриваемом районе, а во втором – более жестким. Характерно, что, учитывая такое поведение кварц-полевошпатовой составляющей мигматитов, Л.Н.Куклей (1969) предложил использовать его при выделении агапов деформаций.

Примеры, подобные приведенным выше, в литературе немногочисленны и в основном касаются поведения в момент деформации осадочных или слабо метаморфизованных пород. Работ, специально посвященных выяснению реологической последовательности пород (и в особенности метаморфических) при деформации, в настоящее время почти нет. Однако рассеянные в многочисленных публикациях факты (Судовиков, 1955, 1964; Судовиков и др., 1962а, б, 1965; Шуркин, 1957, 1962, 1964, 1970; Шуркин, Митрофанов, 1968; Другова и др., 1959; Шульдинер, 1966, 1969) свидетельствуют, что такая реологическая последовательность существует в реальной геологической обстановке. Этот вывод важен, так как реологическая последовательность пород, выявленная при геологических наблюдениях, далеко не всегда совпадает с рядами пластичности пород, установленными экспериментально.

Экспериментальные данные. К настоящему времени накопился огромный фактический материал тектонического экспериментирования. Опыты по моделированию весьма разнообразны по тематике, используемым материалам, применяемой аппаратуре, методикам. Среди основных современных методов тектонического эксперимента выделяются: моделирование геологических объектов на эквивалентных материалах, математическое моделирование и эксперименты по деформации реальных горных пород в различных термодинамических условиях. Обзор тектонических экспериментов довольно полно дан в ряде работ (Гзовский, 1959; Белоусов, Гзовский, 1964; Лучицкий и др., 1967, 1972; Громин, 1970), поэтому коснусь лишь некоторых из экспериментов над реальными горными породами, которые дают возможность сравнить полученный по геологическим данным ряд пластичности с рядами, выведенными экспериментально.

При испытании пород кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы (по данным Л.А.Шрейнера и др., 1968) при комнатной температуре в обстановке высокого давления при величинах всестороннего сжатия в 1000, 2500, 4500 кг/см<sup>2</sup> получено, что пластичность увеличивается с ростом содержания темноцветных минералов и уменьшением – светлоцветных: кварца и полевых шпатов. Породы разделены на группы. Первая – со средним коэффициентом пластичности ( $K_{ср}$ ), равным 1,59, и содержанием калийных минералов 70–95%. Сюда, в частности, попадают плагиогнейсы и гранито-гнейсы. Вторая:  $K_{ср} = 1,82$ , калийных минералов 35–70%, фемических – 30–65% (амфиболиты, пироксениты). Третья группа:  $K_{ср} = 2,1$ , калийных минералов до 35%, фемических 65–100% (амфиболиты, биотитовые гнейсы). Сходные результаты получены И.В.Гинзбургом и Ю.А.Розановым (1951) при изучении пород гранитного состава, деформированных в условиях всестороннего сжатия при температуре до 200°. Ими экспериментально установлен ряд

пластичности отдельных минералов в порядке ее увеличения: кварц и полевой шпат — эгирин — арфведсонит — биотит.

Г.В. Тохтуев (1972) при экспериментальных исследованиях физико-механических свойств кристаллических пород Украинского щита установил ряд жесткости в порядке уменьшения жесткости и повышения сжимаемости и упругости. Из ряда Г.В. Тохтуева выделю только те породы, которые близки по петрографическому составу к породам исследованного района. В первую группу высокой жесткости входят граниты и пегматиты, вторая объединяет ультраосновные и основные породы, из которых отмечу пироксениты и амфиболиты, а последняя — группа минимальной жесткости — включает амфиболовые и биотитовые гнейсы, мигматиты. Г.В. Тохтуев (1972, с. 18) подчеркивает, что "при метаморфизме высоких ступеней (амфиболитовая и гранулитовая фации) последовательность ряда нарушается... главным образом вследствие общего повышения пластичности. Однако и в этих условиях ряд жесткости не теряет своего значения, так как породы, составляющие первую его половину, будут относиться к менее пластичным, а породы второй половины ряда жесткости — к более пластичным".

Несовпадение ряда пластичности, полученного в результате экспериментов над реальными породами, с установленным при полевых наблюдениях объясняется, по-видимому, тем, что в настоящее время мы лишь с большей или меньшей степенью уверенности можем судить о том, из каких исходных пород были образованы гнейсы и кристаллические сланцы. Часто остается открытым вопрос о продолжительности вещественных преобразований пород, не говоря уже о том, что любое нарушение физико-химических условий (наличие летучих или расплава и т.д.) влияло на деформационные свойства среды. Сводки физико-механических констант, несмотря на всю их ценность для постметаморфических деформаций, не отвечают условиям, при которых породы возникали, и, следовательно, не могут служить мерой степени их пластичности в момент деформации. Они характеризуют современную реальную пластичность, а между ней и палеопластичностью, по-видимому, нельзя ставить знак равенства, даже исходя из деформационных свойств минералов, слагающих породу. Как отмечает Г.М. Другова (Другова и др., 1972), само содержание минералов в метаморфической породе есть функция температуры и химических потенциалов компонентов. Эксперименты над реальными метаморфическими породами в условиях высокого давления и высокой температуры в лучшем случае являются продолжением "опыта", поставленного природой, на новой качественной ступени. В целом же, как заметил Д. Флин (1967), в лаборатории трудно создать условия, приближающиеся к естественным, особенно для древних кристаллических толщ. В частности, это относится к очень низкой скорости деформации, определению абсолютных величин давления и температуры палеотектонических процессов.

При сравнении геологических наблюдений с данными экспериментов над осадочными и слабо метаморфизованными породами отмечается большая, чем для метаморфических пород, сходимость их реологических свойств (Гзовский, 1959, 1963; Авчан, 1966, 1972; Шрейнер и др., 1968). Характерно, что наибольшее совпадение результатов опыта и полевых наблюдений отмечается в тех случаях, когда деформация подвергался уже консолидированный осадок. Именно в этих случаях, по-видимому, можно говорить о зависимости физико-механических констант пород от их литолого-петрографических особенностей, минерального состава, пористости и т.д. Вероятно, и при исследовании пластических деформаций осадочных пород не столько необходимы меньшие, чем при изучении метаморфических пород, давление и температура, как полагает Л.А. Шрейнер и др. (1968, с. 55), сколько знание тех условий, в которых эти деформации протекали. Это положение не является новым, на него давно обратил внимание А.В. Копелиович (1965), однако при постановке экспериментов оно не всегда учитывается.

При учете в эксперименте природных условий, в которых происходили деформации, опыты дают вполне надежные результаты. Показателен в этом отношении следующий пример. Геологическими наблюдениями было установлено, что в единьх пачках переслаивания карбонатные породы, как правило, более ком-

пегментны, чем глинистые (Гзовский, 1959, 1963) В то же время среди метаморфических толщ ряда районов, напрогив, было отмечено, что в момент деформации глинистые породы были менее пластичными, чем карбонатные. Уместно было предположить, что одним из факторов, влиявших на изменение реологических свойств пород, были те термодинамические условия, в которых протекали деформации. Эксперименты по совместной деформации карбонатных и глинистых пород подтвердили, что в интервале всесторонних давлений 2500–6000 кг/см<sup>2</sup> и при температуре до 500° мрамор всегда более пластичен, чем глинистые породы, тогда как в обстановке сравнительно низких температур и давлений были получены обратные взаимоотношения (Луцицкий и др., 1964, 1967, 1968, 1972). Отмечу, что наблюдаемое в природе пластическое течение таких компетентных пород, как кварциты (Крылова, 1960а,б; Шульдинер, 1969), также было подтверждено данными экспериментов, опирающихся на материал геологических исследований (Делицин, 1973; White a.o., 1971; Parrish, 1973).

Большой интерес для исследования пластических деформаций, синхронных метаморфическим преобразованиям, представляют эксперименты петрологического характера (Коржинский, 1957; Хитаров, 1957; Перчук, 1968, 1970, 1972; Винклер, 1969; Назаров, 1972; Островский, 1973; и др.). Несмотря на то, что петрологическое моделирование используется почти исключительно в геохимии, минералогии, металлогении и не относится к числу тектонических экспериментов, его данные намечают подход к условиям образования метаморфических пород, ведут к определению термодинамических условий, в которых протекали тектонические процессы, помогают вскрыть связь метаморфизма и тектоники. Существенным преимуществом ряда таких экспериментов (Кинг, 1967; Персиков, 1972; Хитаров и др., 1972; Ганеев и др., 1973; Королев, Румянцева, 1973; Tuttle, Bowen, 1958; и др.) является то, что материалом опыта служат не "готовые" метаморфические породы, а минеральные и другие смеси, из которых эти породы могли образоваться. Например, В. Кнабе (Кнабе, 1970), проводя опыты при температуре 600–800°С и P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> 2000 кбар на смесях, отвечающих кварц–плаггиоклаз–биотитовой породе, установил, что в диапазоне температур 660–705°С начинается анатектическое образование жидкой фазы, количество которой при температуре 760° колеблется от 77 до 53 вес. %. Таким образом, если в ранее рассмотренных опытах исследования шли на уровне пород, то эти эксперименты ведутся на уровне преобразования вещества.

Конечно, и петрологические эксперименты далеки от тех процессов, которые протекают в реальной геологической обстановке. В первую очередь это связано с упрощением лабораторных моделей по сравнению с природными условиями. Это не раз отмечалось многими исследователями (Доливо–Добровольский, 1965; Коржинский, 1973), "однако нас должно утешать то обстоятельство, что наиболее важные достижения в расширении наших знаний о физических условиях метаморфизма связаны почти исключительно с экспериментальными исследованиями" (Мак–Кензи, 1967, с. 283).

В заключение разбора экспериментальных данных необходимо еще раз подчеркнуть, что геологические наблюдения обычно дают иной ряд пластичности, чем экспериментальные данные. По-видимому, несмотря на важность экспериментов, особенно петрологического характера, лишь геологические исследования могут решить вопрос о реологических свойствах и пластических деформациях глубоко метаморфизованных пород.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гранито-гнейсовые структуры Кодаро-Удоканского района возникли в ходе длительного формирования континентальной земной коры. Заложившись в очагах архейской гранитизации, они закончили свое развитие непосредственно перед образованием чуйско-кодарских гранитоидов либо, как полагают А.М.Лейтес и В.С.Федоровский (1974), после становления главной массы гранитоидов раннего протерозоя. Время формирования гранито-гнейсовых структур Кодаро-Удоканского района ограничено возрастными рамками 1600 - 2400 млн. лет. Таким образом, длительность их развития соизмерима с временем образования подобных структур других районов мира.

Огромное значение в формировании изученных гранито-гнейсовых структур имели процессы раннепротерозойской гранитизации. Они привели к перестройке архейского структурного плана и вызвали появление гранито-гнейсовых структур вдоль зон интенсивной гранитизации - шовных синклиналей и окраин Кодаро-Удоканского прогиба. Игак, уже в глубоком докембрии намечается линейная ориентировка гранито-гнейсовых структур, более присущая аналогичным структурам неогей.

В ходе раннепротерозойской гранитизации произошло изменение вещественного состава пород архея. Метаморфические преобразования носили регрессивный характер и в значительной степени переработали не только внутренние зоны гранито-гнейсовых структур, но и породы метаморфической оболочки. Произошла смена минеральных парагенезисов гранулитовой фации парагенезисами амфиболитовой. При этом в породах гранито-гнейсовых структур неуклонно нарастала лейкократовая составляющая, увеличивалось количество кремния, биотита, уменьшалось содержание анортита, амфибола, исчезал пироксен. Минеральные парагенезисы указывают на завершенность метаморфических преобразований в гранито-гнейсах. В ряде случаев отчетливо выражена метаморфическая зональность возникла и в осадочной оболочке. Однако минеральные парагенезисы здесь указывают на прогрессивные метаморфические преобразования.

Таким образом, гранито-гнейсовые структуры, будучи расположенными в зоне регрессивного метаморфизма, перекрываются зоной пятнистого прогрессивного метаморфизма. Это положение структур на границе разных зон метаморфизма, в которых тепловой эффект метаморфических преобразований был резко различным, по-видимому, является их специфической особенностью. Направленный характер метаморфических изменений внутри гранито-гнейсовых структур и зональные метаморфические ореолы над ним в породах осадочной оболочки, очевидно, указывают на приуроченность теплового потока к зонам развития гранито-гнейсовых структур. Игак, в Кодаро-Удоканском районе довольно отчетливо устанавливается взаимосвязь формирующихся гранито-гнейсовых структур с процессами тектонической активизации. Иными словами, выявленные в центральных частях этих структур наиболее интенсивные метаморфические и структурные преобразования свидетельствуют о том, что гранитизация, хотя и имела метасоматический характер, однако не была пассивной, а связана с перемещением вещества.

В настоящее время вопрос о преобладающей направленности движений, обусловивших образование гранито-гнейсовых структур, не может считаться решенным. Однако можно полагать, что эти движения имели как вертикальную, так и горизонтальную составляющие. На горизонтальную составляющую указывают наблюдаемая в ряде мест вергентность складок к своду гранито-гнейсовых структур, антиформное строение последних, а также, возможно, совпадение ориентировки их длинных осей с субмеридиональным простиранием архейской складчатости. О вертикальной составляющей движений говорят отмечающееся иногда в сводах структур пологое залегание кристаллизационной сланцеватости и локальные срывы на контакте осадочной оболочки и собственно гранито-гнейсовых структур.

При изучении гранито-гнейсовых структур было установлено, что они имеют зональное строение. От периферии структур к их своду были выявлены три зоны: слоисто-неоднородных горизонтов, мигматитов и гранито-гнейсов. Каждой из зон отвечают свой уровень гранитизации и свои индивидуальные тектурные и структурные особенности, характеризующие состояние вещества в момент деформации. Исследование показало, что выявленные в гранито-гнейсовых структурах зоны развиты неравномерно. Это привело к выводу, что строение каждой из изученных структур отражает определенную стадию в процессе развития гранито-гнейсовых структур и дает возможность реконструировать идеальный купол. На модели идеального купола было проиллюстрировано нарастание пластической переработки вещества пород (от окраин купола к его центру), происходящее при образовании реальных гранито-гнейсовых структур, и сопряженность этой переработки с процессами гранитизации.

Изучение деформаций внутри каждой из зон в гранито-гнейсовых структурах Кодаро-Удоканского района подтвердило представления, что эти деформации в целом имели пластический характер. На высокую общую пластичность пород указывает как конформность внешних границ структур породам обрамления, так и отсутствие явлений катаклаза и зеркал скольжения даже в краевой зоне слоисто-неоднородных горизонтов. Разрывы здесь имеют, как правило, сингенетический характер. В целом формирование гранито-гнейсовых структур можно назвать пластической перестройкой. Такая пластическая перестройка была тесно связана с метаморфическими преобразованиями, на что указывают отсутствие стратификации пород и одногипный набор метаморфических горизонтов в гранито-гнейсовых структурах, локализованных в различных породах чарской серии. Мощность даже наиболее устойчивых к процессам гранитизации горизонтов основных пород внутри структур сильно сокращена по сравнению с их мощностью в метаморфической оболочке. В гранито-гнейсовых структурах полностью отсутствуют текстуры, которые можно было бы классифицировать как первично-осадочные, и, напротив, широко развиты кристаллизационная сланцеватость, гнейсовидность, тектоническая полосчатость, которые вместе с новообразованными псевдослоями биогитового состава подчеркивают их внутреннее строение.

Изменение интенсивности пластических деформаций от периферии гранито-гнейсовых структур к их центрам доказано изучением малых структурных форм и полосчатости. Для каждой из выделенных зон в гранито-гнейсовых структурах характерен свой определенный набор - парагенезис - малых структурных форм и полосчатости, т.е. свои индикаторы пластических деформаций. Судя по этим парагенезисам, пластичность пород в центральных зонах гранито-гнейсовых структур была наибольшей и практически не зависела от состава пород. В ряде случаев в центре структур породы доходили до расплава.

При анализе парагенетических ассоциаций малых структурных форм и тектонической полосчатости было установлено, что породы, слагающие гранито-гнейсовые структуры, имели различную пластичность и по возрастанию могут быть представлены реологическим рядом: пироксенсодержащие кристаллические сланцы и амфиболиты, амфиболовые гнейсы - биогит-амфиболовые гнейсы - амфибол-биогитовые гнейсы - биогитовые гнейсы - плагигнейсы - гранито-гнейсы - кварц-полевошпатовый материал мигматитов. Этот ряд пластич-

ности, безусловно, не универсален. В каждой конкретной физико-химической обстановке, которой отвечало свое реологическое состояние пород, ряд пластичности мог быть отличен от приведенного.

Зафиксированные природой реологические свойства пород во время их деформации отличаются от свойств пород, слагающих гранито-гнейсовые структуры в настоящее время. Об этом свидетельствует сопоставление ряда пластичности, установленного на конкретном геологическом материале, с рядами пластичности, полученными при экспериментах над реальными горными породами. Следовательно, опыты такого рода не могут служить основой для оценки палеопластичности пород. Возможно, при моделировании следует коррелировать полученные результаты с данными геологических наблюдений и постепенно усложнять эксперимент за счет введения дополнительных поправок и параметров в условиях опыта; оценивать влияние этих поправок на результат опыта и вновь сравнивать полученный результат с геологическими данными. По-видимому, в этом случае, когда условия опыта будут мобильными, сходимость результатов экспериментов с геологическими данными будет большей и можно будет установить закономерности изменения пластичности пород в геологических процессах прошлого.

В заключение хотелось бы еще раз подчеркнуть, что именно детальные геологические исследования дают наиболее объективную информацию о пластических деформациях пород и их реологических свойствах и, вероятно, не только в процессах формирования гранито-гнейсовых структур.

## ЛИТЕРАТУРА

- Авчан Г.М. 1966. О возможности оценки величины давления, воздействовавшего на горную породу. — Докл. АН СССР, т.170, № 2.
- Авчан Г.М. 1972. Исследование физических свойств осадочных горных пород при высоких давлениях и температурах. Автореф. докт. дис. М.
- Афанасов М.Н. 1971. О структурном несогласии внутри стенового комплекса (Северное Приамурье). — Зап. Забайкал. фил. Геогр. об-ва СССР, вып. 56.
- Афанасов М.Н. 1973. Тектоника хребта Тукурингра (Зейский район Амурской области). Автореф. канд. дис. Л.
- Афанасов М.Н., Лопатинский Г.С. 1969. Куполовидная структура и очковые сланцы раннего протерозоя в бассейне р. Гиллой (Северное Приамурье). — Геол. и геофиз., № 4.
- Барт Т.Ф., Рейган П.Х. 1967. Докембрий Норвегии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. Пер. с англ. М., "Мир".
- Белевцев Я.Н. 1967. Особенности металлогении Украинского щита. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., "Наука".
- Белоусов В.В. 1952. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 17 (144).
- Белоусов В.В. 1960. Некоторые вопросы глубинной тектоники. — Вестн. МГУ. Серия геол., № 5.
- Белоусов В.В. 1962. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат.
- Белоусов В.В. 1965. О коре и верхней мантии материков. — Сов. геол., № 1.
- Белоусов В.В. 1966. Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука".
- Белоусов В.В. 1969. Складчатость и основные типы тектонических деформаций. — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 44, вып. 4.
- Белоусов В.В. 1970а. О некоторых особенностях механизма тектонических деформаций. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., "Недра".
- Белоусов В.В. 1970б. Общие соображения об условиях образования структурных форм, развитых в сложно деформированных толщах. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., "Недра".
- Белоусов В.В., Гзовский М.В. 1964. Экспериментальная тектоника. М., "Недра".
- Белянкина М.Н. 1969. Связь гранитоидных формаций со складчатыми структурами в байкалидах Енисейского края. — Геотектоника, № 3.
- Белянкина М.Н., Долгинов Е.А. 1964. К вопросу о структурно-фашиальной зональности в заангарской части Енисейского края. — В кн.: Вопросы геологии Красноярского края. Изд-во МГУ.
- Белянкина М.Н., Долгинов Е.А. 1965. Структуры рифей в северо-западной части Енисейского края. — Геотектоника, № 2.
- Березин Б.З., Варавка А.И. 1970. Новые данные о купольных структурах докембрия Среднего Приднепровья. — Геол. журн. АН УССР, т. 30, вып. 6.
- Берзин Н.А. 1970. Докембрий Гвианского щита (Южная Америка). — В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., "Наука".
- Бертельсен А., Нью-Ньюгорт А. 1968. Докембрий Гренландии. — В кн.: Докембрий Грениландии, Британских островов и Шпицбергена. Пер. с англ. М., "Мир".
- Билибин Ю.А. 1941. Послеюрские интрузии Алданского района. — В кн.: Петрография СССР, серия 1. Региональная петрография, вып. 10. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Богданов А.А. 1963. О термине "структурный этаж". — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 38, вып. 1.
- Богданов Ю.Б., Воинов А.С., Суханов В.С., Харитонов Л.Я.

1964. О структурном соотношении карельских и беломорских формаций в Кемском районе Северной Карелии. — Докл. АН СССР, т. 156, № 3.
- Богданов Ю.Б., Воинов А.С., Негруца Т.Ф., Негруца В.З. 1970. Некоторые особенности распределения зон регионального метаморфизма в Карелии. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы, Киев, "Наукова думка".
- Борукаев Ч.В. 1970. Очерк докембрия Австралии. — В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов, М., "Наука".
- Богвинкина Л.Н. 1965. Методическое руководство по изучению слюистости. — Труды ГИН АН СССР, вып. 119.
- Ботвинкина Л.Н. 1970. Тектурный анализ и его роль при литологических исследованиях. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т.1. М., "Наука".
- Бубнов С.Н. 1960. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ.
- Васильев Е.П. 1973а. Анализ перекрестной складчатости Слюдянского района (юго-западной Прибайкалье). — Геотектоника, № 3.
- Васильев Е.П. 1973б. Морфология и генезис складчатых структур Слюдянского флогопитоносного района (южная Прибайкалье). — Автореф. канд. дис. Иркутск.
- Вильсон А.Ф. 1965. Чарнокитовые породы Австралии. — В кн.: Вопросы геологии Австралии. Пер. с англ. М., "Мир".
- Вильсон А.Ф., Компстон В., Джеффри П.М. 1963. Возраст докембрийских пород Австралии по данным радиоактивных методов. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Винклер Г. 1969. Генезис метаморфических пород. Пер. с нем. М., "Мир".
- Виноградова Г.В. 1968. О происхождении гранитных куполов в южной части Печенгской структуры. — В кн.: Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита. Тезисы докл. Апатиты.
- Виноградова Г.В. 1971. О происхождении гранитных куполов в южной части Печенгской структуры. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., "Наука".
- Вотах О.А. 1968. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., "Наука".
- Вярюннен Х. 1959. Кристаллический фундамент Финляндии. Пер. с фин. М., ИЛ.
- Гансеев Г.И., Котина Г.П., Малиновский Ю.К. 1973. Роль экспериментальных исследований в проблеме реконструкции первичной литологии глукбоко метаморфизованных пород докембрия. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., "Наука".
- Гейер П. 1967. Докембрий Швеции. — В кн.: Докембрий Скандинавии. Пер. с англ. М., "Мир".
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. 1968. Л., "Наука".
- Гзовский М.В. 1959, 1963. Основные вопросы тектонофизики Байджансайского антиклинория, ч. 1-2, 1959; ч. 3-4, 1963. М., Изд-во АН СССР.
- Гилярова М.А. 1967. Стратиграфия и структура Печенги. Изд-во ЛГУ.
- Гинзбург И.В., Розанов Ю.А. 1951. Поведение минералов в породах гранитного состава при воздействии высоких давлений. — Изв. АН СССР, Серия геол., № 5.
- Гинтов О.Б. 1967. Выявление структур мигматитовых толщ Среднего Побужья по геофизическим данным. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., "Недра".
- Гладкий В.Н. 1970. Геологическое строение и тектоника Большого Кривого Рога. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы, Киев, "Наукова думка".
- Глебовицкий В.А. 1970. Ультраметаморфизм ладожского комплекса. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы, Киев, "Наукова думка".
- Глебовицкий В.А. 1973. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., "Наука".
- Глуховский М.З. 1969. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олекмо-Витимской горной страны. — Геотектоника, № 3.
- Глуховский М.З. 1970. Тектоника фундамента и чехлы протоплатформы Восточной Сибири. Автореф. канд. дисс. М.
- Глуховский М.З., Павловский Е.В. 1973. К проблеме ранних стадий развития Земли. — Геотектоника, № 2.
- Глуховский М.З., Ставцев А.Л. 1973. Тектоника и основные этапы развития Алданского щита. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., "Наука".
- Глуховский М.З., Федоровский В.С. 1970. О нижней границе удоканской серии и соотношениях архея и нижнего протерозоя в Олекмо-Витимской горной стране. — В кн.: Тектоника Сибири, т. 4. М., "Наука".



- Горелов Б.Г. 1967. Кодаро-Удоканский комплекс гранитоидов нижнего протерозоя севера Читинской области. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2(4). Чита, Изд-во Забайкальск. фил. Геогр. об-ва СССР.
- Горелов Б.Г. 1971. Древнейшие гранитоиды района Северо-Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дисс. М.
- Горлов Н.В. 1960а. К вопросу о структурной локализации пегматитовых узлов северо-западного Беломорья. — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 9.
- Горлов Н.В. 1960б. О поперечной складчатости архея северо-западного Беломорья. — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 11.
- Горлов Н.В. 1967. Структура Беломорья. Л., "Наука".
- Горлов Н.В. 1972. Гранито-гнейсовые купола раннего докембрия. — Изв. АН СССР. Серия геол., № 12.
- Грабкин О.В. 1965а. К вопросу о внутреннем строении и условиях формирования Нижне-Тимптонского купола на Алданском шите. — Вестн. МГУ. Геол., № 1.
- Грабкин О.В. 1965б. Некоторые особенности складчатости гранито-гнейсовых толщ на примере иенгской серии (Алданский шит) и беломорской серии (Балтийский шит). Автореф. канд. дисс. М.
- Грабкин О.В. 1972. Об истории гранито-гнейсовых куполов Алданского шита. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск.
- Гришкан Р.И. 1966. Основные особенности строения и развития архейских складчатых структур района между-речья Тао-Хонку и Курунг-Хонку (центральная часть Алданского шита). — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского шита. М., "Наука".
- Гришкан Р.И. 1970. Особенности тектоники раннего докембрия Алданского шита. — В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., "Наука".
- Громин В.И. 1970. Малые структурные формы и палеогеологические реконструкции (на примере Восточного Забайкалья). М., "Наука".
- Делицин И.С. 1973. Развитие термодинамически устойчивых структур метаморфических горных пород (по экспериментальным данным). — Изв. АН СССР. Серия геол., № 1.
- Делицин И.С., Левушкин Л.Н., Зверев И.В. 1973. Основная особенность развития пластической деформации горных пород (по данным дифрактометрического изучения кварцита). — Изв. АН СССР, Серия геол., № 5.
- Доливо-Добровольский В.В. 1965. Термодинамический расчет реакций метаморфизма с участием воды и углекислоты. — В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.—Л., "Наука".
- Древин А.Я. 1967. Опыт изучения докембрия Среднего Побужья на основе литолого-структурного метода. — В кн.: Проблема осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., "Недра".
- Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Прияткина Л.А., Климов Л.В. 1972. Гранулитовая фация метаморфизма. Л., "Наука".
- Другова Г.М., Климов Л.В., Крылова М.Д., Михайлов Д.А., Судовиков Н.Г., Ушакова З.Г. 1959. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 8.
- Дюков С.А., Карпинская Н.В. 1971. Результаты геолого-геохронологических исследований в зоне сочленения Восточно-Карельских карелид с беломоридами. — В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского шита. Л., "Наука".
- Дю Тойт А. 1957. Геология Южной Африки. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Ежов С.В. 1973. Этапы формирования гнейсово-мигматитового комплекса Алларечинского рудного поля (северо-запад Кольского полуострова). — Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 9.
- Елисеев Н.А. 1967. Основы структурной петрологии. Л., "Наука".
- Жданов В.В. 1966. Гранитные формации запада Кольского полуострова и их связь с формированием земной коры. — Изв. АН СССР. Серия геол., № 8.
- Жданов В.В. 1970. Метаморфизм, магматизм и формирование земной коры в раннем протерозое Русской Лавландии. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, "Наукова думка".
- Жданов В.В., Магид М.Ш., Розенталь И.В. 1971. Петрология многофазного гранитоидного массива Порья-Пахта. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского шита. Л., "Наука".
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. 1964. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.—Л., "Наука".

- Захаревич К.В., Савельев А.А., Шулешко И.К. 1972. Слоистость и псевдослоистость метаморфических парапород. — В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск.
- Исаев Ю.С. 1971. Опыт детального картирования полиметаморфизованных толщ раннего докембрия (на примере района верхнего течения р. Амедичи). — Изв. Забайкал. фил. Геогр. об-ва СССР, т. 7, вып. 2.
- Калинин Е.Г., Пучков В.Н. 1971. Формационный анализ гранито-гнейсового комплекса (бассейн р. Хальмер — Приполярный Урал). — В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск.
- Каляев Г.И. 1965. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, "Наукова думка".
- Каляев Г.И. 1970а. Геотектоническое районирование Украинского щита по структурно-фашиальным критериям. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, "Наукова думка".
- Каляев Г.И. 1970б. Проблема связи гранитоидного магматизма и складчатости фундамента. — Геотектоника, № 1.
- Каляев Г.И. 1973. Тектоника Украинского щита и положение его в структуре Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., "Наука".
- Каляев Г.И., Комаров О.М. 1969. Складчатые структуры Кировоградского блока (центральная часть Украинского щита). — Геол. журн. АН УССР, т. 29, вып. 6.
- Кейльман Г.А. 1961. К вопросу о формировании гранитных массивов. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. Свердловск.
- Кейльман Г.А. 1963а. Геологическое строение Уфалейского гранитного массива. — Сов. геол., № 10.
- Кейльман Г.А. 1963б. Мигматитовые комплексы Среднего Урала. — Труды 1-го Уральского петрографического совещания, г. 3. Свердловск.
- Кейльман Г.А. 1967. Результаты геологического картирования метаморфических комплексов Урала. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., "Наука".
- Кейльман Г.А. 1969. Основные черты гнейсово-мигматитовых комплексов Урала. — Труды 2-го Уральского петрографического совещания, т. 5. Свердловск.
- Кейльман Г.А. 1970. Геология гнейсово-мигматитовых комплексов Урала. Автореф. докт. дис. Свердловск.
- Кейльман Г.А. 1971. Гнейсовые комплексы Урала. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., "Наука".
- Кейльман Г.А. 1973а. Гнейсово-мигматитовые комплексы складчатых областей (на примере Урала). — В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток.
- Кейльман Г.А. 1973б. О времени проявления метаморфизма и гранитизации в главных антиклинорных структурах Урала. — Труды Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, вып. 100.
- Кейльман Г.А. 1974. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., "Недра".
- Кейльман Г.А., Глушкова Г.А., Болтыров В.Б., Бутин В.В. 1973. О возрасте гнейсово-мигматитовых комплексов Урала. — Труды Свердл. горн. ин-та, вып. 91.
- Кинг Б.К. 1967. Природа и происхождение мигматитов: метасоматоз или анатексис. — В кн.: Природа метаморфизма. Пер. с англ. М., "Мир".
- Кинг Ф. 1961. Геологическая история Северной Америки. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Клитин К.А., Павлова Т.Г., Постельников Е.С. 1970. Байкалиды юго-востока Сибири. — Труды ГИН АН СССР, вып. 219.
- Клоос Э. 1958. Деформации оолитов в складке Южных гор. Мериленд. — В кн.: Вопросы структурной геологии. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Ковригина Е.К. 1971. Опыт формационного анализа метаморфических толщ на примере ангаро-канской части Енисейского кряжа. — Труды ВСЕГЕИ, Нов. сер., т. 158.
- Ковригина Е.К. 1973. Петрология метаморфических толщ раннего докембрия ангаро-канской части Енисейского кряжа. Автореф. канд. дис. Л.
- Колотухина С.Е. 1964. Основные черты тектонического развития Африки в докембрии. — Изв. АН СССР. Серия геол., № 4.
- Комаров О.М. 1969. О глубинной складчатости в Кировоградском районе Украинского щита. — Геол. журн. АН УССР, т. 29, вып. 3.
- Кононов А.Н. 1971. Комплексы гранитоидов Алтае-Саянской области. — В кн.: Вопросы геологии Сибири. Томск.
- Коньков Г.Г., Красовский С.С. 1963. Признаки купольного строения в среднем течении р. Мокрая Волноваха. — В кн.: Материалы геофизических исследований территории Украины, Киев, Изд-во АН УССР.

- Копелиович А.В. 1965. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. — Труды ГИН АН СССР, вып. 121.
- Коржинский Д.С. 1939. Стратиграфия Алданской плиты и хребта Станового. — В кн.: Стратиграфия СССР, т. 1. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Коржинский Д.С. 1952. Гранитизация как магматическое замещение. — Изв. АН СССР. Серия геол., № 2.
- Коржинский Д.С. 1955а. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогеенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР.
- Коржинский Д.С. 1955б. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими раст-ворами и гранитизацией. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР.
- Коржинский Д.С. 1957. Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов. М., Изд-во АН СССР.
- Коржинский Д.С. 1967. Режим кислотности и щелочности трансмагматических растворов. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов. Л., "Наука".
- Коржинский Д.С. 1972. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли, ч. 1. М., "Наука".
- Коржинский Д.С. 1973. Метамагматические процессы (Из доклада на Всесоюзной теоретической конференции: "Геология и генезис мусковитовых пегматитов"). — Изв. АН СССР. Серия геол., № 12.
- Кориковский С.П. 1964. Метаморфические процессы в докембрии западной части Удокано-Становой зоны. Автореф. канд. дис. М.
- Кориковский С.П. 1967. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., "Наука".
- Кориковский С.П. 1969. Влияние глубинности на соотношение метаморфических зон в насыщенных  $K_2O$  метapelитовых сланцах и роговиках. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 1. М., "Наука".
- Кориковский С.П. 1971. Малоглубинный ставролит-андалузит-силлиманитовый тип регионального метаморфизма в докембрии хр.Кодар (Восточная Сибирь). — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., "Наука".
- Королев К.Г., Румянцева Г.В. 1973. О некоторых метаморфических реакциях с участием летучих в сухих системах. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., "Наука".
- Кратц К.О. 1963. Геология карелии Карелии. — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 16.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б. 1959. Тектоническое положение гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии в геосинклинальной системе Карелии. — В кн.: Геология и петрология гранито-гнейсовых областей юго-запада Карелии. Л., "Наука".
- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А., Соловьева И.А., Трапезников Ю.А. 1971. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. — Труды ГИН АН СССР, вып. 209.
- Крутиховская З.А. 1967. Глубинные структуры северо-западной части Большого Кривого Рога. — Геофиз. сб. Геофиз. ин-та АН УССР, вып. 19.
- Крутиховская З.А., Галензовская В.И., Подолянко С.М. 1966. Отражение глубинной складчатости в физических полях Западно-Ингулецкой зоны. — Геофиз. сб. Геофиз. ин-та АН УССР, вып. 16.
- Крутиховская З.А., Кужелов Г.К. 1960. Применение геофизических методов для изучения железорудной формации Украинского кристаллического щита. М., Гостоптехиздат.
- Крутиховская З.А., Пашкевич И.К. 1970. Некоторые результаты исследований связи магнитного и гравитационного полей с тектоникой Украинского щита. — Геофиз. сб. Геофиз. ин-та АН УССР, вып. 38.
- Крылова М.Д. 1959. Тектоника. — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 8.
- Крылова М.Д. 1960а. О роли дифференциальных тектонических движений при формировании докембрийских структур Алдана. — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 9.
- Крылова М.Д. 1960б. О формировании малых структур в условиях синкинематической региональной мигматизации. — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 11.
- Крылова М.Д., Седова И.С., Крылов И.Н., Глебовский С.С., Галибин В.А. 1972. Эволюция вещества при ультраметаморфизме. Л., "Наука".
- Кудрявцев В.А. 1973. Тектоника докембрия западной части Алданского щита. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., "Наука".
- Кужелов Г.К. 1964. Отражение складчатой тектоники Украинского щита в магнитном и гравитационных полях. — Сов. геол., № 4.
- Кузнецов Ю.А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., "Недра".

- Куклей Л.Н. 1969. Связь морфологии мигматитов с тектоническими деформациями. — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 44, вып. 6.
- Кукушкин А.И. 1970. Реликты первичных текстур в гнейсах архея Беломорья и их стратиграфическое значение. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 127.
- Лазарев Ю.И., Кожевников В.Н. 1973. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. — Труды Ин-та геол. Карел. фил. АН СССР, вып. 18.
- Лазыко Е.М. 1945. О соотношении байкальского и саянского простираний в архее Восточной Сибири. — Докл. АН СССР, т. 49, № 6.
- Лазыко Е.М. 1948. Геологическое строение западной части Алданского щита. — Изв. АН СССР. Серия геол., № 2.
- Лазыко Е. М. 1956. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов.
- Лазыко Е.М. 1964. К характеристике архейского и протерозойского этапов в истории земной коры на примере докембрийских комплексов Евразии. — Междунар. геол. конгресс. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10. М., "Недра".
- Лазыко Е.М. 1971а. О некоторых особенностях метаморфизма в раннем докембрии. — Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 13.
- Лазыко Е.М. 1971б. Основы региональной геологии, т. 3. М., "Недра".
- Лебедева Н.Б. 1956. Моделирование процесса образования диапировых куполов. — Сов. геол., сб. 56.
- Лебедева Н.Б. 1966. Опыт моделирования складчатой зоны. — Сов. геол., № 2.
- Лейтес А.М. 1962. К вопросу об основных структурных элементах в докембрии. — Изв. АН СССР. Серия геол., № 4.
- Лейтес А.М. 1963. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны, его тектоника и вопросы меденосности. Автореф. канд. дис. М.
- Лейтес А.М. 1965а. Запад Алданского щита, его границы и особенности развития. — Изв. АН СССР. Серия геол., № 5.
- Лейтес А.М. 1965б. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. М., "Наука".
- Лейтес А.М., Муратов М.В., Федоровский В.С. 1970. Палеоавлаогены и их место в развитии древних платформ. — Докл. АН СССР, т. 191, № 6.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С. 1972. Тектоника запада Алданского щита (Олекмо-Витимская горная страна). — Геотектоника, № 2.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С. 1974. О времени образования раннепротерозойских гранитоидов на западе Алданского щита. — Геотектоника, № 2.
- Лобач-Жученко С.Б. 1969. Структуры нижнего протерозоя. — В кн.: Геология и петрология гранито-гнейсовых областей юго-западной Карелии. Л., "Наука".
- Лобач-Жученко С.Б. 1972. Геология докембрия Балтийского щита. — В кн.: Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., "Наука".
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.Н., Байкова В.С. 1974. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., "Наука".
- Лукьянов А.В. 1959. Пластические деформации известняков в зонах дробления, сопровождающих крупные разломы. — Изв. АН СССР. Серия геол., № 4.
- Лучицкий И.В., Бондаренко П.М., Громин В.И., Ушаков Г.Д. 1972. О современных методах тектонического эксперимента. — В кн.: Тектоника Сибири, т. 5. М., "Наука".
- Лучицкий И.В., Громин В.И., Ушаков Г.Д. 1964. Совместная деформация глинистых и карбонатных пород в экспериментальной обстановке и в природе. — Геол. и геофиз., № 7.
- Лучицкий И.В., Громин В.И., Ушаков Г.Д. 1967. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. М., "Наука".
- Лучицкий И.В., Громин В.И., Ушаков Г.Д. 1968. Деформация мрамора в субкристалльной обстановке. — Докл. АН СССР, т. 179, № 4.
- Лысак А.М. 1973. Геологические условия формирования раннедокембрийских образований западной части Алданско-Витимского щита. Автореф. канд. дис. Львов.
- Мак-Кензи У.С. 1967. Несколько замечаний о приложении результатов экспериментов к исследованию метаморфизма. — В кн.: Природа метаморфизма. Пер. с англ. М., "Мир".
- Максимов Е.П., Угрюмов А.Н. 1966. Геологическое строение центральной части Алданского щита. М., "Наука".
- Мануйлова М.М. 1960. Петрология гранитоидов Кодарского плутона (Олекмо-Витимская горная страна). — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 9.

- Марков М.С. 1962. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита). - Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5.
- Марков М.С. 1964. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов. - В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., "Наука".
- Менерт К. 1971. Мигматиты и происхождение гранитов, ч. 1. Пер. с англ. М., "Мир".
- Милеев В.С. 1968. Механизм образования протерозойского Майтубинского антиклинория (Центральный Казахстан). - В кн.: Третья научная отчетная конференция геологического факультета Московского государственного университета. Изд-во МГУ.
- Милеев В.С. 1969. Тектонические условия формирования складчатой структуры протерозойского Майтубинского антиклинория (Центральный Казахстан). - Вестн. МГУ. Геол., № 6.
- Милеев В.С. 1971а. Кинематическая природа метаморфогенной складчатости (на примере протерозойского Майтубинского антиклинория). - В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. 10. Изд-во МГУ.
- Милеев В.С. 1971б. Тектоника протерозойского Майтубинского антиклинория и кинематические условия формирования метаморфогенной складчатости. Автореф. канд. дис. М.
- Милоский А.В., Баранов В.В. 1971. О докембрийской складчатости и структурах докембрия юго-востока Урала. - Вестн. МГУ. Геол., № 5.
- Мисник Ю.Ф. 1967. О структурных и рудных перекрестках в Пришилжинской подвижной зоне. - В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2 (4). Чита.
- Мисник Ю.Ф. 1974. Мезозойская тектоника и магматизм Пришилжинской подвижной зоны. - Сов. геол., № 2.
- Мисник Ю.Ф., Шевчук В.В. 1971. Строение западной окраины Пологинского гранито-гнейсового купола (о юрской гранитизации в Пришилжинской подвижной зоне, Восточное Забайкалье). - Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 13.
- Муратов М.В. 1973. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования. - В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., "Наука".
- Назаров И.В. 1972. Моделирование в науках о Земле. - Изв. высших учебн. завед. Геол. и разведка, № 5.
- Немова Т.В. 1973. Опыт применения историко-геологического метода в изучении гранулитового комплекса Кольского полуострова. - В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., "Наука".
- Новикова А.С. 1971. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. - Труды ГИН АН СССР, вып. 237.
- Островский И.А. 1973. Эксперимент в геологии. - Природа, № 1.
- Охотников В.Н. 1972. Метаморфическая зональность рудной минерализации в гнейсовых куполах (Полярный Урал). - В кн.: Сборник важнейших результатов научных исследований Института геологии. Ежегодник 1971 г. Сыктывкар.
- Павлова Т.Г. 1964. Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в южном Улуту. - Труды ГИН АН СССР, вып. 101.
- Павлова Т.Г. 1967. К вопросу о генезисе гранито-гнейсовых куполов. - Геотектоника, № 3.
- Павлова Т.Г. 1972. Гранито-гнейсовые купола и их развитие во времени. - Геотектоника, № 4.
- Павлова Т.Г. 1974. Формы проявления процессов гранитизации в складчатых областях мозаичного и линейного типов. - Докл. АН СССР, т. 215, № 5.
- Павлова Т.Г., Клитин К.А. 1971. Структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма на примере Байкальской складчатой области. - В кн.: Проблемы теоретической и региональной геологии. М., "Наука".
- Павловский Е.В. 1944. Новые данные по геологии и флюгпитоносности Южной Якутии. - Изв. АН СССР. Серия геол., № 3.
- Павловский Е.В. 1962а. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. - Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5.
- Павловский Е.В. 1962б. Происхождение и развитие древних платформ. - В кн.: Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. М., Изд-во АН СССР.
- Павловский Е.В. 1968. Предисловие к русскому изданию. - В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. Пер. с англ. М., "Мир".
- Павловский Е.В. 1970. Ранние стадии развития земной коры. - Изв. АН СССР. Серия геол., № 5.
- Павловский Е.В. 1973. Гранитообразование и тектоника (историко-геологический аспект проблем). - Докл. АН СССР, т. 211, № 5.
- Павловский Е.В., Марков М.С. 1963. Некоторые общие вопросы гео-

- тектоники (о необратимости развития земной коры). - Труды ГИН АН СССР, вып. 93.
- Павловский Е.В., Марков М.С. 1964. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. - В кн.: Деформация пород и тектоника. Междунар. геол. конгресс. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4. М., "Наука".
- Перекалина Т.В. 1962. Постладожские гранитоиды Северного Приладожья. - Уч. зап. ЛГУ, № 312. Серия геол. наук, вып. 13.
- Перекалина Т.В. 1973. О роли кольцевых форм в строении земной коры. - Вестн. ЛГУ, № 12. Геол., геогр., вып. 2.
- Персиков З.С. 1972. Вязкость гранитного расплава при температурах 800-1200°C и давлении воды 2000 бар. - В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии (1970-1971 гг.). Новосибирск.
- Перчук Л.Л. 1968. Принципы влияния температуры и давления на равновесия природных железо-магнелиальных минералов. - Изв. АН СССР. Серия геол., № 12.
- Перчук Л.Л. 1970. Термодинамические условия гранитизации метапелитовых толщ. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 2. М., "Наука".
- Перчук Л.Л. 1972. Термодинамический режим метаморфизма. - Изв. АН СССР. Серия геол., № 12.
- Плюснин К.П. 1964. История формирования структур северной части Магнитогорского синклиория. Автореф. канд. дис. Пермь.
- Поляк Э.А. 1967. Блочные структуры южного обрамления Печенгского синклиория. - В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., "Наука".
- Попова В.А. 1971. О геологическом строении Северо-Карельской зоны района Топозера. - Сов. геол., № 4.
- Попова В.А., Сиваев В.В. 1974. О ранних карелидах области сочленения с беломоридами. - Геотектоника, № 2.
- Предовский А.А. 1971. Проблема районирования древнейшего фундамента докембрия Кольского полуострова и ее палеогеографическое значение. - В кн.: Природа и хозяйство Севера, вып. 2, ч. 2. Апатиты.
- Предовский А.А., Загородный В.Г., Ахмедов А.С., Воинов А.С. 1968. Распространенность и соотношение метаморфических комплексов в южном крыле Печенгского синклиория. - Уч. зап. Иркут. ун-та, вып. 31. Серия геогр.
- Предовский А.А., Петров В.П. 1967. Особенности методики и некоторые результаты геолого-геохимических исследований докембрийских образований Северного Приладожья. - В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., "Наука".
- Прияткина Л.А. 1971. Ложная косая сложность в гранулитях Кольского полуострова. - В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., "Наука".
- Пронин А.А. 1965. Основные черты истории тектонического развития Урала (варисийский цикл). М.-Л., "Наука".
- Рабкин М.И. 1959. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. - Труды НИИГА, т. 87.
- Рабкин М.И. 1960. Докембрий Анабарского щита. - В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. Междунар. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. М.-Л., "Наука".
- Рабкин М.И. 1967. Геологическое картирование архейской гнейсовой толщи Анабарского щита. - В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., "Наука".
- Розен О.М. 1967. Особенности осадконакопления в раннем докембрии Кокчетавского массива. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., "Недра".
- Розен О.М. 1971. Рифей Кокчетавского массива. - Изв. АН СССР. Серия геол., № 7.
- Розен О.М., Иванов О.Д., Крамаренко С.М. 1974. Эволюция гранитоидов в срединных массивах (на примере Кокчетавского массива). - Геотектоника, № 2.
- Розен О.М., Серых В.И., Боршевский Ю.А., Краснобаев А.А., Попов Н.К., Суrowая А.К. 1966. О соотношении данных абсолютного возраста докембрия и прорывающих его каледонских гранитоидов на примере Кокчетавского массива. - В кн.: Труды 13 сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций АН СССР. М., "Наука".
- Розен О.М., Серых В.И. 1969. Основные черты истории геологического развития древнего ядра Кокчетавского массива и некоторые вопросы металлогении. - Труды Центр. Казах. геол. упр., № 3.
- Руштейн И.Г. 1967. Пример магматогенной складчатости в верхнем ярусе юрской структуры Восточного Забайкалья. - В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2 (4). Чита.
- Рябенко В.А. 1970а. Основные черты тектонического строения Украинского щита. Киев, "Наукова думка".
- Рябенко В.А. 1970б. Структура и петрология глубоко метаморфизованных пород Бердичевского блока Украинского

- шта. - В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, "Наукова думка".
- Рябенко В.А. 1971. О влиянии блоков архейского фундамента на формирование протерозойских осадочно-вулканических толщ Украинского щита. - В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, "Наукова думка".
- Салоп Л.И. 1958а. Байкальская горная страна. Докембрийский магматизм. - В кн.: Геологическое строение СССР, т. 2. Магматизм. М., Госгеолтехиздат
- Салоп Л.И. 1958б. Байкальская горная область. Полезные ископаемые. Докембрий. - В кн.: Геологическое строение СССР, т. 1. Стратиграфия. М., Госгеолтехиздат.
- Салоп Л.И. 1958в. Геологическое строение и полезные ископаемые Байкальской горной области. - В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР.
- Салоп Л.И. 1958г. Стратиграфия докембрия Байкальской горной области. - В кн.: Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Салоп Л.И. 1963. Геологическая карта Байкальской горной области. М., Госгеолтехиздат.
- Салоп Л.И. 1964. Геология Байкальской горной области, т. 1. Стратиграфия. М., "Недра".
- Салоп Л.И. 1967. Геология Байкальской горной области, т. 2. Магматизм. М., "Недра".
- Салоп Л.И. 1971а. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. - Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 46, вып. 4.
- Салоп Л.И. 1971б. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Байкальского щита. - Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 175.
- Салоп Л.И. 1972. Древние структуры юга Сибири. - В кн.: Развитие взглядов Я.С. Эдельштейна в геологии и географии. Л., "Наука".
- Салоп Л.И. 1973. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., "Недра".
- Салоп Л.И., Травин Л.В. 1971. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита. - Сов. геол., № 3.
- Салоп Л.И., Травин Л.В. 1973. Новые данные по стратиграфии и тектонике центральной части Алданского щита. - Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 199.
- Свешников К.И. 1969. Обоснование нормального разреза низов удоканской серии. - Зап. Забайкал. фил. Геогр. об-ва СССР, вып. 35.
- Семеновко И.П. 1946. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений, т. 1. Киев, Изд-во АН УССР.
- Сидоренко А.В., Лунева О.И., Немова Т.В. 1971. Об осадочном генезисе гранулитов Кольского полуострова. - Докл. АН СССР, т. 198, № 5.
- Сидоренко А.В., Лунева О.И. 1972. О фациях регионального метаморфизма в первичном составе пород. - Сов. геол., № 6.
- Сизых В.И. 1966. Разрывные тектонические нарушения западного Забайкалья. - Изв. Забайкал. фил. Геогр. об-ва СССР, т. 2, вып. 2.
- Сизых В.И., Гладков В.Г. 1968. Роль гранитизации в линейном короблении фундамента Забайкалья. - В кн.: Минералогическо-петрографические очерки Забайкалья. Улан-Удэ.
- Синица С.М. 1963. Новые данные о строении Цаган-Олуевского гранитного массива (Восточное Забайкалье). - Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области, вып. 1. М., "Недра".
- Синица С.М. 1965. Мезозойские окаймленные гнейсовые купола в юго-восточном Забайкалье. - Докл. АН СССР, т. 160, № 4.
- Синица С.М. 1967. О соотношении между тепловым потоком и юрскими движениями в докембрийском фундаменте Восточного Забайкалья. - В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2 (4). Чита.
- Синица С.М. 1970. Цаган-Олуевский окаймленный гнейсовый купол и роль метаморфизма в его формировании (Восточное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Владивосток.
- Слободской Р.М. 1971. Критерии механизма образования гранитоидных plutонов. Новосибирск, "Наука".
- Соболев Н.Д., Лебедев-Зиновьев А.А. 1964. Неогеновые интрузивы и докембрийский фундамент Кавказских минеральных вод. - Труды ВМИС. Новая серия, вып. 3. М., Госгеолтехиздат.
- Сорвачев К.К. 1974. Пластические деформации пород гранито-гнейсовых куполов Кодаро-Удоканского района Восточной Сибири. - Геотектоника, № 5.
- Сорский А.А. 1952. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. М., Изд-во АН СССР.
- Судовиков Н.Г. 1954. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. - Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 4.
- Судовиков Н.Г. 1955. Мигматиты, их генезис и методика изучения (по материалам исследования в Карелии). - Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 5.

- Судовиков Н.Г. 1957. Будинаж и его значение в петрологии (по материалам исследования докембрийских образований). - Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 7.
- Судовиков Н.Г. 1958а. К методике структурного и стратиграфического изучения архейских образований. - В кн.: Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Судовиков Н.Г. 1959. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз. Ультраметаморфизм. - Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 8.
- Судовиков Н.Г. 1964. Региональный метаморфизм и некоторые вопросы петрологии. Изд-во ЛГУ.
- Судовиков Н.Г. 1967. Проблема рапакви и позднеорогенных интрузий. М.-Л., "Наука".
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Нелов А.Н., Седова И.С. 1965. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., "Наука".
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. 1970. Геологическое развитие подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., "Наука".
- Судовиков Н.Г., Другова Г.М., Крылова М.Д., Михайлов Д.А. 1962а. Особенности тектонического строения архейских образований Алданского горнопромышленного района. - Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Судовиков Н.Г., Другова Г.М., Крылова М.Д., Михайлов Д.А. 1962б. Петрография докембрия Алданского горнопромышленного района. - В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Сычева-Михайлова А.И. 1969. О механизме тектонических процессов в условиях инверсии плотности горных пород. - Геотектоника, № 4.
- Сычева-Михайлова А.И. 1970. Моделирование процесса формирования диапировых куполов и астенолитов с помощью центрифуги. - Геотектоника, № 1.
- Тарчимаев Ц.Б. 1973. Куполовидные структуры в древних комплексах Юго-Западного Забайкалья. - В кн.: Геосинклиналильные пояса Центральной Азии (тектоника Забайкалья). Улан-Удэ.
- Твердохлебов В.А. 1970. Тектоническое строение западной части Гвинейско-Либерийского щита. - В кн.: Вопросы тектоники докембрия. М., "Наука".
- Тернер Ф.Дж. 1951. Эволюция метаморфических пород. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Тохтуев Г.В. 1970. О метаморфогенном будинаже в докембрии Украины. - В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, "Наукова думка".
- Тохтуев Г.В. 1972. Закономерности деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах. Киев, "Наукова думка".
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. 1970. Докембрийская геохронология материков. М., "Недра".
- Угрюмов А.Н., Угрюмов Ар.Н., Энтин А.Р. 1971. Новые данные о структуре архея Алдано-Тимптонского междуречья (центральная часть Алданского щита). - Докл. АН СССР, т. 201, №5.
- Уилсон М.Е. 1968. Докембрий Канады. - В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. Пер. с англ. М., "Мир".
- Федоровский В.С. 1968а. Объем и границы меденосной удоканской серии Восточной Сибири. - Изв. АН СССР. Серия геол., № 11.
- Федоровский В.С. 1968б. Стратиграфия, объем и границы удоканской серии докембрия Восточной Сибири. Автореф. канд. дис. М.
- Федоровский В.С. 1972. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан (Восточная Сибирь). - Труды ГИН АН СССР, вып. 236.
- Федоровский В.С., Лейтес А.М. 1968а. Геосинклиналильные трюги - структуры первого порядка в раннем докембрии Олекмо-Витимской горной страны. - В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 3 (5). Чита.
- Федоровский В.С., Лейтес А.М. 1968б. О геосинклиналильных трюгах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. - Геотектоника, № 4.
- Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархафтинг К., Файф У. 1974. Земля. Введение в общую геологию, т. 2. Пер. с англ. М., "Мир".
- Фишев Н.А. 1974. Геолого-структурные условия формирования редкометалльного оруденения Курбинского рудного района (Западное Забайкалье). - Геол. и геофиз., № 6.
- Флаасс А.С. 1969. Наложенные деформации и морфология мамских структур (Северо-Байкальское нагорье). - Зап. Забайкал. фил. Геогр. об-ва СССР, вып. 35.
- Флаасс А.С. 1971а. Некоторые особенности структурного развития мамско-бодайбинской серии. - Геотектоника, № 6.



- Флаасс А.С. 1971б. Основные этапы и динамика структурного развития мамско-бодайбинской метаморфической серии (Северо-Байкальское нагорье). - Зап. Забайкал. фил. Геогр. об-ва СССР, вып. 56.
- Флин Д. 1967. Деформации при метаморфизме. - В кн.: Природа метаморфизма. Пер. с англ. М., "Мир".
- Фролова Н.В. 1962а. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации в архее Южной Якутии и Восточной Сибири. - Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Серия геол., вып. 5.
- Фролова Н.В. 1962б. Предполагаемое строение архейского фундамента юго-востока Восточной Сибири. - Изв. АН СССР. Серия геол., № 8.
- Фрумкин И.М. 1967. Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите. - В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., "Наука".
- Фрумкин И.М. 1970. Направленность геологического развития земной коры Алданского щита в архейское время. - В кн.: Тектоника Сибири, т. 3. М., "Наука".
- Харитонов А.Л. 1971. Постладожские деформации в гранитно-гнейсовых куполовидных структурах Северного Приладожья. Автореф. канд. дис. Л.
- Харитонов Л.Я. 1966. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. - Материалы по геол. и полез. ископаемым Северо-Запада РСФСР, вып. 8.
- Хиллс Е.Ш. Тектоническое строение Австралии. - В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ.
- Хитаров Н.И. 1957. Об условиях плавления гранитного субстрата. - Геохимия, № 2.
- Хитаров Н.И., Кадик А.А., Малинин С.Д. 1972. Информация о новых экспериментальных работах в области геохимии глубинных процессов. - Геохимия, № 12.
- Хольтедаль У. 1957. Геология Норвегии, т. 1. Пер. с норвеж. М., ИЛ.
- Чередниченко В.П., Каменщикова Л.С. 1973. Структура Боршевского гранитоидного комплекса. - В кн.: Геология некоторых рудных районов и полей Забайкалья. Иркутск.
- Черкасов Р.Ф. 1967. Некоторые вопросы геологии и картирования флогопитовых полей в архее центральной части Алданского щита. - В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., "Наука".
- Черкасов Р.Ф. 1968. Архейды Алданской флогопитоносной провинции (проблемы районирования). - В кн.: Принципы и методы тектонического районирования, тектоническая терминология. Тезисы докл. Новосибирск.
- Чесноков С.В. 1966. К структурной эволюции гнейсовых куполов. Складки волочения в куполах Восточно-Уральского антиклинория. - Докл. АН СССР, т. 167, № 4.
- Чесноков С.В. 1967. Ларинский и Миасский гнейсовые купола Восточно-Уральского антиклинория и их эволюция. Автореф. канд. дис. М.
- Чесноков С.В. 1969. О происхождении эвгеосинклиальной складчатости (на примере Южного Урала). - Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 44, вып. 6.
- Чесноков С.В. 1971. Проблема Ильменогорских гнейсов. - Труды Ильменогорск. гос. заповедника, т. 1. Метаморфические толщи, вып. 9.
- Шафеев А.А. 1973. Основные элементы геологии и структуры Гарганского массива и его окружения. - В кн.: Геосинклиальные пояса Центральной Азии. (Тектоника Забайкалья). Улан-Удэ.
- Шевченко В.К. 1969. К истории формирования Эльконского сводово-горстового поднятия. - В кн.: Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 7. М., "Недра".
- Шевченко В.К. 1974. О природе надвигов Юго-Западного Забайкалья. - Геотектоника, № 2.
- Шейнманн Ю.М. 1970. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. - Геотектоника, № 4.
- Шрейнер Л.А., Байдюк Б.В., Павлова Н.Н., Якушев В.П., Сферина И.Д., Кузьменкова Г.Е., Смирнова Н.В., Кирсанова А.Т., Толстова Л.И. 1968. Деформационные свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. М., "Недра".
- Шуберт Ю., Фор-Мюре А. 1967. Тектоническая карта Африки. - В кн.: Тектонические карты континентов. М., "Наука".
- Шуберт Ю., Фор-Мюре А. 1973. Тектоника Африки. М., "Мир".
- Шульдинер В.И. 1966. Геология и петрология докембрия Олекминского Становика. Автореф. канд. дис. Новосибирск.
- Шульдинер В.И. 1969. Геология и петрология архея Могочинского антиклинория в Забайкалье. М., "Наука".
- Шуркин К.А. 1953. Материалы к изучению тектоники Северного побережья Ладожского озера. - Изв. Карел. фил. АН СССР, № 4.
- Шуркин К.А. 1957. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности (по материалам исследования за-

- падного Беломорья). — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 7.
- Шуркин К.А. 1958. Геологический очерк Питкярантского поля керамических пегматитов (Северное Приладожье). М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Шуркин К.А. 1962. Мигматизация пород беломорской серии. — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 14.
- Шуркин К.А. 1964. Генетические типы мелких складчатых форм в гнейсах и мигматитах и их значение для структурного картирования. — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 19.
- Шуркин К.А. 1970. К методике детального картирования мигматитов. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы, Киев, "Наукова думка".
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. 1968. Магматизм в истории развития нижнего докембрия. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука".
- Шербакова И.П. 1970. Некоторые особенности строения Саукан-Катугинского массива гранито-гнейсов. — Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 8.
- Шербакова И.П. 1971. Метаморфизм и гранитизация архейских пород в бассейне рек Саукан и Катугин. Автореф. канд. дис. М.
- Эз В.В. 1967. Особенности методики изучения структуры высокометаморфизованных комплексов. — Сов. геол., № 11.
- Эз В.В. 1968. Особенности складчатой структуры ультраметаморфических толщ на примере беломорского комплекса архея Балтийского щита. — В кн.: Геология докембрия. Междунар. геол. конгресс. 23 сессия. Докл. сов. геологии. Проблема 4. Л., "Наука".
- Эз В.В. 1972. Методика изучения структур метаморфических толщ. — В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000. Л., "Недра".
- Энтин А.Р. 1966. Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в Центрально-Алданской флогопитоносной и железорудной провинции. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., "Наука".
- Энтин А.Р. 1970. О связи тектоники и магматизма в архее Алдано-Тимптонского мегаблока (центральная часть Алданского щита). — В кн.: Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск.
- Эскола П. 1961. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР.
- Эскола П. 1967. Докембрий Финляндии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., "Мир".
- Яковлева В.В. 1971. Основные закономерности развития и металлогения магматических формаций свекофенид и карелид. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., "Наука".
- Ялынычев Е.В. 1972. Купольные структуры центральной части Становой зоны. — В кн.: Геология и минеральное сырье Дальнего Востока, вып. 2. М.
- Armstrong R.L., Hansen E. 1966. Cordilleran infrastructure in Eastern Great Basin. — Amer. J. Sci., v. 264, N 2.
- Bailey E.B., McCallien W.J. 1937. Perthshire tectonics, schichallion to Glen Lyon. — Roy. Soc. Edinburgh, v. 59, pt 1.
- Barth T.F.W. 1956. Studies in gneiss and granite. — Skr. Norske vidensk.-Akad. Oslo, I Mat. Nat. kl., N 1.
- Barth T.F.W., Bugge J.A.W. 1960. Precambrian gneisses and granites of the Skagerak coastal area South Norway. — Rept 21st Sess. Intern. Geol. Congr. Norden, Pt 14, N 149. Copenhagen.
- Berner H., Ramberg H., Stephanson O. 1972. Disprism in theory and experiment. — Tectonophysics, v.15, N3.
- Berthelsen A. 1950. A Pre-Cambrian dome structure at Tovqussap, West-Greenland. — Medd. Dansk. geol. fören., v.11, N 558.
- Berthelsen A. 1960a. A example of a structural approach to the migmatite problem. — Rept 21st Sess. Intern. Geol. Congr. Norden, Pt 14, N 149. Copenhagen.
- Berthelsen A. 1960b. Structural studies in the Precambrian of Western Greenland. Pt 2. Geology of Tovqussap Nuna. — Medd. Grönland, v. 123, N 1.
- Blatter P. 1971. Migmatite by partial fusion and short range hydrothermal transfer. British Columbia. — Mitt. Schweiz. Mineral und Petrogr., Bd. 51, N 1.
- Buddington A.F. 1959. Granite emplacement with special reference to North America. — Bull. Geol. Soc. America, v. 70, N 6.
- Carey S.W. 1954. The rheid concept in geotectonics. — J. Geol. Soc. Australia, v. 1 (for 1953).
- Carter N.L. 1962. Petrology of the Venes granite and the surrounding rocks; East Telemark, Norway. — Norsk geol. Tidsskr., v. 42, N 4.
- Choubert B. 1960. Le problème des structures tectoniques surimposees en Guyane française. — Bull. Soc. géol. France, 7 ser., N 7.
- Choubert B. 1966. Etat actuel de nos connaissances sur la géologie de la Guy-

- ane française. — C. r. Acad. sci. Paris, v. 281, N 1.
- Cloos S., Broedal C.H. 1940. Geologic map of Howard Country. Sc. 1: 62 500. Maryland, Geol. Surv.
- Cloos E., Hietanen A. 1941. Geology of the Martic overthrust and the Glenora Series in Pennsylvania and Maryland. — Geol. Soc. America Spec. Papers, N 35.
- Compston W., Arriens P.A. 1968. The Precambrian geochronology of Australia. — Canad. J. Earth Sci., v. 5, N 3, pt 2.
- Edelman N. 1949. Structure history of the eastern part of Gullkrone Basin, S. W. Finland. — Bull. Commiss géol. Finlande, N 148.
- Edelman N. 1960. Gillkrona region, S. W. Finland. — Bull. Commiss géol. Finlande, N 187.
- Engel A.E.J. 1963. Geologic evolution of North America. — Science, v. 140, N 3563.
- Engel A.E.J., Engel G.G. 1953. Granville series in the Northern Adirondack mountains, New York. — Bull. Geol. Soc. America, v. 64, N 9.
- Escola P. 1933. On the differential anatexis of rocks. — Bull. Commiss géol. Finlande, v. 103.
- Escola P. 1949. The problem of mantled gneiss domes. — Quart. J. Geol. Soc. London, v. 104, N 416, pt 4.
- Escola P. 1950. The nature of metasomatism in the processes of granitization. — Rept 28st Sess. Intern. Geol. Congr. Great Britain, pt 3, 1948, London.
- Escola P. 1951. Around Pitkäranta. — Ann. Acad. Sci. Fenn., Ser. A, N 27.
- Escola P. 1952. A discussion of domes and granites and ores. — Bull. Commiss. géol. Finlande, N 157.
- Escola P. 1956. Postmagmatic pothash metasomatism of granite. — Bull. Commiss. géol. Finlande, v. 29, N 172.
- Finucane K.J. 1953. The geological structure of North-Western and Central Western Australia in relation to mineralization. — In: Geology of Australia Ore Deposits, Melbourne.
- Fletcher R. 1972. Application of a mathematical model to the emplacement of mantled gneiss domes. — Amer. J. Sci., v. 272, N 3.
- Fonteilles M., Guitard G. 1968. L'effet de socle dans les terrain métamorphiques autour des noyaux précambriens. — In: Rept 23st Sess. Intern. Geol. Congr., v. 4, Prague.
- Forman P.G. 1953. The geological structure of shield in Southern Western Australia. — In: Geology of Australia Ore Deposits, Melbourne.
- Gill J.E. 1948. The Canadian Precambrian shield. — In: Structural Geology of Canadian Ore Deposits, v. 1. Montreal.
- Gill J.E. 1951. Original crust in the Canadian shield area. — Bull. Geol. Soc. America, v. 62, N 12, pt 2.
- Goodspeed G.E. 1948. Xenoliths and skialithes. — Amer. J. Sci., v. 246, N 3.
- Grabert N. 1963. Zum Bau des Brasilianischen Schildes. Versuch einer Analyse des Brasilianisch Orogenes. — Geol. Rundschau, v. 52, N 10.
- Haller J. 1953. Der "Zentrale metamorphe Komplex" von N.E. Grönland, Bd. 1. — Medd. Grönland, H. 75, N 3.
- Haller J. 1956. Probleme der Tiefentektonik, Bauforme im Migmatit-Stockwerk der ostgrönlandischen Kaledoniden. — Geol. Rundschau, H. 45, N 2.
- Haller J. 1958. Der "Zentrale metamorphe Komplex" von N.E. Grönland, Bd. 2. — Medd. Grönland, H. 154, N 3.
- Haller J. 1961. The Carolinides: An orogenic belt of Late Pre-Cambrian age in Northeast Greenland. — Geol. Arctic, v. 155, N 1.
- Hamilton W., Myers W.B. 1967. The nature of batolites. Washington.
- Hansen E. 1971. Strain facies. (Minerals, Rocks and Inorganic. Materials, 2). Berlin, Springer e. a.
- Hardy J. 1967. The dome-folded structure of Lajes, Santa Catarina — Southern Brazil. — 1st Intern. Sympos. Gondwana Stratigr. and Paleontol. Curitiba. Porto Alegre.
- Härme M. 1954. Structure and stratigraphy of the Mustio area, Southern Finland. — Bull. Commiss. géol. Finlande, v. 166.
- Härme M. 1959. Examples of the granitization of gneisses. — Bull. Commiss. géol. Finlande, v. 184.
- Härme M. 1960. General geological map of Finland. Sheet B-1. Turku. Helsinki.
- Harris N., Barnes J., Pellister J. 1951. Mantled gneiss domes in Uganda. — 4th Intern. Geol. Congr. E. Africa.
- Hills E.S. 1946. Some aspects of the tectonics of Australia. — J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, N 70.
- Hills E.S. 1947. Tectonic patterns in the earth's crust. — Rept 26th Meeting Austral. and N. Z. Assoc. Sci., Perth.
- Hills E.S. 1956. The tectonic style of Australia. Geotektonics. — Sympos. Ehren H. Stille. Stuttgart.
- Holtedahl O. 1952. The structural history of Norway and its relation to Great Britain. — Quart. J. Geol. Soc. London, v. 108, pt 1.
- Holtrop J.E. 1968. The stratigraphy and age of the Precambrian rocks of Skrinam. — Bull. Geol. Soc. America, v. 79, N 4.
- Hunter D.R. 1959. Petrology and classification of the Szawiland granites. — Trans. Geol. Soc. South Africa, v. 57.
- Kalliokoski J. 1952. Interpretation of the structural geology of the Sherridon. Flin-Flon Region, Manitoba. — Bull. Geol. Soc. Canada, v. 25.

- Kalliokoski J. 1965. Geology of North-Central Guayana Shield, Venezuela. — Bull. Geol. Soc. America, v. 76, N 9.
- Knabe W. 1970. Reaktionen des Biotites bei der Anatexis. — Geol. Jahrb., v. 88.
- Koshiro K. 1972. Configuration of migmatite dome comparative tectonics of migmatite in the Hidaka metamorphic belt. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, v. 15, N 1-2.
- Kranck E.H. 1951. On the geology of the east coast of Hudson Bay and James Bay. — Acta geogr., v. 11, N 1.
- Kranck E.H. 1953. Interpretation of gneiss structures with special reference to Baffin Island. — Proc. Geol. Assoc. Canada, v. 6, pt 1.
- Kranck E.H. 1955. The bedrock geology of the Clyde area in North Eastern Baffin Island. — Acta geogr., v. 14, N 14.
- Kranck E.H. 1957. On the folding-movements in the zone of the basement. — Geol. Rundschau, v. 46, N 2.
- Kranck E.H. 1972. Remarks about the tectonics of the infrastructure. — Bull. Commiss. géol. Finlande, v. 44, N 2.
- Kranck E.H., Oja R.V. 1960. Experimental studies of anatexis. — Rept 21 Sess. Intern. Geol. Congr. Norden, pt 14, Copenhagen.
- Lehijarvi M. 1962. The quartzite area of Tiirismaa. — Extrait Compt. rend. Soc. géol. Finlande, N 34.
- Macgregor A.M. 1951. Some milestones in the Pre-Cambrian of Southern Rhodesia. — Trans. and Proc. Geol. Soc. South Africa, v. 54, N 27.
- Macgregor A.M. 1955. Notes on the Pre-cambrian formation of Southern Rhodesia. — Assoc. Services géol. africains. Reunion de Nairobi. Paris.
- Macgregor A.M. 1956. The geology and geochronology of Southern Rhodesia. — Proc. Geol. Soc. London, N 1541.
- McKenzie D.H. 1957. On the relationship between migmatitisation and structure in Mid-Stratshspey. — Geol. Mag., v. 94, N 3.
- Mallick D.J.J. 1967. The metamorphic development of the Mpande Dome in Zambia. — Geol. Rundschau, Bd. 56, N 2.
- Magnusson N.H. 1950. The origin of the Sörmland gneisses. — Rept 18th Sess. Intern. Geol. Congr. Great Britain, pt 3, 1948. London.
- McMillan W.J. 1971. Petrology and structure of the west flank, Frenchman's Cap dome, near Revelstoke, British Columbia. Geol. Surv. Canada. Ottawa.
- McMillan W.J., Moore J.M., Jr. 1974. Gneiss alkaline rocks and carbonatites in the Frenchman's Cap gneiss dome, Shuswap Complex, British Columbia. — Canad. J. Earth Sci., N 2.
- Menendez A. 1972a. Aspectes tectono-cos de la evolucion geologica del eskude de Guayana. — Bol. geol. Publ. espec., N 5/4.
- Menendez A. 1972b. Geologia de la region de Guayana venezolana. — Bol. geol. Publ. espec., N 5/4.
- Nicholson R. 1965. The structure and metamorphism of mantling Karague-Ankolean sediments of the Ntungamo gneisses dome and their time-relation to the development of the dome. — Quart. J. Geol. Soc. London, v. 121, pt 2, N 482.
- Noldart A.J., Wyatt J.D. 1962. The geology of part of the Pilbara Goldfield covering the Marble Bar and Nullagine 4-mile series. — Bull. West Austral. Geol. Surv., v. 115.
- Park R. 1970. The structural evolution of the Tollio antiform — a geometrically complex fold in the Lewisian north-east of Cairloch, Ross-Shire. — Quart. J. Geol. Soc. London, v. 125, pt 3 (499).
- Parrish D.K. 1973. A nonlinear finite elements fold model. — Amer. J. Sci., v. 273, N 4.
- Pavias K. 1958. On the charnockites in the light of a highly metamorphic rock complex in South-western Finland. — Bull. Commiss. géol. Finlande, N 181.
- Preston J. 1954. The geology of the Precambrian rock of the Kuopio District. — Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A, Geol.-geogr., v. 40.
- Prider R.T. 1953. South-West Yilgarnia. Sir Douglas Mawson Anniversary Volume. Adelaide.
- Ramberg H. 1963. Experimental study of gravity tectonics by mean of centrifugal models. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, v. 42.
- Ramsay J.C. 1958. Superimposed folding at Loch Monar, Inverness-Shire and Ross-Shire. — Quart. J. Geol. Soc. London, v. 113, pt 3, N 452.
- Reesor J.E., Moore J.M., Jr. 1971. Petrology and structural of Thor-Odin gneiss dome, Shuswap Metamorphic Complex, British Columbia. — Bull. Geol. Surv. Canada, N 195.
- Ryan G.R. 1965. The geology of the Pilbare Block, Western Australia. — Proc. Austral. Inst. Mining and Metallurgy, v. 214.
- Ryan G.R. 1966. Roeburne, W. A.: 1 : 250 000 Geol. Series Explanat. Notes.
- Ryan G.R., Kriewaldt M. 1964. Facies changes in the Archean of the West Pilbara Goldfield Canberra. — W. Austral. Geol. Surv. Annual Rept.
- Sederholm J.J. 1926. On migmatites and associated Pre-Cambrian rock of South-western Finland. — Bull. Commiss. géol. Finlande, N 77.
- Simonen A. 1960. Plutonik rocks of the Svecofennides in Finland. — Bull. Commiss. géol. Finlande, N 189.
- Sofoulis J. 1963. Boorabbin, W. A.: 1 : 250 000 Geol. Series. Explanat. Notes.
- Sofoulis J. 1966. Widgiemooltha, W. A.: 1 : 250 000 Geol. Series. Explanat. Notes.

- Stockwell C.H. 1965. Structural trends in Canadian Shield. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 49, N 7.
- Talbot C.J. 1969. Basement domes instead of mappes in Zambesi orogenic belt? – Ann. Fac. sci. Univ. Clermont. Geol. mineral., v. 19, N 41.
- Tobisch O.T. 1966. Large-scale basin and dome pattern resulting from the interference of Major folds. – Bull. Geol. Soc. America, v. 77, N 4.
- Trüstedt O. 1907. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. – Bull. Commiss. géol. Finlande, N 19.
- Tuominen H.V. 1957. The structure of an Archean Area: Orijärvi, Finland. – Bull. Commiss. géol. Finlande, N 177.
- Tuominen H.V. 1961. The structural position of the Orijärvi granodiorite and the problem of synkinematic granites. – Bull. Commiss. géol. Finlande, N 196.
- Tuominen H.V. 1966. On synkinematic Svecofennian plutonism. – Bull. Commiss. géol. Finlande, N 222.
- Tuttle O.F., Bowen N.L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . – Mem. Geol. Soc. America, v. 71.
- Walpole B.P. 1962. Mt Elevyn, N.T.: 1 : 250 000 Geol. Series Explanat. Notes.
- Wegmann C.E. 1929. Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges von Finnland. – Bull. Commiss. géol. Finlande, N 8.
- Wegmann C.E. 1930. Über Diapirismus. – Bull. Commiss. géol. Finlande, N 9.
- Wegmann C.E. 1932. Note sur le boudinage. – Bull. Soc. géol. France, v.5, N 2.
- Wegmann C.E. 1935a. Preliminary report on the Caledonian orogeny in Christian X's Land, Northeast Greenland. – Medd. Grønland, v. 103, N 3.
- Wegmann C.E. 1935b. Zur Deutung der Migmatite. – Geol. Rundschau, v. 26, N 5.
- Wegmann C.E. 1938. Geological investigations in Southern Greenland, pt I. On the structural divisions of Southern Greenland. – Medd. Grønland, v. 113, N 2.
- White S., Crosby A., Evans P.E. 1971. Dislocations in naturally deformed quartzite. – Nature Phys. Sci., v. 231, N 21.
- Wilson H.D.B. 1971. The Superior province in the Precambrian of Manitoba. – Geol. Assoc. Canad. Spec. Paper, N 9.
- Zwart H.J. 1959. Metamorphic history of Central Pyrenees. Leides. – Geol. Meded. Deel, v. 22.
- Zwart H.J. 1960. Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrenees and their chronological succession. – Geol. en mijnbouw, v. 22.
- Zwart H.J. 1964. The duality of orogenic belts. – Geol. en mijnbouw, v. 46.

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

1. Полосчатость второго типа. Зона слоисто-неоднородных горизонтов Бургайской гранито-гнейсовой структуры. Чередование тонких протяженных полос плаггиогнейсов, гранито-гнейсов и кварц-полевошпатового материала в горизонте биотитовых гнейсов.
2. Полосчатость второго типа. Зона слоисто-неоднородных горизонтов Бургайской структуры (нижнее течение второго левого притока р. Бургай). Послойная мигматизация амфибол-биотитовых гнейсов с линзовидно-полосчатым распределением метатекта среди гнейсового материала

Таблица II

1. Зона мигматитов Дугуйской гранито-гнейсовой структуры. Изогнутый и частично редуцированный "прослой" амфибол-биотитовых гнейсов в насыщенных кварц-полевошпатовым материалом плаггиогнейсах. Прослой расщепляется на ряд тонких полос, чередующихся с полосами метатекта.
2. Зона мигматитов Бургайской структуры. Линзовидные реликты биотит-амфиболовых гнейсов, окаймленные кварц-полевошпатовым материалом, среди гнейсов биотитового состава.
3. Зона мигматитов Дугуйской структуры. Ленточные текстуры мигматитов в амфибол-биотитовых гнейсах, обусловленные чередованием кварц-полевошпатового и гнейсового материала. Видна неравномерная насыщенность амфиболитов кварц-полевошпатовым материалом (правая часть снимка)

Таблица III

1. Полосчатость второго типа. Зона мигматитов Дугуйской гранито-гнейсовой структуры. Тонкослойное распределение кварц-полевошпатового материала в плаггиогнейсах. Видно плавное изгибание полосчатости и линзовидное обособление метатекта в месте изгиба.
2. Зона мигматитов Бургайской структуры. Распределение кварц-полевошпатового материала в гнейсах биотитового состава. Ленты метатекта плавно изогнуты в месте разрыва сплошности пород.
3. Полосчатость в будинах второго типа. Зона мигматитов Эльгерской структуры: 1 - подготовленный к будинированию прослой биотит-амфиболовых гнейсов; в месте пережима мощность прослоя сокращена почти в два раза; 2 - биотитовые гнейсы, содержащие будины амфиболовых гнейсов; 3 - линзовидный прослой биотитовых гнейсов, обогащенных амфиболом; 4 - кварц-полевошпатовая составляющая мигматитов; 5 - гранито-гнейсы

Таблица IV

1. Полосчатость первого типа. Зона гранито-гнейсов Эльгерской структуры. Отчетливо видны горизонты амфиболитов, амфибол-пироксеновых и пироксеновых кристаллических сланцев (темное), перемежающиеся с гранито-гнейсами (светлое).
2. Зона гранито-гнейсов Эльгерской структуры. Горизонты пород основного состава разбиты на блоки. Кварц-полевошпатовый материал проникает в породу вдоль плоскостей кристаллизационной сланцеватости и по разрывам, создавая агматитовые текстуры

Таблица V

- 1,2. Полосчатость второго типа. Зона гранито-гнейсов Бургайской структуры (восточный купол): 1 - нитевидная полосчатость в гранито-гнейсах, подчеркнутая темноцветными минералами. Отчетливо видно изгибание и втягивание гнейсовидности в полость разрыва. Прослой амфиболитов (левая часть фотографии) изогнут без разрыва сплошности; 2 - отдельные зерна темноцветных минералов в полосе разрыва

Таблица VI

1. Полосчатость второго типа. Зона гранито-гнейсов Ханинской структуры. Полосчатые текстуры в гранито-гнейсах подчеркнуты темноцветными минералами. В местах сингенетичных разрывов видны изгибы гнейсовидности и лент кварц-полевошпатового материала.
2. Зона гранито-гнейсов Ханинской структуры. С увеличением количества лейкократового материала в гранито-гнейсах полосчатость приобретает штриховый характер и постепенно исчезает. Видны цепочки темноцветных минералов, сохранившиеся на месте редуцированных полос.
- 3,4. Локальные участки в зоне гранито-гнейсов Бургайской структуры: 3 - полосчатость обусловлена вытянутыми согласно гнейсовидности порфиробластами калиевого полевого шпата; 4 - отдельные заостренные порфиробласты калиевого полевого шпата окаймлены пылевидным темноцветным минералом

Таблица VII

1. Мелкие складки. Зона слоисто-неоднородных горизонтов Дугуйской структуры. Породы амфибол-биотитового состава (верхняя часть снимка) послойно мигматизированы, тогда как более компетентные амфиболовые гнейсы, но насыщенные кварц-полевошпатовым материалом, образуют симметричную сжатую складку.
2. Зона слоисто-неоднородных горизонтов Бургайской структуры. Складка с округлым сводом и со сближенными почти параллельными крыльями, образованная "горизонтом" плагиогнейсов мощностью до 2 м

Таблица VIII

1. Мелкие складки. Зона мигматитов Бургайской структуры. Сложная "внутрипластовая" складка в гранито-гнейсах.
- 2-4. Зона мигматитов Бургайской структуры: 2 - типичные мигматитовые складчатые формы в плагиогнейсах и связанных с ними постепенными переходами биотитовых гнейсах; 3,4 - фрагменты обнажения. Характер мелких складчатых форм в плагиогнейсах, образованных кварц-полевошпатовым материалом

Таблица IX

- 1, 2. Мелкие складки. Зона гранито-гнейсов Бургайской структуры: 1 - изоклинные складки в биотит-амфиболовых гнейсах. Кварц-полевошпатовый материал участвует в образовании складчатых форм и заполняет полости разрывов; 2 - сложная изоклинная складка в плагиогнейсах.
3. Зона гранито-гнейсов Эльгерской структуры. Мелкие складчатые формы в биотитовых гнейсах, обогащенных кварц-полевошпатовым материалом

Таблица X

1. Мелкие складки. Зона гранито-гнейсов Бургайской структуры. Сложный складчатый узор в гранито-гнейсах виден лишь при сгущении гнейсовидности.
2. Структуры будинаж. Зона слоисто-неоднородных горизонтов Бургайской структуры. Будинированные "прослои" амфибол-биотитовых гнейсов (1) среди массивных плагиогнейсов (2). Мало мощные "прослои" гнейсов изогнуты. Кварц-полевошпатовый материал (3) проникает в гнейсы вдоль плоскостей кристаллизационной спланцеватости и по разрывам. В плагиогнейсах отмечаются обособления черного биотита (4).
3. Зона слоисто-неоднородных горизонтов Дугуйской структуры. Разорванный пласт амфиболовых гнейсов среди плагиогнейсов. Кварц-полевошпатовый материал создает послойные мигматиты в плагиогнейсах (верхняя часть снимка), ограничивает тело амфиболовых гнейсов и проникает в него по разрыву

### Таблица XI

- 1 4. Структуры будинаж. Зона мигматитов Бургайской структуры: 1, 2 – будина амфиболовых гнейсов с завальцованными краями среди биотитовых гнейсов: 1 – первый поперечный срез, отчетливо виден сингенетичный разрыв, 2 – второй поперечный срез, окончания будины замещаются гнейсовым материалом. Метатект (белое) начинает обособляться вдоль периферии будины и частично в теле будинированного прослоя; 3 – четковидные, соединенные шейками будины биотит-амфиболовых гнейсов среди плагиогнейсов. Видно рассасывание тонких полос биотитового состава в среде плагиогнейсов; 4 – будины сложного состава характерны для локальных участков, обогащенных гранитоидным материалом. Хорошо видны разрывы и искривление гнейсовых полос в местах разрывов: 1 – амфиболовые гнейсы, 2 – амфибол-биотитовые гнейсы, 3 – гранито-гнейсы, 4 – кварц-полевошпатовый материал, 5 – амфиболиты

### Таблица XII

1. Структуры будинаж. Зона гранито-гнейсов Ханинской структуры. Линзовидные будины амфибол-биотитовых (3) и биотитовых (4) гнейсов среди гранито-гнейсов (2). Меланократовые гранито-гнейсы (1) имеют пятнистую окраску. Очертания будин тем четче, чем больше темноцветных минералов в них или чем выше содержание салических минералов среди гранито-гнейсов.
2. Зона гранито-гнейсов Бургайской структуры (свод восточного купола). Линзовидные и линзовидно-уплощенные будины биотитовых гнейсов (1) среди гранито-гнейсов, обогащенных кварц-полевошпатовым материалом (2). Более тонкие ленты биотитовых гнейсов создают полосчатые текстуры, которые сменяются гнейсовидностью в биотитовых гранито-гнейсах (3)

### Таблица XIII

1. Структуры будинаж. Зона гранито-гнейсов Бургайской структуры (свод западного купола). Будина биотитовых гнейсов (1) округлого сечения среди гранито-гнейсов (2), обогащенных кварц-полевошпатовым материалом (3). В верхней части снимка в среде биотитовых гнейсов (1) неотчетливо видна будина биотит-амфиболовых гнейсов (4), окаймленная кварц-полевошпатовым материалом.
2. Зона гранито-гнейсов Эльгерской структуры. Четко очерченные будины амфиболитов (1) в обрамлении кварц-полевошпатового материала (2). Струйчатые меланократовые гранито-гнейсы (3) чередуются с лейкократовыми разностями (4)

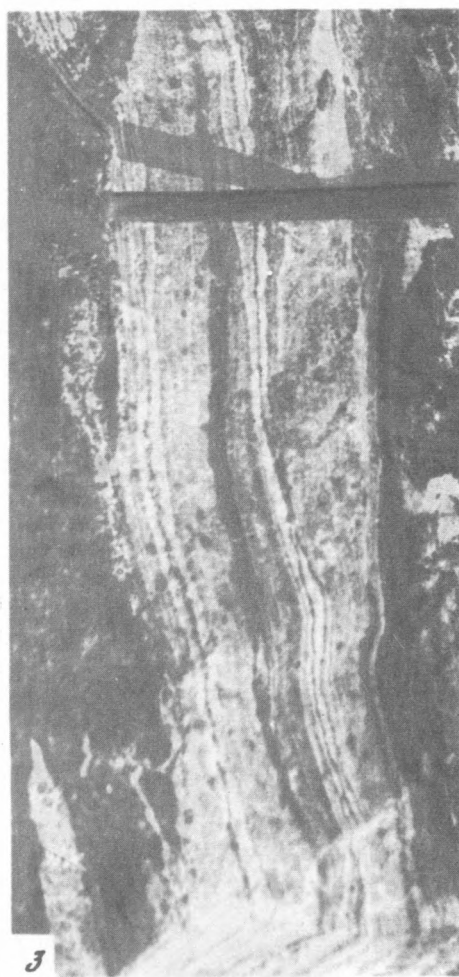
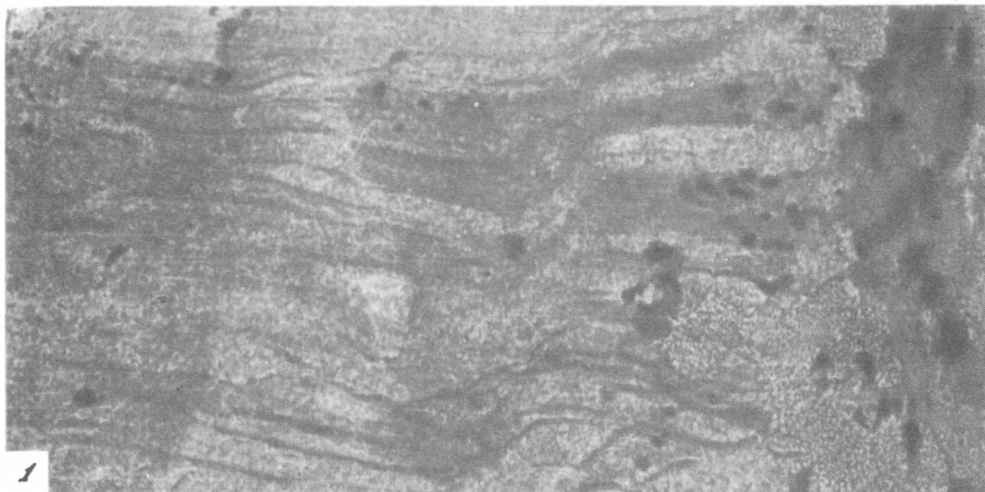


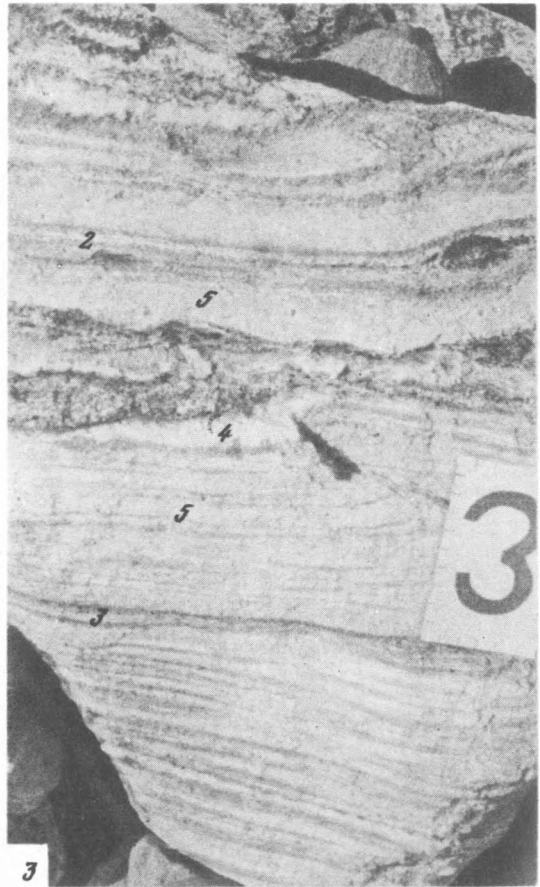
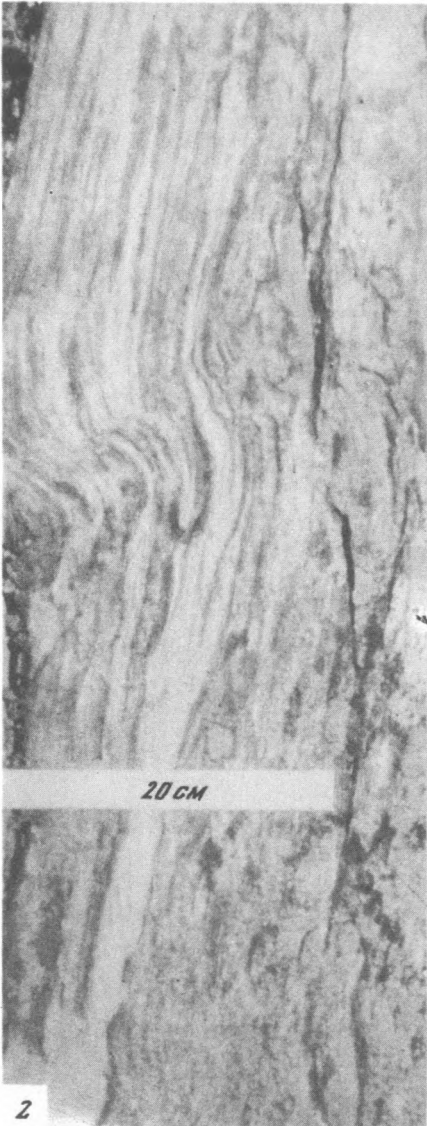
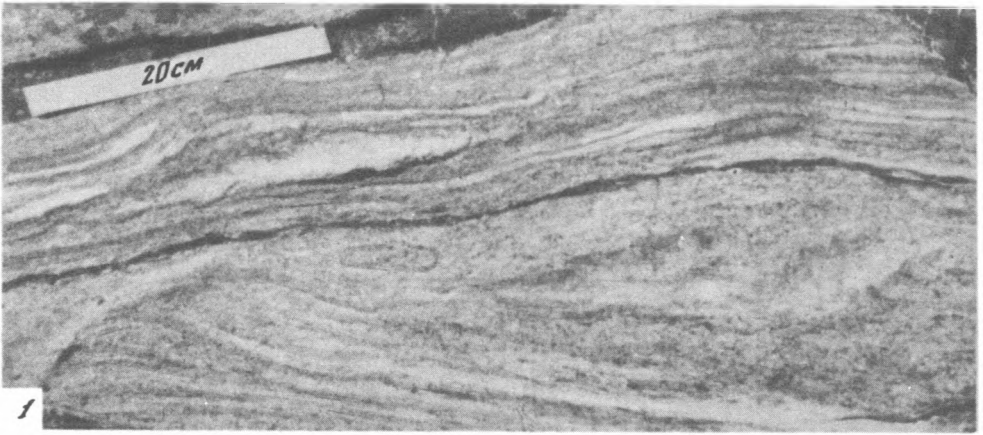


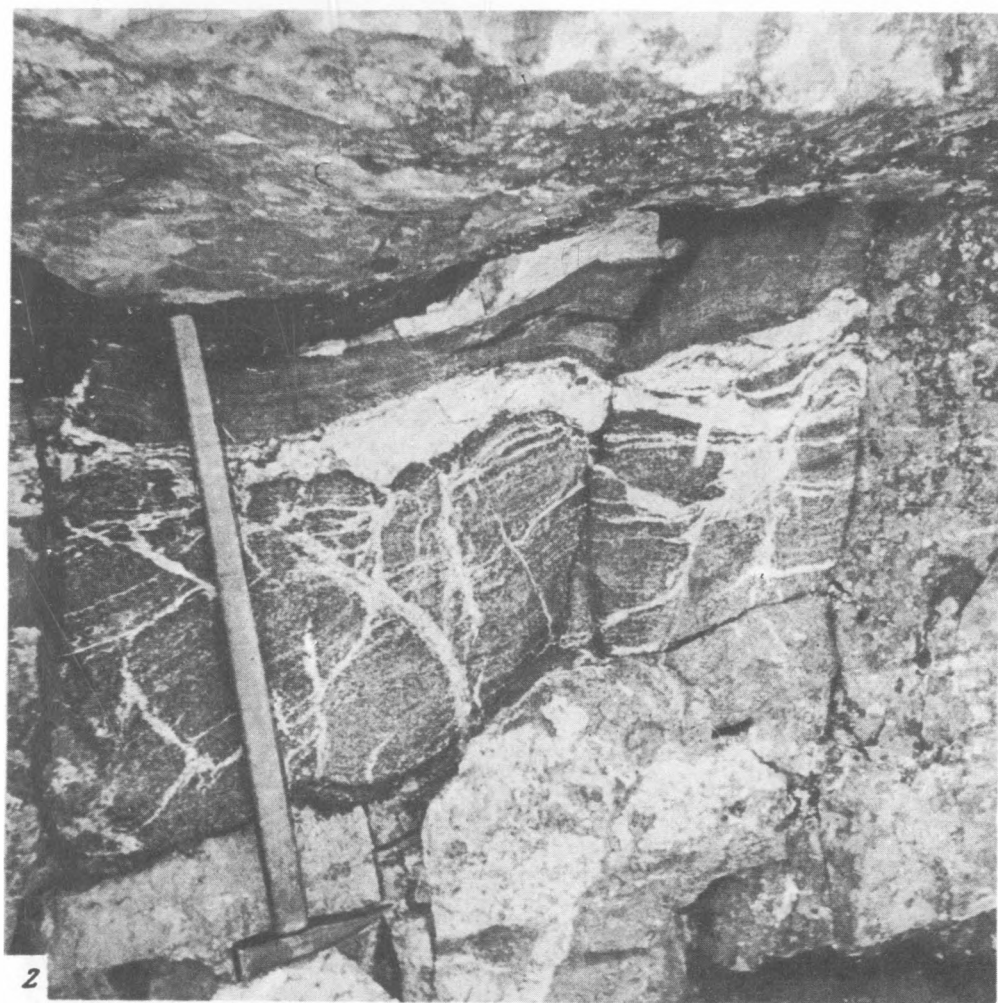
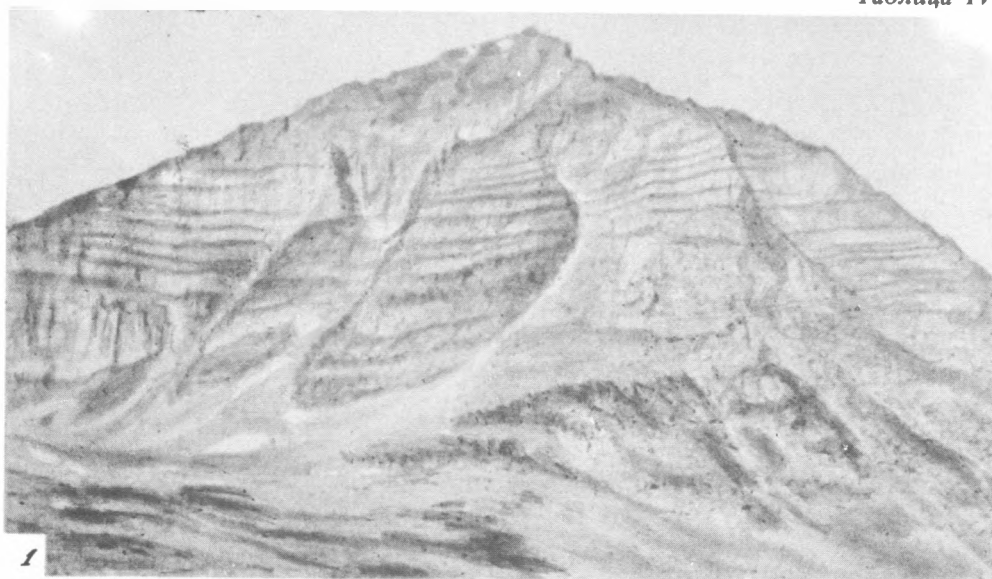
1



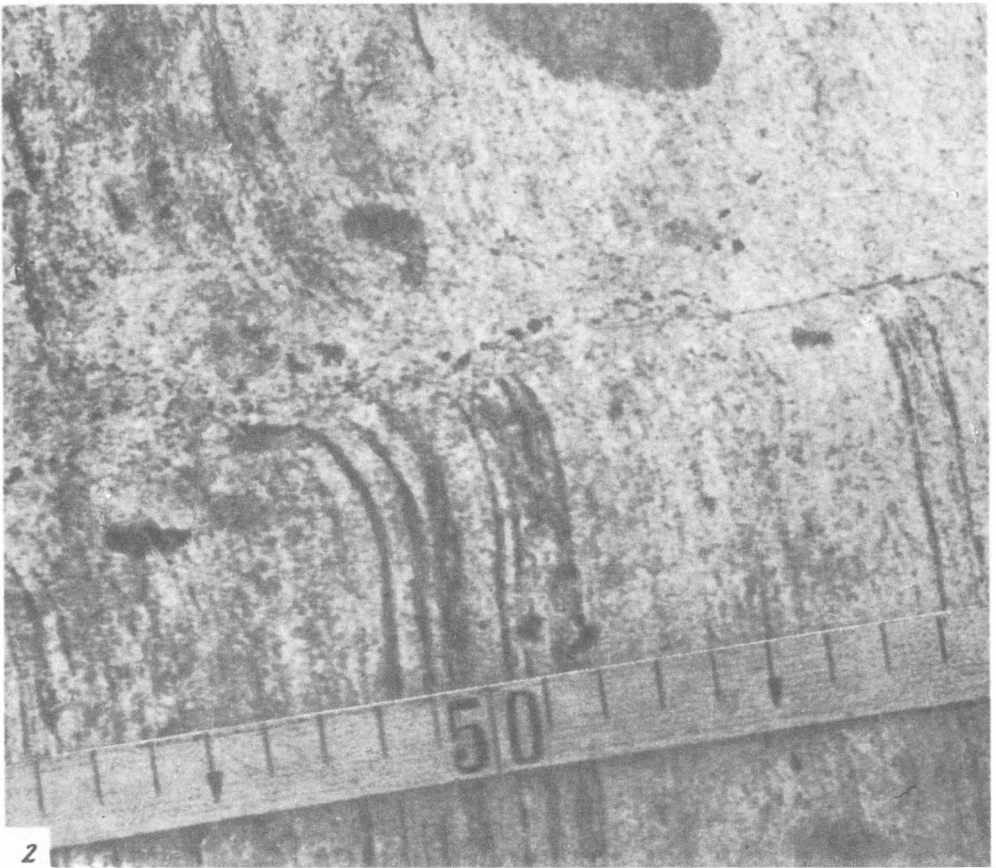
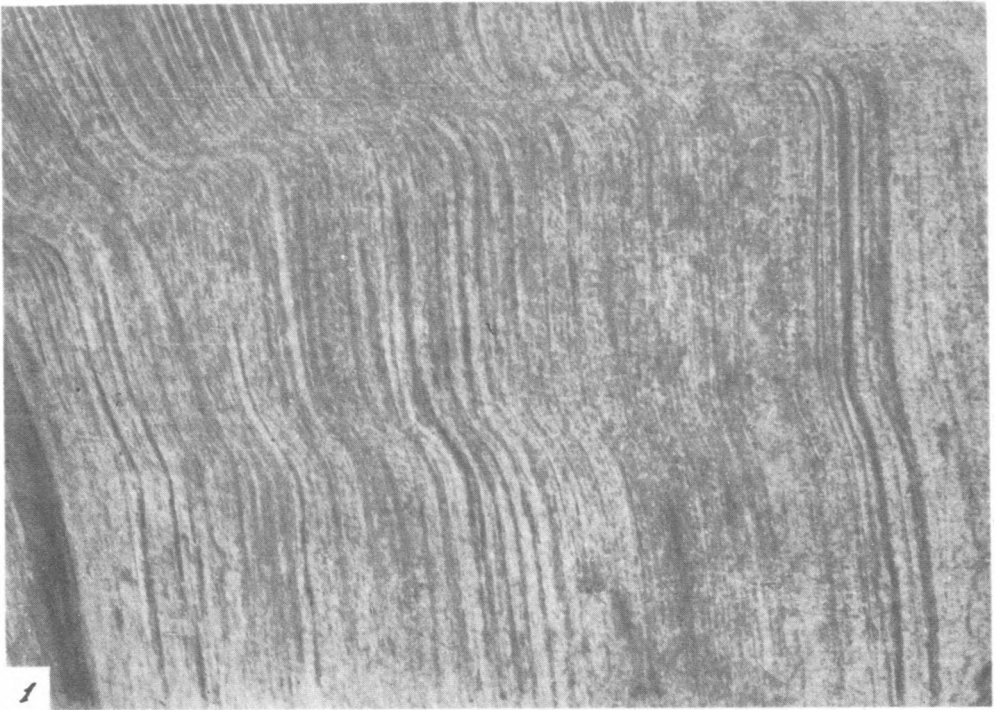
2

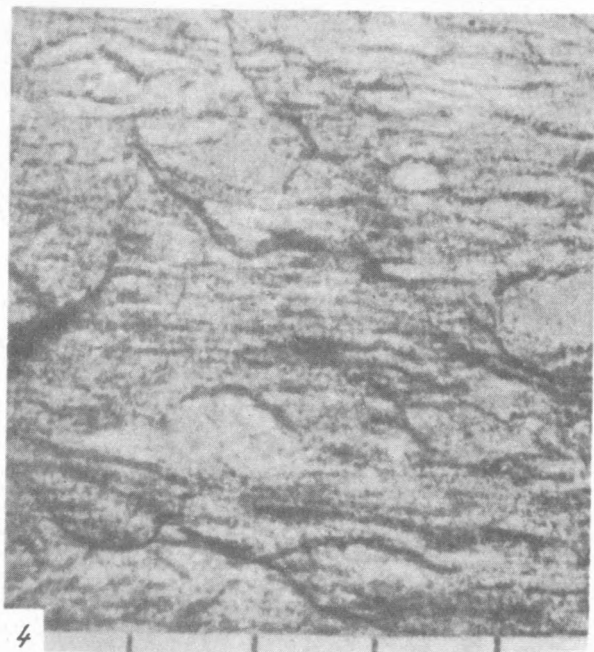
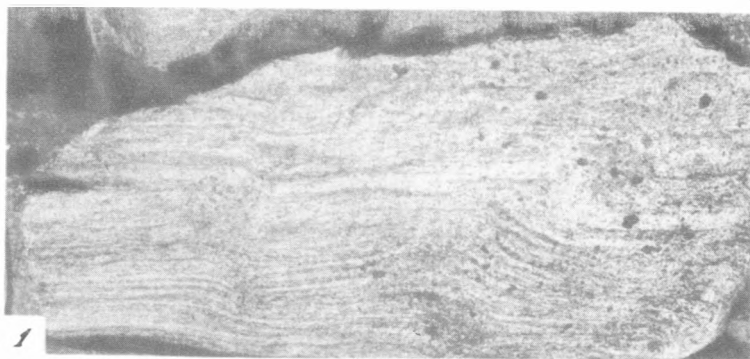


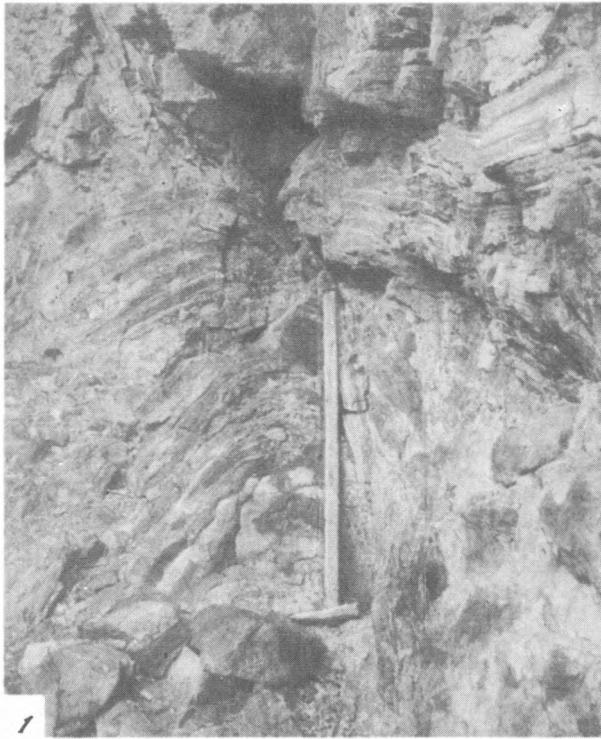








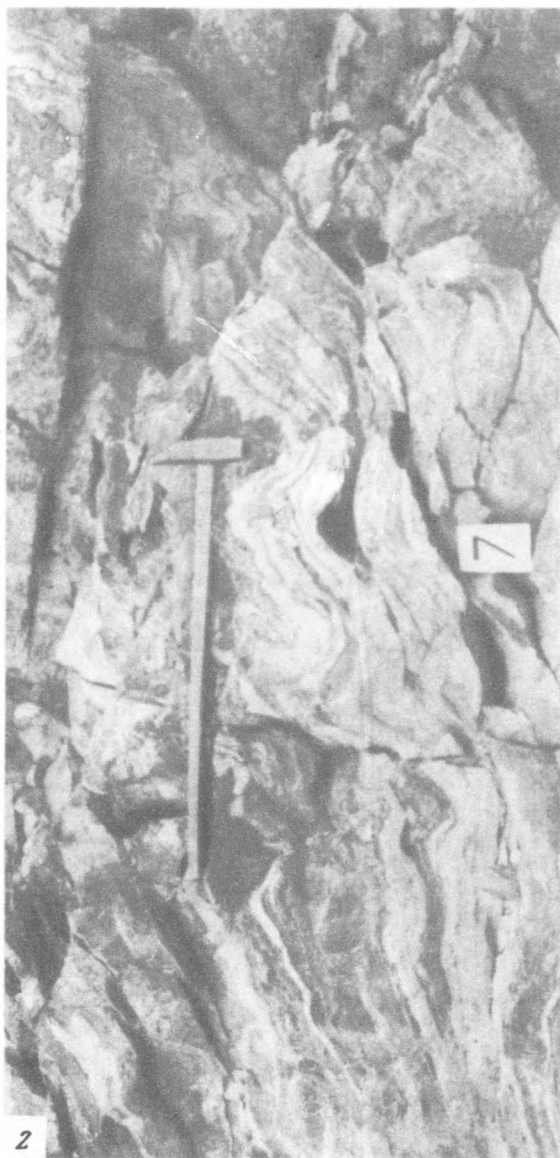




1



2







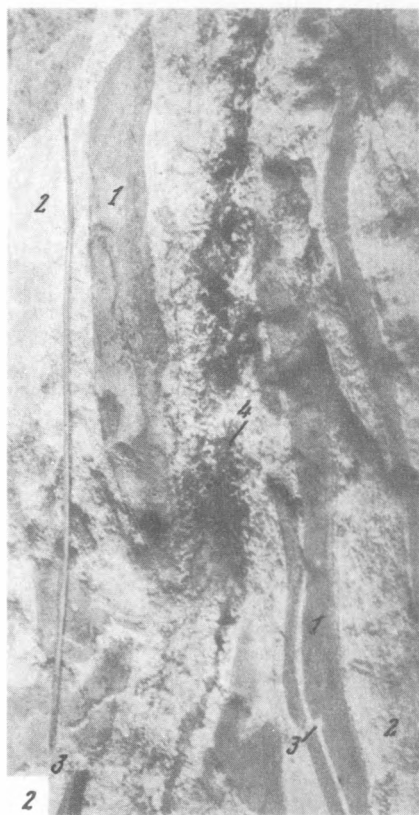
1

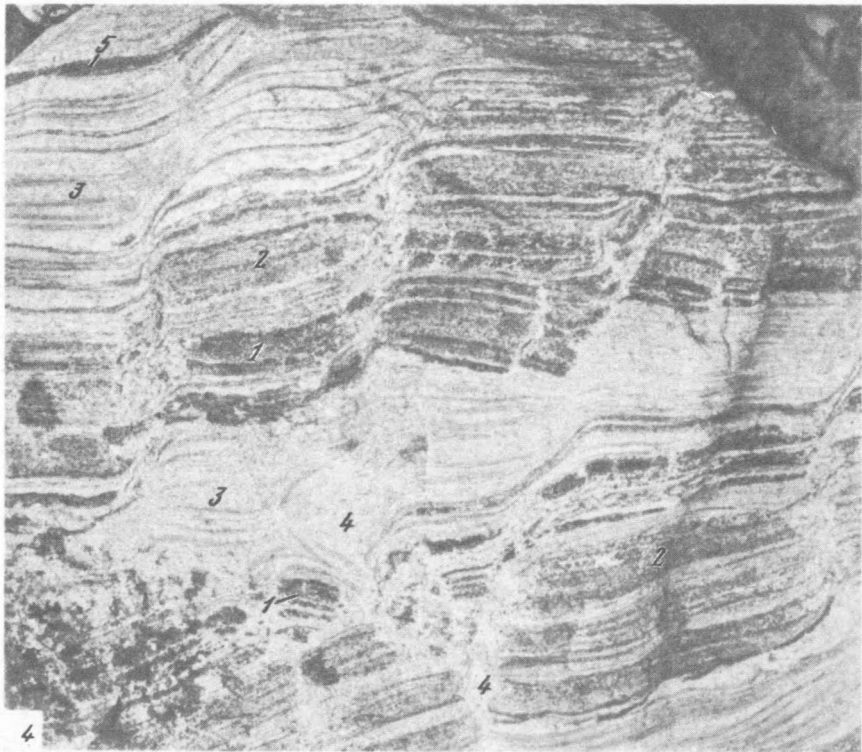


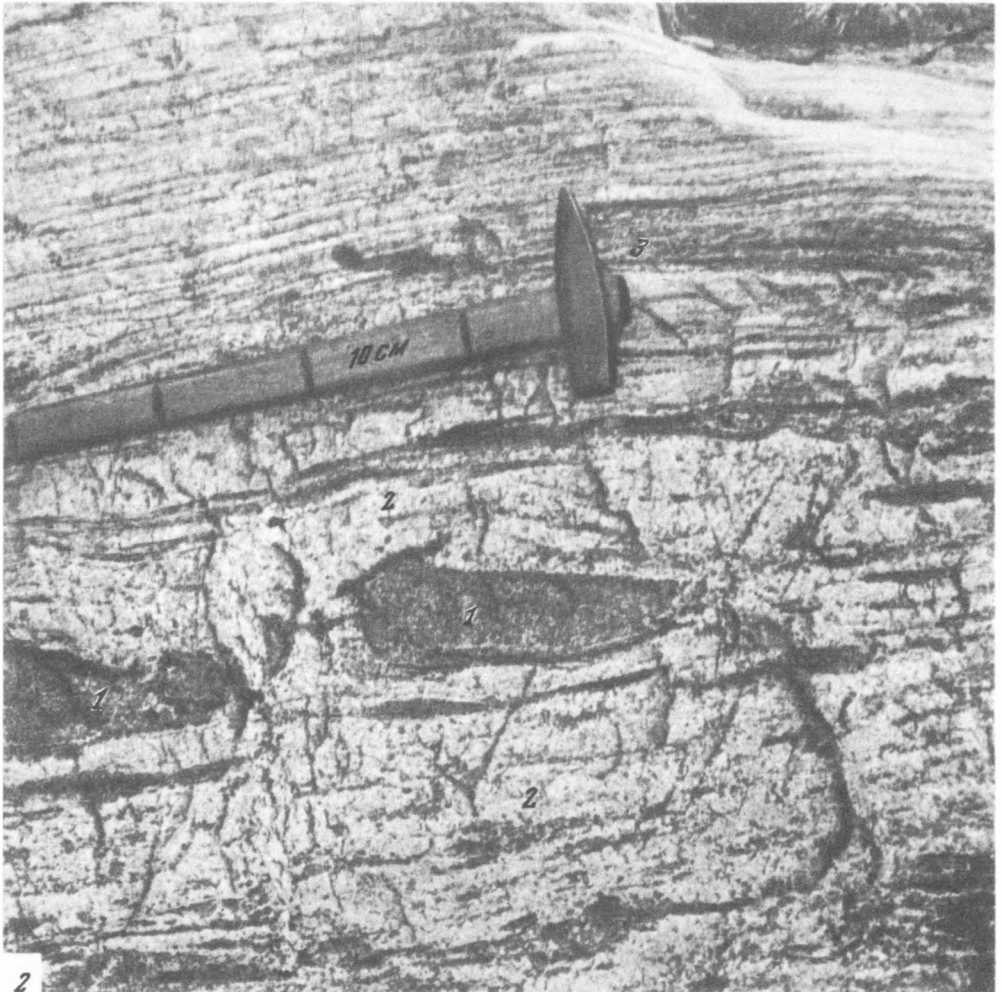
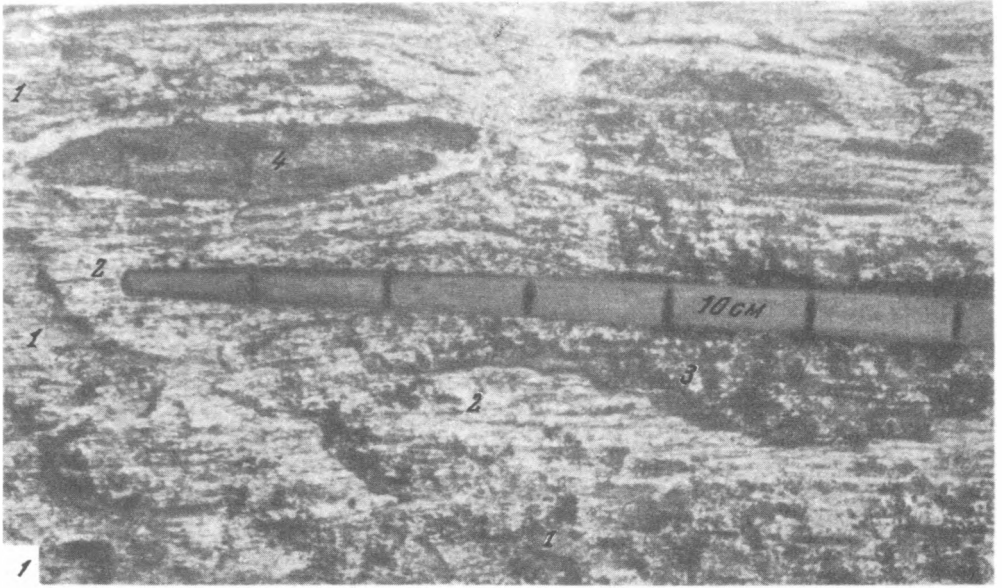
2



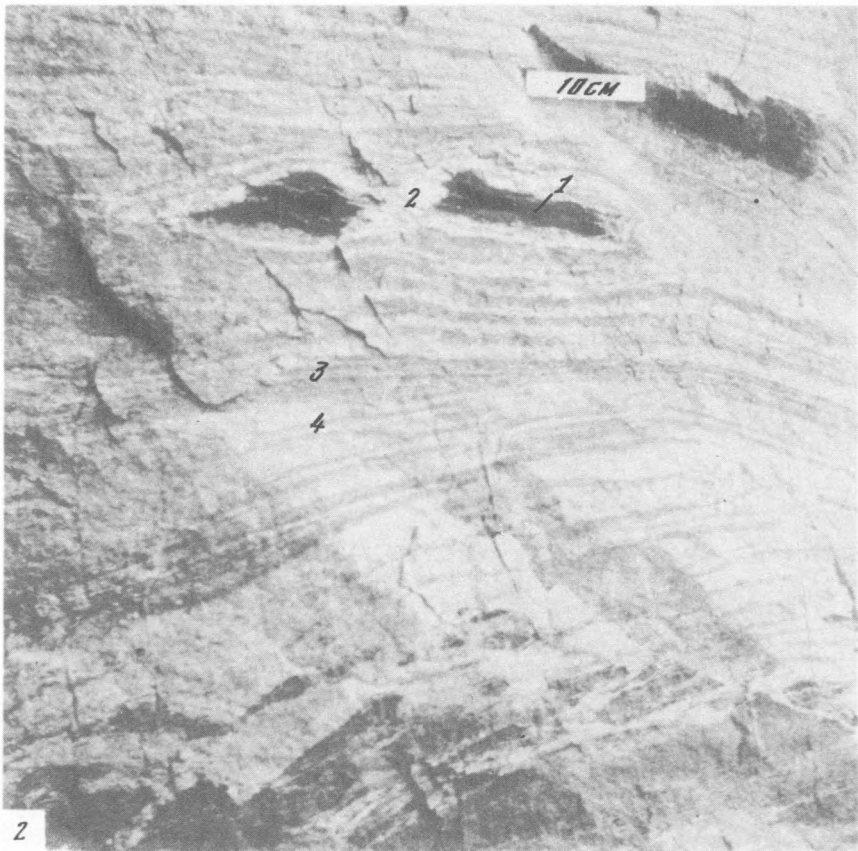
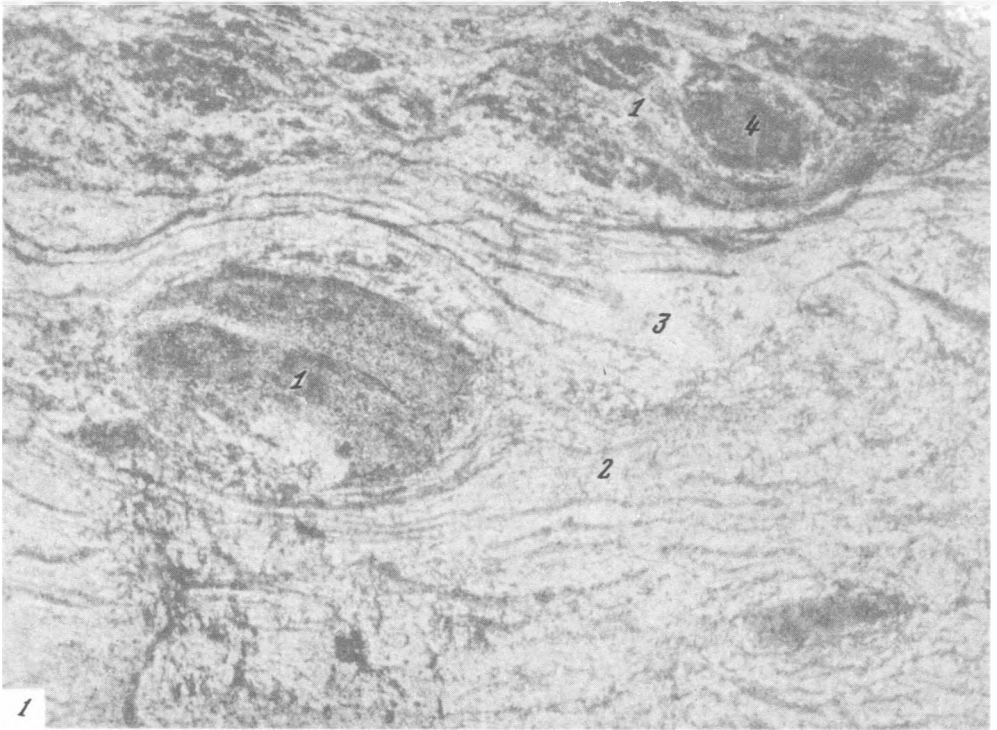
3











# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Часть первая	
Обзор данных по гранито-гнейсовым структурам с позиции пластических деформаций . . . . .	6
Глава первая. Распространение и типизация гранито-гнейсовых структур . . . . .	-
Глава вторая. Строение и морфология гранито-гнейсовых структур . . . . .	13
Возраст пород ядра и обрамления . . . . .	19
Глава третья. Длительность развития гранито-гнейсовых структур . . . . .	20
Глава четвертая. Представления о генезисе гранито-гнейсовых структур. . . . .	23
Диапиризм и реоморфизм . . . . .	-
Интрузии или гранито-гнейсовые структуры? . . . . .	31
Блоковый и блоково-купольный генезис . . . . .	33
Полигенетические концепции . . . . .	38
Часть вторая	
Роль пластических деформаций при формировании гранито-гнейсовых структур Кодаро-Удоканского района . . . . .	40
Глава пятая. Геологическая позиция гранито-гнейсовых структур . . . . .	-
Стратиграфия чарской серии (архей), трогового комплекса и удоканской серии (ранний протерозой) . . . . .	-
Метаморфизм и гранитизация архейских и раннепротерозойских пород . . . . .	49
Метаморфизм и гранитизация пород трогового комплекса и удоканской серии . . . . .	50
Раннепротерозойские палингенно-метасоматические и магматические образования . . . . .	51
Тектоника Кодаро-Удоканского района . . . . .	52
Глава шестая. Строение изученных гранито-гнейсовых структур . . . . .	56
Эльгерская гранито-гнейсовая структура . . . . .	-
Бургайская гранито-гнейсовая структура . . . . .	58
Дугуйская гранито-гнейсовая структура . . . . .	60
Ханинская гранито-гнейсовая структура . . . . .	61
Глава седьмая. Реконструкция "идеального купола" и реальный ряд гранито-гнейсовых структур . . . . .	63
Глава восьмая. Характер пластических деформаций . . . . .	67
Глава девятая. Ряд пластичности пород гранито-гнейсовых структур . . . . .	84
Заключение . . . . .	89
Литература . . . . .	92
Фототаблицы и объяснения к ним . . . . .	107

# CONTENTS

Introduction . . . . .	3
Part First	
Review of data on granite-gneiss structures in the aspect of plastic deformations . . . . .	6
Chapter first. Distribution and type of granite-gneiss structures . . . . .	-
Chapter second. Structure and morphology of granite-gneiss formations . . . . .	13
Age of rocks of the nucleus and the framework . . . . .	19

Chapter third. Duration of the development of granite-gneiss structures . . . . .	20
Chapter fourth. The idea of genesis of granite-gneiss structures . . . . .	23
Diapirism and rheomorphism . . . . .	-
Intrusions or granite-gneiss structures? . . . . .	31
Block and block-dome type of genesis . . . . .	33
Polygenetic conceptions . . . . .	38
Part Second	
The role of plastic deformations in the formation of granite-gneiss structures of the Kodar-Udokan area . . . . .	40
Chapter fifth. Geological position of granite-gneiss structures . . . . .	-
Stratigraphy of the Charsk series (Archean), the trough complex and the Udokan series (Early Proterozoic) . . . . .	-
Metamorphism and granitization of Archean and Early Proterozoic rocks . . . . .	49
Metamorphism and granitization of rocks of the trough complex and the Udokan series . . . . .	50
Early Proterozoic palingeneous-metasomatic and magmatic formations . . . . .	51
Tectonics of the Kodar-Udokan region . . . . .	52
Chapter sixth. The structure of the investigated granite-gneiss structures . . . . .	56
The Elgersk granite-gneiss structure . . . . .	-
The Borgaisk granite-gneiss structure . . . . .	58
The Duguisk granite-gneiss structure . . . . .	60
The Khaninsk granite-gneiss structure . . . . .	61
Chapter seventh. Reconstruction of the "ideal dome" and a real row of granite-gneiss structures . . . . .	63
Chapter eighth. Nature of plastic deformations . . . . .	67
Chapter ninth. Plasticity row of rocks of granite-gneiss structures . . . . .	84
Conclusion . . . . .	89
Bibliography . . . . .	92
Plates with explanations . . . . .	107

**Константин Константинович Сорвачев**

**ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ СТРУКТУРАХ  
(Северо-Восточное Забайкалье)**

Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени  
Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства Н.М. Митяшова. Художественный редактор А.Н. Жданов  
Технический редактор И.В. Голубева

ИБ № 7083

Подписано к печати 30.12.77. Т — 18693. Усл. печ. л. 10,9+0,5 вкл. Уч.-изд. л. 12,9  
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 600 экз. Тип. зак. 854.  
Цена 1р.90к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94<sup>а</sup>  
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 90 к.

~ 12  
16/11/48