

55
Г36



ISSN 0002-3272

А.В.ЛУКЬЯНОВ

**ПЛАСТИЧЕСКИЕ
ДЕФОРМАЦИИ
И
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ
ТЕЧЕНИЕ
В ЛИТОСФЕРЕ**

· НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А.В.ЛУКЬЯНОВ

ПЛАСТИЧЕСКИЕ
ДЕФОРМАЦИИ
И
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ
ТЕЧЕНИЕ
В ЛИТОСФЕРЕ

*Труды, вып. 460
Основаны в 1932 году*

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР А.Л. КНИППЕР



МОСКВА
"НАУКА"
1991

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

A. V. LUKJANOV
**DUCTILE DEFORMATION AND TECTONIC FLOW IN THE
LITOSPHERE**

Transactions, vol. 460

Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере / А.В. Лукьянов.
— М.: Наука, 1991 — 144 с. — (Труды ГИН АН СССР; Вып. 460). — ISBN 5-02-002155-5

Тектоническое течение и расслоение литосферы сопровождаются пластическими деформациями, неизбежность совместимости которых порождает неоднородность их распределения и геометрические эффекты, определяющие упорядоченность структурных рисунков складчатых областей. В этом процессе важнейшую роль играет стресс-метаморфизм горных пород. Охарактеризован метод парагенетического анализа структур, позволяющий по парагенезам структур и структурным рисункам изучать геодинамику тектонического течения литосферы. Приведены многочисленные фотографии типичных структур течения. Обсуждена роль автоколебательных систем в тектоническом течении и расслоении литосферы.

Фототабл. 56. Ил. 8. Библиогр.: 136 назв.

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР А.Л.Книппер (главный редактор), В.Г.Гербова,
Ю.Б.Гладенков, В.А.Дриц

Рецензенты:

А.А.Моссаковский, М.А.Гончаров

Tectonic flow (creep) and tectonic layering of the lithosphere is accompanied by widespread ductile deformations. The inevitable compatibility of deformations gives rise to heterogeneous distribution of them and to some geometrical effects controlling regularities of structural patterns of folded belts. Stress-metamorphism of rocks plays an important role in ductile deformation and helps to evaluate it. The method of paragenetic analysis of structures gives possibility to study geodynamics of tectonic flow using paragenesis of structures and structural patterns. The significance of natural self-excited oscillation systems for the tectonic flow is also discussed. The book is rich illustrated by photographs of flow-structures in rocks.

Editorial board:

Corresponding Member of the Academy of Sciences of the USSR A.L.Knipper (Editor-in-Chief), V.G.Gerbova, Yu.B.Gladenkov, V.A.Dritz

Responsible editor

Corresponding Member of the Academy of Sciences of the USSR A.L.Knipper

Л-1804030000-232
042(02)-91-350-91 II полугодие

© Издательство «Наука», 1991

ВВЕДЕНИЕ

Геоструктурные и геотектонические исследования на континентах и в океане с привлечением геофизических методов и моделирования тектонических процессов, проведенные в последние десятилетия, значительно расширили наши знания о структурообразующих процессах в земной коре и роли пластических деформаций и течения литосферы в формировании геоструктур и позволили предложить различные модели образования глобальных и частных геологических структур, перемещения тектонических блоков литосферы, периодичности магматизма, рудообразования и др., выявить связь этих явлений с глубинными процессами Земли.

Вместе с тем, многие закономерности проявления тектонических процессов, механизм тектонических деформаций и течения горных пород, роль РТ-условий в развитии деформации, причины расслоения литосферы и горизонтального перемещения литосферных пластин и плит остаются пока во многом неясными и мало изученными.

Многолетние работы автора были направлены на изучение закономерностей проявления пластических деформаций в земной коре, разработку методов кинематического анализа геоструктур и количественной оценки величины деформации, установление соотношений между деформацией и метаморфизмом при пластическом течении горных пород и определение основных факторов структурообразования и расслоения в литосфере. Результаты этих исследований в значительной мере позволяют восполнить эти пробелы. Проведенные работы имели целью на основе обобщения и анализа материалов изучения тектонических структур в зонах проявления горизонтальных движений и пластических деформаций горных пород разного возраста, деформаций, происходящих при катастрофических землетрясениях и в движущихся материковых ледниках, а также на основе экспериментальных данных по механическому и аналоговому математическому моделированию изучить многообразие форм и факторов тектонических деформаций, их взаимосвязь, определить роль пластических деформаций при структурообразовании и высказать соображение о вероятных факторах и механизмах горизонтальных тектонических движений, расслоения литосферы, причинах периодичности ряда геологических процессов и путях их дальнейшего исследования.

В основу работы положены результаты многолетних структурно–геологических исследований автора разновозрастных осадочных и метаморфических толщ Казахстана, Средней Азии, Монголии, Балтийского и Гренландского щитов, ледников Памира и Гренландии и экспериментальных исследований по моделированию деформаций и тепло–массопереноса в неоднородных средах.

Геолого–структурные исследования проводились в областях проявления горизонтальных тектонических движений, пластических деформаций и течения горных пород методами специального картирования разного масштаба и детального изучения деформированных горных пород в обнажениях, штуфах и шлифах. Наиболее детально исследованы тектонические деформации в сейсмодислокациях Гоби–Алтайского землетрясения (Монголия), в палеозойских толщах Казахстана и Монголии, в мезозойско–кайнозойских и палеозойских толщах Южного Тянь–Шаня, в тектонических покровах Памира, в докембрийских кристаллических сланцах на побережье Кандалакшского залива (Кольский полуостров) и Западной Гренландии, а также в движущихся материковых ледниках Гренландского ледяного щита и в глетчерах Памира. По этим наблюдениям составлены атласы типов деформаций, макро– и микроструктур деформированных пород, включающие более десяти характерных объектов, а также деформированных структур в ледниках. С привлечением математического аппарата разработаны методы количественного измерения деформаций, специальные номограммы для обработки измерений и др. Определен рациональный комплекс методов изучения тектонических деформаций.

Экспериментальные исследования по механической деформации выполнены на двухслойных и многослойных моделях неоднородных сред (силиконы, пластилин, силиконы с минеральными добавками) с применением центрифуги в лаборатории профессора Х.Рамберга в Упсальском университете (Швеция), математическое аналоговое моделирование процессов тепло–массопереноса — на гидроинтеграторе ИГЛ в Лаборатории глубинных разломов земной коры (ГИН АН СССР).

При обсуждении материалов использованы многочисленные литературные данные по геологии разных районов Европы, Азии, Северной Америки, о физических процессах, протекающих в земной коре и во льдах, сведения из области физики твердого тела, механики сплошной среды, данные о циклических процессах и автоколебательных системах.

На разных этапах исследования были получены результаты, которые последовательно публиковались в печати.

В 50—60-х годах автором были установлены закономерности сочетания различных геологических структур в зонах тектонических разломов с горизонтальными тектоническими движениями блоков, определены понятия «парагенезы структур» и «структурные рисунки», предложена классификация структурных рисунков при горизонтальных движениях, разработаны методы интерпретации парагенезов структур и структурных рисунков складчатых областей [7, 39—42, 61, 62]. Основные идеи, методы изучения и расшифровки кинематических схем регионов составили основу научного направления в геотектонике, которое получило дальнейшее развитие в работах Л.М.Расцветаева [82—84], В.Г.Трифорова [97], Н.А.Берзина [5], И.Г.Щерба [114], В.И.Макарова [67] и др., а применительно к закономерностям рудонакопления и к практике геокартирования — в работах В.Т.Лукьяновой [58, 64], В.П.Уткина [99—101], В.Д.Вознесенского [12] и др.

В 60—80-х годах исследовано единство разномасштабных тектонических деформаций в геоструктурах, однотипность проявления пластических деформаций и течения горных пород на мега-, макро- и микроуровне, определены характерные структурные особенности деформаций разных типов (хрупких, пластических), составлен атлас макро- и микроструктур пластических деформаций горных пород и материкового льда, предложены и систематизированы методы количественного измерения величины деформации [37, 43, 45, 54].

В 70—80-х годах выполнено моделирование и расчеты процессов расслоения литосферы за счет механических эффектов неоднородной деформации и перераспределения вещества в соответствии с принципом совместимости деформаций, выделены основные эффекты неоднородной деформации, оценена роль этих эффектов в тектоническом течении и образовании геологических структур типа структур «сшивания», многослойных тектонических покровов и др. [45—47, 50, 52]. В эти же годы разработано представление о единстве деформации геологических тел и метаморфизма горных пород под действием стресса в различных РТ-условиях — о стресс-метаморфизме горных пород, лежащем в основе механизма пластических деформаций и тектонического течения литосферы, о типах и грациях стресс-метаморфизма. Предложены методы оценки РТ-условий, типа и времени проявления деформаций по минеральным ассоциациям в стрессовых микроструктурах [58—60].

Одновременно разрабатывались новые оригинальные представления о пульсационных механизмах тектонических процессов в земной коре. Проблемы факторов расслоения и течения вещества в литосфере, периодичности тектонических процессов, магматизма, рудообразования и других геологических явлений были рассмотрены с позиций возникновения в природных объектах релаксационных автоколебательных систем. На основе моделирования ряда разнородных периодических явлений (магматизма, тектонической активизации, седиментации, деформации пород, подвижек в ледниках, активизации флюидных систем в условиях АВПД и др.) установлены возможность и неизбежность возникновения автоколебательных систем в этих процессах, выделены основные факторы возникновения таких систем и показаны закономерности их развития. Предложена новая модель формирования расслоенности и тектонического течения литосферы за счет механических эффектов неоднородной деформации [44—51, 125, 126].

Выделенные типы парагенезов структур содержат рудные члены, а их закономерное расположение в структурных рисунках позволяет прогнозировать поиски определенных парагенезов структур и связанных с ними полезных ископаемых. Поэтому парагенетический анализ структур создает научно-методическую основу для поисков и рекомендуется к применению при геологическом картировании и составлении тектонических карт, имеющих прогнозное значение [7, 42, 53, 54, 58, 62, 95, 99, 101]. Специальное изучение стресс-метаморфизма горных пород расширяет возможности парагенетического анализа структур на количественной основе, позволяет выявлять мобилизацию минерального вещества при направленном давлении и может быть использовано для восстановления истории и механизмов формирования геологических структур и связанного с ними оруденения.

Суммируя полученные результаты, можно сформулировать четыре основных тезиса, обоснованию которых будет посвящено дальнейшее изложение.

1. Возникающие при тектогенезе сочетания разнотипных структурных форм (парагенезы структур, структурные рисунки) имеют упорядоченное строение, характеризующее тектоническое течение литосферы, что позволяет использовать парагенетический анализ структур для геодинамических исследований.

2. Тектоническое течение и расслоение литосферы сопровождается пластическими деформациями, неизбежность совместности которых порождает неоднородность их распределения

и геометрические эффекты, определяющие упорядоченность структурных рисунков.

3. Важнейшей формой пластических деформаций горных пород является стресс–метаморфизм, в котором заключено единство деформации и метаморфизма.

4. Причинами неравномерного развития и пульсаций многих геологических процессов могут быть саморазвивающиеся автоколебательные системы разного типа и масштаба, взаимодействие которых определяет многофакторность тектонического течения и расслоения литосферы.

Благодарности. Работа не была бы выполнена без постоянного заинтересованного обсуждения результатов с коллективом Геологического института АН СССР, особенно Лаборатории глубоких разломов земной коры, и с учеными других организаций и стран. Исключительно полезными были творческие контакты с А.В.Пейве, Н.А.Штрейсом, Х.Рамбергом, Э.Нориним, В.Т.Лукьяновой, Л.М.Расцветаевым, В.А.Швольманом, А.И.Суворовым, Е.И.Паталахой, И.В.Лучицким, П.Н.Кропоткиным, Б.М.Валяевым, М.Г.Леоновым, Д.Н.Осокиной, П.М.Бондаренко, А.Бертельсеном, А.Вайдиком, Е.В.Шанцером, Ю.А.Лаврушиным, М.Г.Гросвальдом, Р.Г.Гарецким, В.В.Эзом, П.Банквитцем, Х.Дабовски, И.Загорчевым, Е.Доном, А.Железниковичем, Х.Цвартом, Дж.Рэмзи, С.Уайтом. Большую помощь в полевых, камеральных работах и в осуществлении экспериментов оказали А.С.Рассказов, В.Г.Коныгин, В.В.Зиньков, Ю.М.Быкова. Автор им искренне благодарен. С особой теплотой автор вспоминает покойного Александра Вольдемаровича Пейве, который с неиссякаемым интересом следил за ходом работы, живо обсуждал полученные результаты, помогал советами и критикой.

Публикуемые фотографии деформированных горных пород выполнены частично автором, а частично В.Г.Коныгиным, который в течение многих лет активно помогал автору как в экспедиционных, так и в камеральных работах.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТРУКТУР И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ

Возникающие при тектогенезе сочетания разнотипных структурных форм (парагенезы структур и структурные рисунки) имеют упорядоченное строение, характеризующее тектоническое течение литосферы, что позволяет использовать парагенетический анализ структур для геодинамических исследований.

1.1. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТРУКТУР

Для изучения тектонических движений литосферы автором был предложен и применен парагенетический анализ структур [7, 38, 40, 42, 62]. Этот анализ можно рассматривать как дальнейшее развитие парагенетического подхода к изучению разнообразных геологических объектов.

• 1.1.1. Парагенетический анализ

Парагенетический анализ прочно вошел в геологические исследования и уже полтора столетия применяется в виде мощного метода познания геологических объектов. Сейчас он широко используется во всех ветвях геологической науки: в минералогии, петрографии, литологии, тектонике, рудной геологии и др. С его помощью получено множество фундаментальных научных выводов и практических результатов. Современная геология немыслима без парагенетического анализа.

В 1849 году во Фрайберге Август Брейтгаупт опубликовал книгу «Парагенезы минералов» [116]. От нее обычно исчисляется история парагенетического анализа, хотя элементы этого метода использовались в горном искусстве и значительно раньше. Под парагенезами А.Брейтгаупт понимал закономерные сонахождения (Zusammenvorkommen), или ассоциации м и н е р а л о в . Парагенезы минералов составляли определенные рудно-минералогические формации (Formazionen). Он выделил и описал 20 таких формаций. Это были жильные формации. В дальнейшем

парагенетический анализ совершенствовался, видоизменялся и нашел чрезвычайно широкое применение в минералогии.

Парагенетический анализ толщ горных пород, «отложенный» был развит в работах А.Д.Архангельского, Н.С.Шатского, Н.П.Хераскова и др. [1, 79, 103, 106, 111]. На его основе были выделены осадочные, вулканогенно-осадочные формации, проанализированы их ряды. Выделение формационных рядов было существенным шагом вперед, так как по ним стало возможным предсказывать появление той или иной формации. Формации отражали тектоническую обстановку накопления толщ. Широко известны геосинклинальные, орогенные, платформенные формации, в состав которых входят не только горные породы, но и определенные полезные ископаемые. На основе учения о формациях составлены тектонические карты больших регионов и всего земного шара.

В 1957 г. группа ученых под руководством А.В.Пейве и при активном участии автора [7, 38, 40, 62, 80] приступила к парагенетическому анализу структур для изучения горизонтальных движений земной коры. Для интерпретации парагенезов структур был использован метод актуализма, изучены структуры, возникающие при современных катастрофических землетрясениях [40—42]. Это «позволило сформулировать и обосновать новую концепцию о структурном рисунке складчатых областей, обусловленном горизонтальными движениями блоков земной коры» [94. С. 64]. В основе концепции лежал парагенетический анализ структур. В 60—80-х годах выделение парагенезов структур проводилось многими научными школами (ГИН АН СССР, ИФЗ АН СССР, МГУ, ИГН АН КазССР, ВСЕГЕИ и др.) и с разными целями. Каждая школа внесла свой вклад и свой уклон в учение о парагенезах структур. Некоторые представления и методы парагенетического анализа развивались этими школами совершенно независимо и по-разному, другие — во взаимодействии друг с другом. Сейчас трудами многих геологов парагенетический анализ структур прочно вошел в геологическую практику. Учение о парагенезах структур продолжает развиваться и уже преподается (В.В.Белоусов, М.А.Гончаров, В.Г.Талицкий) в Московском университете.

• 1.1.2. Парагенезы структур и структурные рисунки

Основным положением учения о парагенезах структур является утверждение, что тектонические движения имеют не только разрушающее, но и созидающее значение: они приводят не только к нарушению залегания геологических тел, но и к образованию новых, тектогенных тел, характеризующихся особой структурой,

составом и более или менее отчетливыми очертаниями. Огромный фактический материал показывает, что такие тела разнообразны и по размеру и по набору структурных элементов, их составляющих. Их можно выделять и классифицировать эмпирическим путем. К ним можно применять парагенетический анализ.

Подход школы ГИН АН СССР к анализу этого материала во многом напоминает подход Шатского–Хераскова, примененный для выделения осадочных формаций. Парагенезы структур рассматриваются как «деформационные формации», а структурные рисунки — как аналоги рядов формаций [7]. Были даны следующие определения:

— « П а р а г е н е з и с а м и с т р у к т у р ы называем такие комплексы (наборы) простейших структурных форм, которые составляют единые тектонические зоны, занимающие определенные объемы горных пород, и отличающиеся по структуре от соседних участков. Элементарные структурные формы, входящие в парагенезис, тесно связаны друг с другом. Одинаковые парагенезисы структур встречаются неоднократно в разных местах и среди разных по возрасту структур, образуя сходные по морфологии тектонические зоны. Для выделения парагенезиса структур необходимо, чтобы набор структур, во-первых, составлял единое целое, и, во-вторых, был устойчивым, т.е. повторялся неоднократно» (А.В. Лукьянов, И.Г. Щерба [62. С. 16]).

— « С т р у к т у р н ы м и р и с у н к а м и мы называем устойчивые упорядоченные множества одновозрастных парагенезисов структур. Структурные рисунки соотносятся с парагенезисами структур так же, как ряды формаций с формациями. Однако приходится говорить не о рядах, а о множествах парагенезисов, потому что закономерность структурного рисунка определяется не только (и не столько) последовательностью смены одних парагенезисов структур другими в каком-либо направлении, а главным образом их взаимной ориентировкой, характером взаиморасположения, т.е. упорядоченностью их множеств» [Там же. С.17] (рис. 1).

Таким образом, парагенезы структур — это объемные тела, порожденные тектонической деформацией, а структурные рисунки — объемные конструкции, состоящие из этих тел. Типы парагенезов различаются особенностями их морфоструктуры, а типы структурных рисунков — способами упорядоченного взаиморасположения в них парагенезов тех или других типов: в упорядоченной конструкции каждый парагенез имеет свое, фиксированное

место. Последнее особенно важно для прогноза полезных ископаемых, связанных с определенными парагенезами структур.

Были выделены парагенезы сжатия, растяжения, сдвига и другие, охарактеризованы основные типы структурных рисунков, раскрывающие геодинамические особенности их формирования. Парагенетический анализ структур был использован и рекомендован для изучения горизонтальных движений земной коры [7], для тектонического районирования [62] и прогнозирования полезных ископаемых.

Очень важно подчеркнуть, что парагенезы структур разного типа характеризуют не величину деформации, а различия тектонического режима. Сочетания грабенов, ступенчатых сбросов, флексур, коробчатых впадин, параллельных даек характерны для одного режима, а системы чешуйчатых взбросов, надвигов, сжатых и изоклинальных складок — совсем для другого. Системы меланжей, интрателлурических брекчий, тектонических покровов, раздавленных и многократно надвинутых пластин характеризуют третий режим. Купольные структуры округлой и почковидной формы с проявлениями послынного течения и мигматизации характерны для четвертого режима и т.д. То же следует сказать и о разных типах структурных рисунков [7, 62]. Разнотипность парагенезов структур прекрасно показана В.В.Белоусовым, М.А.Гончаровым в структурах выжимания и нагнетания, в разных частях адвективных ячей [2, 3, 13, 14].

Существенно иначе к выделению парагенезов структур подходит казахстанская школа Е.И.Паталахи [77—78]. Развивая учение о тектонофациях и структурно-метаморфических парагенезисах, она пытается выделять такие сочетания структур, которые характеризовали бы не тип, а величину деформации. «Тектонофации — это естественные ряды пород по степени деформированности с характерными для них структурными парагенезисами», — пишет Е.И.Паталаха [78. С.4]. Такой подход обогащает парагенетический анализ структур с точки зрения их количественной характеристики, но не может заменить отмеченные выше представления о разнотипных парагенезах структур.

• 1.1.3. Многопорядковость парагенетического анализа

Определения, похожие на приведенные выше, приводят многие авторы:

«Структурный парагенезис — это ассоциация различных по размеру структурных форм, тесно связанных в пространственном отношении и близких по возрасту» (В.Д.Вознесенский [12. С.86]).



Рис. 1. Структурные рисунки, возникающие при горизонтальном движении, по А.В.Лукьянову [7] и Д.Н.Осокиной (1985 г.)

1—3 — парагенезы структур: 1 — сдвига, 2 — сжатия, 3 — растяжения

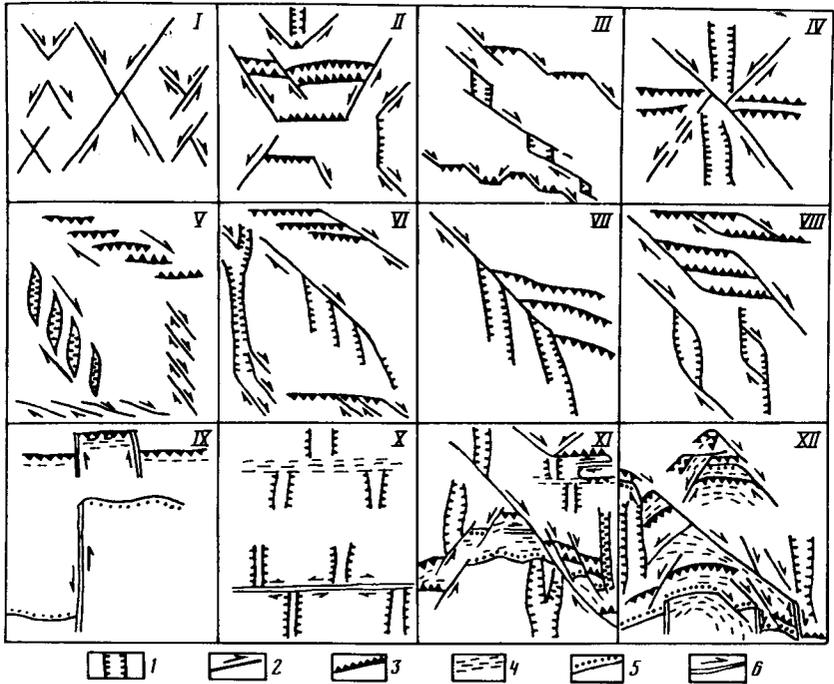


Рис. 2. Картографические структурные рисунки некоторых типов парагенезов тектонических нарушений по Л.М.Расцветаеву [84]

I—IV — сопряженные сколы и отрывы: X-образный (I), трапециевидный (II), ступенчатый (III), Ж-образный (IV); V—VIII — типовые сочетания зон сжатия, сдвига и растяжения (по А.В.Лукьянову): V — «эшелон», VI — «конский хвост», VII — «елочка», VIII — «миндалевидная виргация»; IX—XII — некоторые более сложные сочетания систем тектонических нарушений: IX — сочетание систем скольжения (сдвиги, покровы) с системами сплющивания и скалывания в структурах покровно-надвигового типа, X — сочетание систем раздвижения с системами сплющивания (а) и скольжения (б) в структурах трансформного типа, XI — сочетание систем скалывания, скольжения и сплющивания в складчатых областях альпийского типа, XII — то же, с участием вторичных структур (λ-образные рисунки)

1 — системы раздвижения (нормальные сбросы, раздвиги, отрывы, системы даек и жил); 2—3 — системы скалывания: 2 — сдвигового типа (горизонтальные сдвиги, зоны сдвиговых деформаций; стрелки указывают направление относительного перемещения крыльев), 3 — надвигового типа (взбросы, надвиги, зоны взбросо-надвиговых деформаций); 4 — системы сплющивания (кливаж, стилолиты, зоны смятия, системы складок продольного изгиба и расплющивания); 5, 6 — системы скольжения: 5 — покровного типа (точки по краю аллохтона), 6 — сдвигового типа (стрелка указывает направление относительного перемещения крыльев)

«Структурный парагенезис представляет собой совокупность складчатых и разрывных нарушений различных типов и масштабов, сформировавшихся в результате воздействия на породы и руды одного и того же тектонического режима, существовавшего в течение определенного временного интервала» (В.И. Старостин [92. С. 53]).

«Под парагенетическим семейством дизъюнктивов (или дизъюнктивным структурным парагенезисом) мы понимаем такое естественное множество разнородных дизъюнктивов или их систем, все члены которых имеют (или могут иметь) общую геолого-механическую природу; основными признаками этой их общности являются устойчивость (неоднократная повторяемость) и (или) закономерность (геолого-геометрическая упорядоченность) их пространственных сочетаний» (Л.М. Расцветаев [84. С. 213]) (рис. 2).

«Структурным парагенезом является совокупность всех структурных форм, сформировавшихся одновременно в едином генеральном поле напряжений. Структурный парагенез включает элементы, резко различающиеся по масштабу: от выражающихся на геологических картах до устанавливаемых под микроскопом. Тип структурного парагенеза определяется прежде всего морфологией складчатых форм первого порядка и связанных с ними генетически соскладчатых разрывов» (В.С. Милеев [72. С. 45]).

В каждом определении имеются особенности, расширение, сужение, отклонение понятия. В развивающемся учении такие вариации неизбежны. Особенно интересны мнения о соотношении понятий «парагенез структур» и «структурный рисунок». О структурном рисунке многие авторы вообще не говорят, другие отмечают следующее:

«Структурным рисунком предлагается называть проявление мега- и макроэлементов структурного парагенезиса на геологической карте, в вертикальных либо профильных разрезах, т.е. графическое изображение в достаточно мелком масштабе сечений структурного парагенезиса. Такое определение структурного рисунка отличается от приведенного выше определения, данного А.В. Лукьяновым. Принимая его, мы признаем тем самым, что каждый тип структурного парагенезиса выражается определенным набором структурных рисунков, которые будут меняться в зависимости от того, какое сечение структурного парагенезиса рассматривается» (В.Д. Вознесенский [12. С. 86]).

«Структурный рисунок — геометрический закон сочетания различных структурных элементов внутри единого структурного

парагенезиса; он может быть изображен как в виде условного «узора» на структурных диаграммах (чаще всего на стереографических сетках), так и в виде непосредственного (чаще всего картографического) «отпечатка» действительного размещения конкретных структурных форм различного типа» (Л.М.Расцветаев [84, С. 213]).

Отличия от нашего определения существенные. Если мы говорим о структурном рисунке, построенном из парагенезов, то В.Д.Вознесенский и Л.М.Расцветаев рассматривают внутренний структурный рисунок парагенеза. Однако это отличие мне не представляется принципиальным. Парагенетический анализ структур по своей сути — подход многопорядковый: в зависимости от целей исследования его можно применить к структурам разной величины. Даже в шлифе можно выделить мельчайшие парагенезы структур, составляющие микроскопические структурные рисунки. Но тогда эти структурные рисунки составят «внутренний узор» более крупного парагенеза, наблюдаемого в штуфе. От штуфа можно перейти к обнажению, от обнажения — к крупной тектонической зоне, к региону и т.д. На каждом масштабном уровне будут описаны свойственные этому масштабу парагенезы структур и структурные рисунки. Таким образом, парагенетический анализ допускает выделение парагенезов структур, которые составляют более крупный структурный рисунок, а сами характеризуются рисунками более мелкого порядка.

Опираясь на собственные исследования и результаты, полученные другими геологами, мы не можем сомневаться в реальности разнообразных парагенезов структур и упорядоченных структурных рисунков. Имеющиеся материалы не оставляют сомнений в возможности их геодинамической интерпретации.

1.2. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА СТРУКТУР ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение морфологии трещин, образовавшихся при современных катастрофических землетрясениях, показало огромные возможности парагенетического анализа структур для изучения горизонтальных движений земной коры. Детальное картирование и описание трещин, образовавшихся при многометровом сдвиге по Долиноозерскому разлому во время Гоби–Алтайского землетрясения в 1957 г., позволило выделить три значительно различающихся парагенеза структур и показать их бесспорное геодинамическое значение (А.В.Лукиянов [40—42]).

Первый парагенез включал зияющие трещины, сбросы, ступенчатые сбросы, грабены, замкнутые впадины, лишь местами осложненные трещинами другой морфологии; второй — валики выдавливания, взбросы, надвиги, осложненные характерными сетками мелких трещин; третий — четкие сдвиги с притертыми краями, системы оперяющих трещин, цепочки зияющих провалов, чередующихся с валиками выдавливания. На протяжении почти 300-километровой трещины проявления этих парагенезов и смена одного другим обнаружили четкую закономерность и связь с ориентировкой отдельных участков разлома по отношению к вектору общего смещения блоков: первый — на участках растяжения, второй — сжатия, третий — сдвига. Сдвиг, непосредственно измеренный по смещению дорог и других объектов, легко определялся бы и без помощи последних — по характерному структурному рисунку разлома, по закономерному чередованию выделенных парагенезов трещин.

Выводы полностью подтвердились и при изучении сейсмодислокаций на разломах Сан-Андреас и Уайт Волф в Калифорнии [42]. Более того, закономерность сохранилась и для сейсмодислокаций последних ста лет на огромной территории Калифорнии и Невады, включающей Береговые Хребты и Провинцию Бассейнов и Хребтов [40]. От анализа структурных рисунков отдельных разломов удалось перейти к структурным рисункам обширной области. Геодинамическая значимость парагенезов сохранилась.

В Монголии и Калифорнии некоторые сейсмогенные структуры оказывали влияние на осадконакопление, особенно в парагенезах грабенов и замкнутых впадин. Анализ четвертичного и третичного осадконакопления и геоморфологии в сейсмичных областях Калифорнии и Невады позволил связать развитие сейсмодислокаций с крупными тектоническими структурами и показать распространение закономерностей, выявленных по сейсмодислокациям, на парагенезы длительно развивавшихся тектонических структур [42]. В долине Оуэнс в парагенез структур растяжения кроме характерных морфоструктур и синтектонического осадконакопления добавились цепочки вулканов и другие магматические проявления. Это дополнило структурно-морфологическую характеристику парагенеза не только осадочным, но и магматическим вещественным содержанием, что особенно важно для установления возраста парагенеза и всего структурного рисунка. Опираясь на закономерности структурных рисунков, структурно-морфологическими особенностями парагенезов и их вещественным наполнением, можно переходить к парагенетическому

анализу структур геологического прошлого, к выделению, классификации и геодинамическому анализу древних парагенезов структур и структурных рисунков.

Анализ структур геологического прошлого проводился на Памире, в Средней Азии, Казахстане, Монголии и в других районах. Применение метода другими геологами (В.Г.Трифонов [97], И.Г.Щерба [114], Н.А.Берзин [5], В.П.Уткин [99—101], Л.М.Расцветов [82, 83], М.Л.Копп [30] и др.) значительно увеличило количество изученных объектов.

В качестве главнейших были выделены следующие парагенезы структур [7, 62]:

Парагенез А — сбросы, флексуры, ступенеобразные и коробчатые складки, грабен-синклинали, рои параллельных даек, цепи вулканов, полосы тектонических брекчий, общее погружение в виде коробчатых синклиналей; примеры — зоны типа Аксоран-Акжальской, грабенов Сарысу-Тенизского водораздела в Казахстане.

Парагенез Б — взбросы, крутые надвиги, сжатые килевидные складки, зоны расщепления и динамометаморфизма пород, общее поднятие в виде антиклиналей и антиклинорий; парагенез характерен для линейных зон сжатия и горизонтального перемещения блоков; примеры — Айкарлинская зона в Казахстане, альпийские складки Копетдага.

Парагенез В — прямые вертикальные разломы и зоны разломов, разделяющие блоки с существенно различной структурой, зоны, состоящие из длинных узких тектонических линз, системы оперяющих разломов, складок, трещин, даек и т.п.; кулисные и оперяющие структуры растяжения сочетаются с горизонтальными сдвиговыми перемещениями по магистральному разлому; примеры — Таласо-Ферганский, Гоби-Алтайский, Чингизский разломы.

Парагенез Г — изометричные пологие впадины с кольцевыми флексурами и сбросами, кольцевыми и радиальными дайками, центральные, периферические кольцевые и полукольцевые интрузии, субвулканические купола; парагенез структур локального тектонического проседания; примеры — впадины Чубарайгыр, Огузтау, Сарыоба в Казахстане.

В каждом из этих парагенезов можно выделить разновидности. Например, для парагенеза А в вулканических областях характерны дайки и цепи вулканов, в том же парагенезе без вулканизма они отсутствуют. Список парагенезов структур можно продолжить.

Как показал анализ геологической структуры ряда областей (Казахстан, Средняя Азия, Монголия, Альпийский пояс и др.), парагенезы структур и элементарные структуры в парагенезах располагаются упорядоченно, образуя структурные рисунки, характерные для данной области. Структурными рисунками названы устойчивые упорядоченные множества разновозрастных парагенезов структур. Закономерность структурного рисунка определяется главным образом упорядоченностью расположения парагенезов структур, его составляющих (взаимной ориентировкой, характером взаиморасположения), его устойчивость — многократным повторением одних и тех же закономерностей в рисунке. Непременным условием выделения структурного рисунка является разновозрастность составляющих его парагенезов структур. На основании анализа структуры различных областей предложена классификация наиболее распространенных типов структурных рисунков [7, 62], даны характеристики и иллюстрации. Выделены следующие типы структурных рисунков.

I. «Эшелон». Очень широко распространенный структурный рисунок. Парагенезы структур А, Б, В располагаются параллельно, подобно театральным кулисам. Примеры — система грабен-синклиналей Сарысу–Тенизского водораздела, эшелонированное расположение цепочек четвертичных вулканов Малого Кавказа, купола в зоне разлома Биг Пайн.

II. «Конский хвост». Парагенезы структур (А, В или Б, В) располагаются так, что от парагенеза В отходят под углом парагенезы А или Б. Примеры — структура Саякской синклинали, Таджикской депрессии.

III. «Елочка». От линейной зоны парагенеза В ответвляются в одну сторону пучки парагенезов А, в другую — парагенезов Б. Примеры — структуры Копетдага и прилегающих частей Туранской плиты, герцинская структура бассейна р.Атасу в Казахстане.

IV. «Миндалевидная виргация». Кулисообразные субпараллельные разломы соединены ответвляющимися от них разрывами, выкальывающими миндалевидные блоки. Примеры — Каиндинская зона в Казахстане, впадины в зоне Гоби–Алтайского разлома.

V. «Петельчатый» структурный рисунок широко распространенный в вулканических областях, где участки дислокаций парагенеза Г расположены беспорядочно среди участков слабо дислоцированных пород. Пример — структура Северо–Балхашской вулканотектонической впадины.

VI. «Купольно-троговый» рисунок, широко распространенный в глубоко метаморфизованных комплексах и зонах активной гранитизации толщи. Гранитогнейсовые купола изометричных и сложных очертаний образуют ориентированные пояса, вдоль которых расположены глубокие трогги, нередко ограниченные сбросами, встречными взбросами, местами перекрытые надвигами. Примеры — Акбайталыско-Музкольская структура на Памире, тектонические гранитокупольные зоны в докембрийских толщах Балтийского щита, Забайкалья и др.

Каждый из типов структурного рисунка образован определенными парагенезами структур и отражает определенную кинематическую схему деформаций. Закономерные сочетания на первый взгляд «противоречивых» структур (например, структуры сжатия и растяжения) отражают компенсационную совместимость деформаций (см. рис. 1, 2). Структурные рисунки I—IV свойственны областям со значительными горизонтальными перемещениями блоков, V, VI характерны для областей распространения локальных вертикальных движений в условиях растяжения и сжатия земной коры. Рудная минерализация, сопутствующая внедрению интрузий и структурообразованию, участвует в парагенезах структур, занимая определенные места в структурных рисунках [58, 100, 101].

Выявление и анализ парагенезов структур и структурных рисунков дает геодинамическую характеристику тектонического течения литосферы, помогает сделать выводы о механизме образования структур, роли горизонтальных и вертикальных движений земной коры при их образовании, закономерностях возникновения структур сжатия и растяжения и локализации месторождений полезных ископаемых.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ И ДЕФОРМАЦИИ

Тектоническое течение и расслоение литосферы сопровождается пластическими деформациями, неизбежность совместимости которых порождает неоднородность их распределения и геометрические эффекты, определяющие упорядоченность структурных рисунков.

2.1. ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ В ЛИТОСФЕРЕ

Расслоенность литосферы является давно установленным фактом: верхняя часть земной коры слоиста, слоистость глубоких недр обнаружена геофизическими методами. В последние десятилетия выяснено, что к расслоению литосферы в ряде случаев приводят тектонические движения, и многие горизонтальные и полого наклоненные поверхности раздела в литосфере имеют тектоническое происхождение. Получило признание представление о тектонической природе расслоенности литосферы [45, 95].

Процесс тектонического расслоения литосферы немислим без существенных деформаций и горизонтального перемещения масс. Эти перемещения осуществляются главным образом путем пластических деформаций горных пород [45, 50] и движения разновеликих глыб и пластин, ограниченных разломами, имеющими не только крутое, но и горизонтальное залегание [94. С.95—122]. Изучение тектонического течения горных масс сейчас становится обязательным элементом геотектонических исследований.

Изучение и измерение деформаций горных пород в складчатых областях [25, 29, 37, 45, 73, 77, 78, 86, 91, 110, 112, 117, 119—124, 128, 130—136 и др.] показало широкую распространенность пластических деформаций в геоструктурах с горизонтальными перемещениями блоков. Выявлены неоднородность распределения пластических деформаций в пространстве по интенсивности и направлениям и значительная (до нескольких сотен процентов) величина максимального удлинения [37, 45]. Особенно значительные деформации, согласно литературным данным

[91, 96, 115 и мн.др.] и нашим наблюдениям в Карелии и в Гренландии, устанавливаются в глубоко метаморфизованных докембрийских комплексах, свидетельствуя о неоднородной и большой подвижности горных масс в глубинных зонах земной коры, сложности и длительности деформаций. Выявлена существенная роль вертикального и горизонтального расплющивания толщ [71], распространенность зон пластического течения в кристаллических толщах. Показано, что интенсивные пластические деформации осуществляются на всех стадиях преобразования пород — от раннего катагенеза до глубокого метаморфизма [45, 127]. Автор исследовал пластические деформации, начиная с 1959 года, и особое внимание уделял разработке методов их количественного изучения, проявлениям деформаций на разных стадиях изменения пород и в разных парагенезах структур, исследованию связей пластических деформаций с тектоническим течением горных масс [37, 45, 47, 50, 58, 60, 127].

На специально выбранном полигоне (более 5000 км²) в палеозоидах Центрального Казахстана с германотипной структурой автором были изучены закономерности неоднородной деформации толщ [38, 42]. Выяснено, что парагенезы структур, характеризующие зоны интенсивного тектонического течения в районе, относятся к типам сжатия, растяжения и сдвига и составляют закономерный структурный рисунок горизонтального сдвига с правильным чередованием парагенезов поперечного к зоне горизонтального сжатия, растяжения и продольного сдвига. Те же закономерные сочетания парагенезов проявлены в обнажениях и даже в образцах пород и свидетельствуют о направленном тектоническом течении масс.

В тектонических покровах Памира, где глубокая расчлененность рельефа позволяет наблюдать разрезы покровных структур на глубину в несколько километров, обнаружено значительное горизонтальное растяжение в условиях вертикального раздавливания и пластической деформации толщ [45, 60, 127]. Согласно измерениям деформированных включений в рассланцованных карбонатных породах и в конгломератах устанавливается субгоризонтальная ориентировка растяжения. Величина пластической деформации и горизонтального растяжения в покровах достигает 200%, а местами измеряется тысячами процентов (см. табл. XVII—XXI). Данные по деформациям галек, оолитов и фауны свидетельствуют о неоднородности распределения пластической деформации в разных частях структур и в слоях разной компетентности (от нулевого до очень значительного растяжения). В слоистых толщах

простое будинирование часто переходит в мощные линзы тектонических брекчий (интрателлурических микститов), охватывающих целые толщи (см. табл. I—XVI).

В пластически деформированных толщах наблюдаются характерные изменения исходной микроструктуры пород, происходит ориентированная перекристаллизация минерального вещества, в тенях давления и в микротрещинах внутрислойного разрыва возникают синтетонические ориентированные волокнистые и волокнисто-чешуйчатые новообразования кальцита, гидрослюд, кварца, хлорита, слюд, амфиболов и др. [60, 65] (см. табл. LII—LVI). Интенсивность стрессовых изменений зависит от состава пород, величины их пластической деформации и РТ-условий деформации. Так, пластические деформации и течение в меловых и палеогеновых карбонатно-терригенных толщах Памира по интенсивности не уступают пластическому течению в кристаллических сланцах докембрия Кольского полуострова или в глетчере Фредериксхоб-Исблинк в Гренландии (см. табл. XXII—XXVI, XXX—XXXIII). Изучение микроструктур пластической деформации в мезозойско-кайнозойских, палеозойских, докембрийских толщах разных районов (Казахстан, Средняя Азия, Кольский полуостров, Гренландия) [60, 127] показало, что интенсивность пластической деформации и состав минеральных новообразований в стрессовых микроструктурах определяются РТ-условиями стресса и исходным составом пород. Пластические деформации очень интенсивны в условиях повышенных температур зоны метаморфизма (зеленосланцевая, кварц-слюдистая, амфиболитовая фации). Минеральные новообразования в стрессовых микроструктурах соответствуют РТ-условиям деформации и согласуются с составом пород (гипс, кальцит, кварц — в карбонатсодержащих породах в низкотемпературных условиях; кварц, хлорит, слюды, амфиболы — в условиях низкой и средней ступеней метаморфизма; лед — в ледниках и т.д.).

Во всех случаях, когда в геологических объектах фиксируются значительные горизонтальные перемещения (в системах сдвигов, в тектонических покровах, в движущихся ледниках и др.) независимо от возраста пород, устанавливается широкое распространение структурных форм пластической деформации. В тектонических покровах, в надвиговых пластинах и в приразломных складках они имеют преимущественное развитие.

Пластические деформации отчетливо проявлены в микроструктурах пород даже во внешне мало деформированных участках и пластах. Стрессовые микроструктуры являются индикатора-

ми развития пластических деформаций и течения в толщах (см. табл. I, XLVII—XLIX, LII—LVI). В текстурах и структурах пород также возникают закономерно связанные парагенезы микро-структурных форм и характерные структурные рисунки. Флазерные, очковые, плитчатые, кинкбандовые текстуры пород с межслойным скольжением и минерализацией в полостях отслоения, в секущих трещинах и в тенях давления являются по своему существу разновидностями парагенезов структур и структурных рисунков сдвигового перемещения: «эшелон», «конский хвост» и др. Формы проявления деформаций на макро-, мини- и микро-уровнях можно наблюдать на приведенных фототаблицах (см. табл. I—LVI).

Изучение многих геологических объектов и литературных источников позволяют утверждать, что большие пластические деформации горных пород распространены чрезвычайно широко, но их величины весьма изменчивы в пространстве. Это свидетельствует о большой и неоднородной подвижности литосферы.

2.2. ИЗУЧЕНИЕ И ИЗМЕРЕНИЕ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ И ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ

К настоящему времени накопилось большое количество данных о широкой распространенности в литосфере весьма значительных деформаций горных масс, не сводящихся к складко- и разломообразованию и представляющих сложное тектоническое течение. В связи с этим потребовались новые методы их изучения. Применявшиеся ранее методы оценки деформированности толщ путем «распрямления» складок, измерения амплитуд смещения по разломам оказались недостаточно эффективными и дающими неоднозначные, либо неполные результаты. В разработку новых методов внесли вклад многие ученые (Э.Клоос, А.В. Лукьянов, Е.И. Патаха, Дж.Рэмзи, Д.Флинн, И.С.Загорчев и др. [24, 25, 29, 37, 45, 77, 78, 86, 117, 120, 133]). От методов требовались, прежде всего, количественная оценка деформаций и возможность их применения как в слоистых, так и в неслоистых толщах. Следы деформаций фиксируются в текстурах и структурах пород и во многих случаях могут быть измерены как в макро-, так и в микромасштабе. На этой основе предложены и развиваются различные методы измерения пластических деформаций. Учения о парагенезах структур и структурных рисунках, о тектонофациях, об измерении однородной деформации по определенным тензодатчикам, о неоднородной деформации и совместимости деформаций являются различ-

ными направлениями изучения и анализа деформированного состояния горных пород и толщ на количественной основе (стрейн-анализа).

Автором разработан рациональный комплекс методов изучения и измерения пластической деформации и тектонического течения, основанный на принципах совместимости деформаций и анализе парагенезов структур и структурных рисунков в микро- макро- и мегамасштабах [45, 46, 47, 50, 55]. Он опирается на современное состояние структурной геологии, разрабатывался одновременно с развитием методов, предложенных другими геологами, и в меру возможности использует большинство современных достижений. Главными посылками этой методики являются следующие [45].

Пластические деформации и тектоническое течение горных пород обусловлено тем, что массивы горных пород обладают ползучестью, т.е. находясь в напряженном состоянии в течение длительного геологического времени, они накапливают необратимую, остаточную пластическую деформацию, нарастающую со временем до грандиозных размеров. Согласно теории деформации материалов (металлов, пластмасс, грунтов и др.) в простейших случаях испытываемые образцы при деформации проходят три стадии ползучести: 1) стадию неустановившейся ползучести, когда происходит перестройка структурных элементов напряженного тела по направлению действующих усилий и некоторое уплотнение и упрочнение его, обусловленное закрытием отдельных дефектов и микротрещин; 2) стадию установившейся ползучести (или стадию пластично-вязкого течения), характеризующуюся практически постоянной скоростью деформирования в течение длительного времени, когда число вновь возникающих дефектов компенсируется их залечиванием; 3) стадию ползучести с нарастающей скоростью деформации, возникновением прогрессирующего течения. Она заканчивается хрупким разрушением или полной потерей устойчивости и рассматривается как разрушающая [104].

Каждая стадия ползучести описывается своей теорией, определяющей зависимость скорости деформаций от напряжения. Математические выражения этих зависимостей различны для разных пород. В естественных геологических условиях первая стадия мало заметна, так как развивается в течение небольшого отрезка времени после нагружения, и ею можно пренебречь. Вторая и третья, особенно вторая стадия установившейся ползучести проявляются очень ярко. Для геологических объектов характерна

нарастающая в течение длительного времени деформация, приводящая к значительному перемещению и перераспределению вещества горных масс.

Тектоническое течение отвечает всем условиям ползучести, отражает, главным образом, вторую и третью стадии деформации. Порог текучести горных пород в реальных геологических условиях по сравнению с лабораторными значительно снижается из-за длительности геологического времени, действия растворов и фазовых превращений вещества. Хрупкие деформации (в зернах, внутрислойные нарушения структуры пород и др.), возникающие при течении и способствующие ему, при рассмотрении крупных объемов становятся несущественными деталями пластической деформации. Однако они помогают оценить величину деформации: неоднородности строения горных пород и толщ становятся тензодатчиками, по которым и определяется величина деформации.

Изучение и измерение деформаций и течения горных масс целесообразно производить на четырех уровнях детальности:

1) н а м и к р о у р о в н е (микроны, доли миллиметра) исследуются деформации кристаллов и других микроскопических объектов; неоднородностями являются дислокации, двойники, спайность в кристаллах, границы зерен, различные микротекстурные элементы пород. Анализируется катаклаз, бластез, оптическая ориентировка минералов, минеральные новообразования и др.; 2) н а м и н и у р о в н е (доли миллиметра—десятки сантиметров) исследуются деформации пород в образцах. Неоднородностями являются крупные кристаллы и их агрегаты, песчинки, гальки, пропластки, прожилки, оолиты, включения фауны. Изучаются деформации этих объектов, полосчатость, кливаж, трещины, брекчии и т.д.; 3) н а м а к р о у р о в н е (сантиметры—сотни метров) изучаются деформации в обнажениях. Неоднородностями являются валуны, глыбы, слои, будины, дайки, линзы массивных пород в зонах милонитизации и рассланцевания и др. При изучении деформаций исследуются будинаж, складчатость, положение гнезд, жил, даек, элементы вращения тел при деформации; 4) н а м е г а у р о в н е (сотни метров—сотни километров) исследуются деформации крупных структурных комплексов и регионов, которые изображаются на картах разного масштаба. Неоднородностями являются толщи разного состава, интрузии, тектонические блоки и пластины, зоны смятия, дробления и др. Оцениваются деформации больших массивов, крупных складок,

структурно-фациальных зон, изучаются парагенезы структур и структурные рисунки крупных областей.

При изучении величины пластической деформации, перемещения и тектонического течения горных масс важно не смешивать понятия «деформация» и «тектоническое течение». Деформация всегда сопровождается некоторым течением, однако крупные блоки литосферы и области, участвующие в тектоническом течении (тектоническом потоке), могут быть и слабо деформированными. Деформации и тектоническое течение взаимосвязаны, но характеризуются совершенно разными величинами.

Под тектоническим течением понимается суммарная картина перемещения вещества литосферы в процессе ее тектонического развития: тектоническое течение масс характеризуется полем векторов перемещения множества точек литосферы и является величиной интегральной, определяемой величинами и направлениями перемещения данного множества точек. Под деформацией понимается изменение расстояний между точками по всем направлениям в данном месте за данный отрезок времени. Деформация — величина дифференциальная. Количественно в каждой точке она характеризуется тензорами деформации или симметричными частями тензоров дисторсии (градиента перемещения), иными словами, эллипсоидом деформации. Геолого-структурными методами измерить величину тектонического течения невозможно, так как эта величина — относительная и зависит от выбора системы координат. Измеряется ее градиент — дисторсия (или деформация). Градиент тектонического течения запечатлен в деформациях пород, которые можно измерять в «точке» — в геологических объектах (обнажениях и в микроструктурах). Само перемещение вычисляется путем анализа структурного рисунка области.

Изучение и измерение тектонического течения включает две стадии исследования тектонических структур: 1) изучение характера и величины деформированности горных пород (стрейн-анализ), 2) анализ закономерностей взаиморасположения деформаций в пространстве (анализ структурных рисунков территорий).

Обоснование и описание методов измерения деформаций, используемые формулы и номограммы, предлагаемые автором, и практические рекомендации по их применению опубликованы [45]. В этой работе рассматриваются отдельно методы оценки величины деформации и вращения с использованием тензоров деформации и дисторсии, а также изменения объема за счет

механической «усадки», растворения и выноса вещества, или «разбухания» при минерализации деформирующихся толщ.

Деформацию можно полностью охарактеризовать, непосредственно измеряя шесть величин в объектах, начальная форма которых известна (оолиты, гальки, фауна и др.), а механические свойства не отличаются от свойств вмещающих пород. По ним оцениваются ориентировка и длина главных осей эллипсоида деформации. По этим данным вычисляются коэффициенты относительного удлинения, характеризующие деформацию (по соответствующим формулам или номограммам). Другой способ измерения — по закономерному изменению углов между естественными пересекающимися линиями (искажение формы остатков фауны, возникновение ориентированности включений, изначально хаотически расположенных, и др.). В неоднородных средах способы измерения деформаций усложняются, используются разные показатели деформации: слои разной компетентности (табл. I—VII, XXVII—XXXVII), конгломераты полимиктового состава (табл. XVII—XXI), структуры будинаж (табл. VIII—XVI), жильные тела разного масштаба (табл. XXXVIII—XLI) и др. Для их анализа используются специальные методы.

Вращение измеряется независимо от деформации по поворотам округлых объектов (табл. XLII—XLIX) с первичными плоскостными структурами, которые испытали только вращение (порфиры с реликтами первичной полосчатости, новообразованные синтетектонические кристаллы граната, будины и пр.). Информацию о вращении дают наблюдения над контактами вращающихся объектов с вмещающей породой. У контакта могут быть пленки скольжения, изогнутые тени давления и т.д. Показателем вращения в макромасштабе являются асимметричные складки, особенно складки пластического волочения.

Изменение объема рассчитывается в случае его увеличения по наблюдениям микроструктур пород (раздробление и раздвигание фрагментов различных включений, новообразования в минерализованных трещинах отрыва, двориках давления), а в случае уменьшения — по объему остатка вещества, сохранившегося после выноса остального материала (с учетом изменения состава остатка при выносе подвижных компонентов). В микромасштабе изменения объема существенны и встречаются часто, в макромасштабе изменения объема пород при деформациях обычно оказываются незначительными (пренебрежимо малыми) и могут не учитываться при оценке деформации. Это объясняется тем, что проявленные в микроструктуре увеличения и уменьшения объемов

взаимно компенсируются и обычно не чувствуются при более грубом анализе.

После всестороннего изучения деформированности горных пород в пределах конкретных парагенезов структур можно переходить ко второй стадии изучения тектонического течения — к анализу структурных рисунков с учетом эффектов неоднородной деформации.

2.3. ЭФФЕКТЫ НЕОДНОРОДНОЙ ДЕФОРМАЦИИ, ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И РАССЛОЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

Состав литосферы неоднороден как в глубоких, так и в поверхностных частях. Деформации тоже распределены неоднородно. Поэтому представляется естественным связать возникающие в литосфере структурные рисунки с неоднородностями ее строения. О закономерностях этих связей можно судить по результатам тектонофизического моделирования.

В тектонофизических моделях плотностные и вязкостные неоднородности приводят к перемещениям масс и неоднородной деформации. Важнейшую роль в механизмах перераспределения вещества, горизонтального перемещения масс и расслоения моделей играют геометрические эффекты неоднородной деформации, которые устанавливают связь между распределением деформаций и перемещениями масс. Изучение эффектов неоднородной деформации, выполненное автором на моделях из эквивалентных материалов с применением центрифуги и путем математического моделирования, позволяет оценить относительную роль этих эффектов в тектоническом течении, образовании структурных рисунков и расслоении литосферы [45, 47, 50].

Главнейшую роль среди них играет клин-эффект, характеризующий деформацию, вызванную наклонным положением границы раздела сред с разной плотностью. Его исключительная значимость определяется энергетически более устойчивым горизонтальным положением границы тяжелой и легкой сред и их неизбежной деформацией, если они только способны деформироваться, при наклонном положении этой границы. Клин-эффект исследован на плоской модели, состоящей из двух клиньев, разделенных наклонной границей (вверху — легкий клин). После центрифугирования граница между клиньями стала почти горизонтальной, вдоль нее произошел значительный сдвиг (в геологическом смысле — надвиг, покров). Выполаживание наклонной границы

раздела привело к срыву со значительным (до $\frac{1}{4}$ длины клина) субгоризонтальным перемещением вдоль этой границы и к автономной деформации обоих клиньев, когда над зоной горизонтального сжатия в нижнем клине располагается зона горизонтального растяжения в верхнем, и наоборот.

Сущность клин-эффекта и его тектонические следствия формулируются следующим образом. Если две способные деформироваться среды с разной плотностью располагаются так, что граница между ними наклонная, они испытывают закономерно распределенные неоднородные деформации, приводящие к уменьшению угла наклона этой границы, стремящейся занять нормальное горизонтальное положение. Если вверху находится менее плотная среда, то в модели нарастают горизонтальные движения и расслоенность, если более плотная — сначала увеличивается крутизна наклона границы, происходит формирование структур типа всплывающих куполов, после чего граница тоже выполаживается и нарастают горизонтальные движения. В природных системах эти явления, по-видимому, могут совмещаться.

В моделях измерены величины деформации и перемещения вдоль границы раздела. Произведены расчеты деформации и перемещения вещества для трапециевидных тел и сложной модели, имевшей до деформации линзовое строение. Расчеты показывают, что при деформации толщ с линзовым строением перемещения вдоль субгоризонтальных поверхностей срыва достигают очень больших величин и направлены в разные стороны, а интенсивная деформация (растяжение измеряется сотнями процентов) сосредоточена в узких вертикальных зонах. В то же время значительные части моделей деформированы очень слабо. Процесс сводится к неоднородному пластическому течению и расслоению.

Эксперименты показывают, что наиболее значимые эффекты лучше проявляются в простых моделях. В сложных моделях осуществляются их комбинации. Характерные особенности четырех основных эффектов неоднородной деформации сводятся к следующему.

1. Эффект клина (клин-эффект) характерен для крупных геологических тел, имеющих первично наклоненные границы, которые со временем выполаживаются, стремясь занять гравитационно устойчивое горизонтальное положение. Геометрическая модель сводится к деформированию клина или трапеции в прямоугольник. Деформация распределяется неоднородно, величина сжатия—растяжения закономерно изменяется на протяжении всего клина. Неоднородность деформации вызывает поступа-

тельное перемещение внутренних частей клиньев, приводящее к сдвигам вдоль их границы. Сдвиги имеют изменяющуюся амплитуду, которая зависит как от положения точки наблюдения, так и от общей длины клина, что особенно важно. Величина сдвига может достигать $\frac{1}{4}$ его длины. Величина рассеянной в клине деформации невелика.

2. Эффект прессы, "выдавливания" (пресс-эффект) характерен для геологических тел, испытывающих неоднородную нагрузку при неоднородной вязкости. Проявляется в мелких (даже микроскопических) и в крупных геологических структурах. В однородном анизотропном поле напряжений обусловлен неоднородностью вязкости и приводит к ориентированным микроструктурам, кливажу и др. В условиях неоднородной нагрузки приводит к значительным перемещениям масс в крупных структурах. Образует структуры выжимания—нагнетания. Геометрическая модель сводится к деформации прямоугольника в трапецию и клин. Закономерности распределения деформаций и перемещений противоположны эффекту клина.

3. Эффект смены знака (реверс-эффект) характерен, главным образом, для тех частей неоднородно деформируемых тел, которые испытывают значительные поступательные перемещения. В зонах проявления реверс-эффекта нарастающая деформация «проходит через нуль», после чего направления сжатия и растяжения меняются местами. Сжатие сменяется растяжением в том же направлении, несмотря на то, что в соседних участках продолжает нарастать однотипная деформация. Геометрических моделей много, почти в каждой модели с неоднородной деформацией в некоторых участках проявляется реверс-эффект. Ранее описан М.А.Гончаровым, А.Г.Малюженцем [13]. Зоны реверс-эффекта в простых клиновидных моделях занимают $\frac{1}{4}$ площади, смена знака однократная, в сложных моделях есть зоны с многократной сменой знака.

4. Эффект сшивания (рис. 3). Во многих моделях с интенсивной неоднородной деформацией возникают особые точки, в которых одно из тел полностью пережимается и оттекает в сторону (либо вверх, вниз). Тела, находившиеся по обе стороны от пережатого, приходят в соприкосновение. В дальнейшем при нарастании деформации от этой точки расползается шов, соединяющий («сшивающий») ранее разобщенные тела и образующий особый тип контакта. В окрестностях особой точки и шва («зоны тектонического сшивания») деформация специфична и очень велика, но

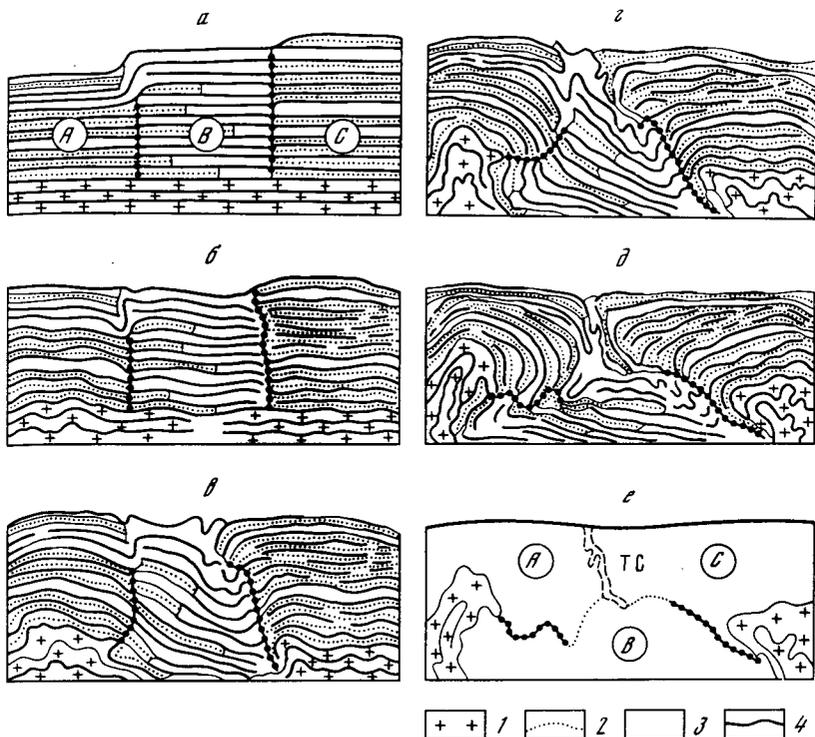


Рис. 3. Образование структуры тектонического шивания на модели при погружении «тяжелого» блока (B), расположенного между двумя более «легкими» (A и C): а—д — последовательные стадии нарастающей деформации модели при центрифугировании; е — упрощенная схема модели на стадии «д»

1—3 — силикон с плотностью ($\rho, \text{г/см}^3$): $\rho=1,23$ (1); $\rho=1,42$ (2); $\rho=1,77$ (3);
 4 — пластилин (ТС — структура тектонического шивания блоков A и C над погружившимся блоком B)

быстро уменьшается с удалением от него. Такие швы принципиально отличаются от разломов.

Неоднородная деформация в сложных моделях распределяется пятнами и зонами, которые составляют сложный, но закономерный структурный рисунок. Характерно чередование зон одинаково ориентированного сжатия и растяжения, а также зон с наложенными деформациями разного знака. Соседние зоны нередко деформируются автономно. Интенсивные деформации сменяются слабыми. Специфика моделей отражается в закономерностях структурного рисунка, подобного природным.

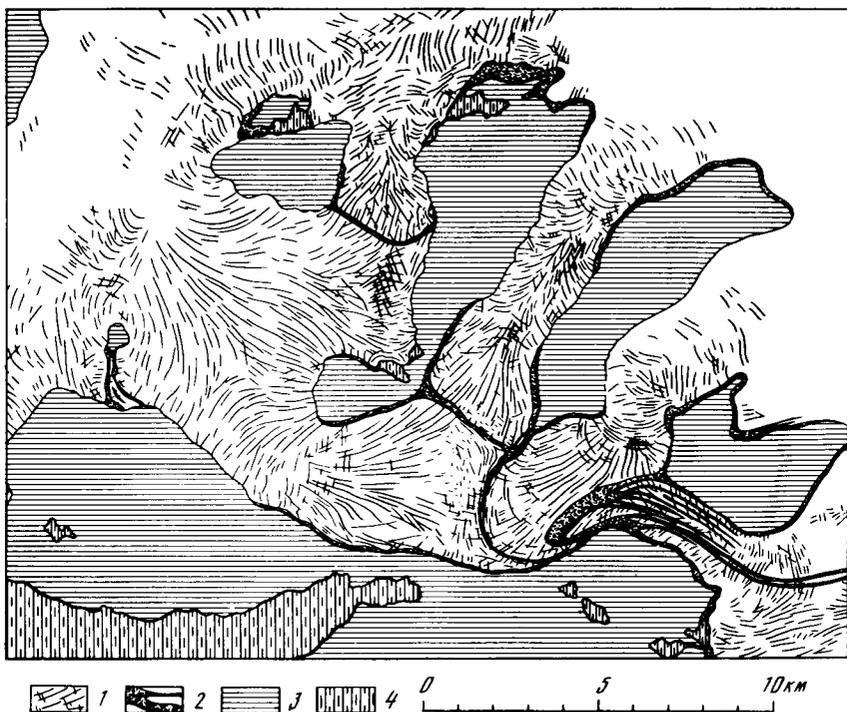


Рис. 4. Структуры тектонического сшивания, образующиеся при слиянии ледников и выраженные срединными моренами (Западная Гренландия, район Деллагерских нунатаков)

1 — ледники и трещины в них; 2 — краевые и срединные морены; 3 — выходы скального ложа ледников; 4 — ледниковые озера

Эффекты неоднородной деформации раскрывают теснейшие связи между очень различными геологическими структурами. В эффектах клина и пресси незначительные деформации, рассеянные в больших объемах, сопровождаются мощными перемещениями масс и очень большими деформациями в узких зонах. Это ведет к расслоению и автономному движению пластин. Эффект сшивания показывает, что разломы и швы являются полярно-противоположными типами структур. Поэтому представляется совершенно естественным, что из категории разломов сейчас выделяют и описывают отдельно «сутуры» — крупнейшие швы на месте палеоокеанов. В дальнейшем многочисленные сутуры разных типов и масштабов, несомненно, появятся на геологических картах. Реверс-эффект показывает тесную связь между деформациями

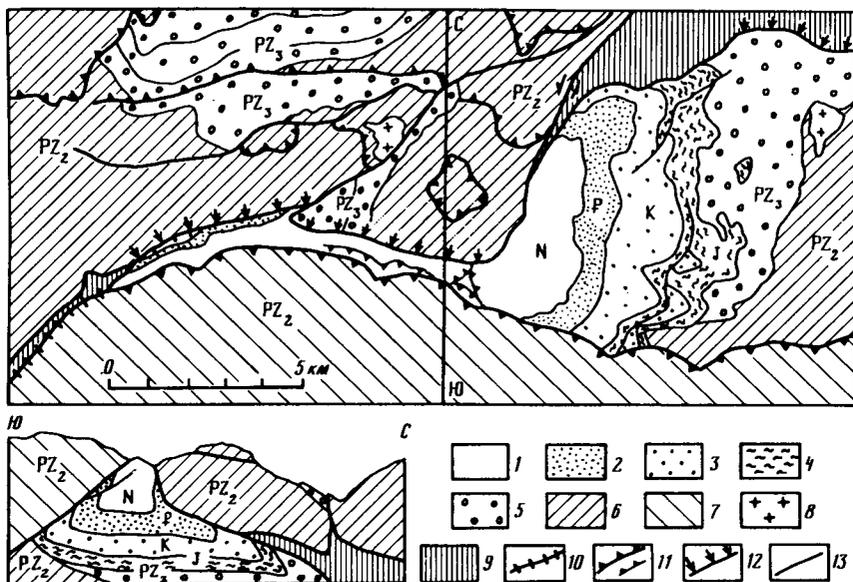


Рис. 5. Структура тектонического сшивания над перекрытой надвигами Ходжакеленской впадины (Южный Тянь-Шань)

1—4 — кайнозойские и мезозойские образования, выполняющие Ходжакеленскую впадину: 1 — неоген, 2 — палеоген, 3 — мел, 4 — юра; 5—8 — палеозойские образования за пределами впадины и под нею: 5 — верхний палеозой, 6 — средний палеозой северной зоны, 7 — средний палеозой южной зоны, 8 — интрузии; 9 — тектонический меланж (сланцевый); 10 — геосutura (структура тектонического сшивания северного и южного блоков); 11 — надвиги; 12 — разломы типа «бульдозинг»; 13 — крутые разломы разного типа (сбросы, взбросы, сдвиги; сдвиги отмечены парами одно-сторонних стрелок)

разного типа, наложенными друг на друга в процессе прогрессирующей деформации, что часто наблюдается в природе, но не всегда находит правильную интерпретацию.

Геологические примеры проявления описанных эффектов неоднородной деформации разнообразны. Наклонными границами природных клиньев, вызывающими горизонтальные перемещения масс и расслоение, могут быть крупные глубинные разломы, крутые и почти горизонтальные, неровности поверхности Мохоровичича, границы областей гранитизации и др. Эффектом клина объясняются крупные горизонтальные срывы и автономные деформации в соседних блоках и в соседних слоях литосферы, подмеченные А.В.Пейве, который писал, что «именно в наблюдающейся известной самостоятельности перемещения по крайней

мере крупных структурно-обособленных однородных блоков земной коры и заключается главная особенность тектонических движений. Все тектонические теории до сих пор не знали такого механизма движений земной коры, т.е. не считались с тем, что каждый блок обладает как бы самостоятельной "движущей силой", заключенной в нем самом» [80. С. 42].

Эффекты выжимания и смены знака вместе с клин-эффектом характеризуют перетекание масс из зон коллизии в зоны тектонических убежищ и создают структурные рисунки типа Афгано-Таджикской депрессии, сформировавшегося при надвигании Памира. Многочисленные примеры перетекания толщ в зоны тектонических убежищ описал М.Л.Копп [30] на территории Альпийской зоны. На явление выжимания и нагнетания многократно обращал внимание В.В.Белоусов.

Крупнейшими структурами тектонического сшивания являются офиолитовые швы на месте палеоокеанов, например, Тетиса. Примером структур сшивания, образующихся на наших глазах, могут быть срединные морены в местах слияния потоков глетчерного льда (рис. 4). На Южном Тянь-Шане цепочки впадин, выполненных отложениями мезозоя и кайнозоя, во многих местах перекрыты надвинутыми на них с обеих сторон палеозойскими образованиями (рис. 5), смыкающимися над впадинами в виде швов [27, 52, 57]. Исключительно широко распространены небольшие и даже микроскопические структуры сшивания в толщах с будинированными слоями компетентных пород: они представлены швами в межбудинных пространствах, по которым смыкаются слои, находившиеся выше и ниже будинированного прослоя (см. табл. VIII—XV).

Совместный анализ моделей неоднородной деформации и структурных рисунков природных зон позволяет восстановить картину тектонического течения. Для этого очень нужны массовые измерения деформаций. Соответствующие рекомендации даны автором к программе геологического картирования и включены в методическое пособие [95].

Исследования тектонического течения, опирающиеся на разработанную методику, пока охватывают небольшие участки. Попыток провести анализ крупных регионов немного, хотя они все же имеются (например, работы М.Л.Коппа). Перспективность таких попыток очевидна, так как новое направление исследований позволяет расшифровывать геодинамику крупных регионов.

2.4. СТРУКТУРЫ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД В ИЛЛЮСТРАЦИЯХ

Описать структуру породы трудно. Ее нужно видеть. Поэтому ниже приведены фотографии структур, возникающих при пластической деформации горных пород и толщ. Показаны структуры, которые можно наблюдать в объектах разной величины: в обнажениях, штуфах, шлифах. Приведены фотографии деформированных пород, находящихся на разных стадиях метаморфического преобразования — от едва затронутых катагенезом до глубоко метаморфизованных. Большинство фотографий характеризует структуры, изученные автором на Памире и в Средней Азии (мезозойско-кайнозойские и палеозойские толщи), на Кольском полуострове и в Карелии (докембрийские толщи), в Гренландии (докембрийские толщи и глетчерный лед).

Фотографии размещены на 56 фототаблицах. Они показывают деформационные изменения структуры: катаклаз зерен и других неоднородностей (табл. I—VII), будинаж слоев и даек (табл. VIII—XVI), пластическую деформацию конгломератов и кристаллических пород (табл. XVII—XXVI), складки и структуры неоднородного раздавливания (табл. XXVII—XLI), вращение включений (табл. XLII—LII), локальное изменение объема породы за счет кристаллизации новообразованного минерального вещества (табл. LIII—LVI). Приведенные структурные особенности пород используются для оценки величины и типа деформации. В объяснениях к фототаблицам даны минимальные сведения о местонахождении объектов и о наиболее интересных их особенностях.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ

Таблица I

Дробление хрупких зерен при пластической деформации пород

1 — дробление зерен кварца в толще деформированных песчаников. Памир. Палеоген. Шлиф, без анализатора. Увел. 40х; 2 — катаклаз кварцевых зерен в песчанике и начало синтетектонической кристаллизации кальцита в тенях давления на ранних стадиях катагенеза. Средняя Азия. Палеоген. Шлиф, без анализатора. Увел. 15х; 3 — катаклаз кристаллов граната в процессе деформации горизонта гранатовых амфиболов. Кольский полуостров. Докембрий. Шлиф, без анализатора. Увел. 15х; 4 — дробление хрупкого кварцевого зерна в полимиктовых песчаниках. Памир. Палеоген. Шлиф, без анализатора. Увел. 20х; 5, 6 — пластическое расплющивание галек известняков (белое), дробление и растаскивание более хрупких галек эффузивов (черное) и песчаников (серое) в толще конгломератов, испытавших значительную деформацию. Между обломками хрупких галек выкристаллизовался новообразованный (синтетектонический) кальцит, способствуя раздвижению обломков в направлении растяжения. Вращение отсутствует. Памир. Палеоген

Таблица II

Дробление и растаскивание включений при деформации

1 — дробление крупного ксенолита амфиболита в пластичных гранито-гнейсах. Гренландия. Докембрий; 2, 3 — кристаллизация волокнистого кальцита способствует дроблению и раздвиганию обломков зерна в карбонатном гравелите. Объем, занимаемый зерном, значительно увеличивается за счет минеральных новообразований. Памир. Палеоген. Шлиф, николи +. Увел. 20x; 4, 5 — раздвигание частей зерна при пластической деформации толщи. Синтектоническая кристаллизация волокнистого кальцита в трещинах и у окончаний зерен в направлении растяжения. Карбонатный гравелит. Памир. Палеоген. Шлиф, николи +. Увел. 25x

Таблица III

Растрескивание компетентных прослоев в растекающейся толще. Фотографии поверхности будинированных прослоев. Кальцитовые жилы пересекают только один прослой и проникают внутрь образца (перпендикулярно плоскости фотографии) менее, чем на 1 см, так как толщина прослоев измеряется долями сантиметров. Поэтому «жилы» имеют форму стержней (срез поперек слоистости см. в табл. V, VI). Памир. Палеозой

1 — система длинных параллельных кальцитовых жил; 2 — система субпараллельных изогнутых кальцитовых жил; 3 — сложно упорядоченный рисунок трещин, свидетельствующий о вращении во время деформации. Трещины приурочены только к тонкому горизонту алевролитов, не проникая в соседние карбонатные прослои

Таблица IV

Растрескивание компетентных прослоев в растекающейся толще (продолжение). Фотографии поверхности будинированных прослоев

1 — система коротких параллельных кальцитовых жил. Видно зональное нарастание волокнистого кальцита в жилах. Памир. Палеоген; 2 — сеть жил, выполненных волокнистым новообразованным кальцитом. Памир. Мезозой; 3 — сеть поперечных друг другу трещин свидетельствует о двухосном растяжении и отсутствии вращения при расплющивании толщи. Трещины не пересекаются, а лишь упираются друг в друга. Хорошо видны три порядка трещин, дробящих будинируемый прослой на мелкие обломки. Будинируются тонкие прослои глинисто-углистых сланцев в слоистом известняке (характерно, что рисунок трещин в соседних прослоях аналогичен изображенному на фотографии, но с другими расстояниями между трещинами. Расстояния зависят от толщины прослоев). Памир. Палеозой; 4, 5 — густая ветвистая сеть трещин в деформированных глинистых известняках выполнена новообразованным кальцитом, объем которого составляет до 30% объема всей брекчированной породы. Обломки часто повернуты относительно друг друга. Памир. Палеозой

Таблица V

Растрескивание компетентных прослоев в растекающейся толще (продолжение). Фотографии поперечных к слоистости срезов

1 — разрывы прослоев алевролита, заключенных среди карбонатных песчаников,

при расплющивании толщи. Памир. Палеоген; 2 — брекчирование кремнистых прослоев в толще известняков при ее расплющивании. Проникая в трещины, материал соседних прослоев перемешивается, при этом образуются крупные тела тектонических брекчий, не связанных с разломами. Памир. Палеозой; 3 — ветвистая сеть кальцитовых жилков в горизонте туфогенных песчаников возникла в результате раздавливания толщи переслаивания известняков и туфопесчаников в зоне надвига. Памир. Мел—палеоген

Таблица VI

Растрескивание компетентных прослоев в растекающейся толще (продолжение). Фотографии поперечных к слоистости срезов

1 — межбужинные пространства в прослоях алевролита заполнены кристаллическим кальцитом. Трещины в прослоях алевролита среди карбонатных песчаников возникают в результате расплющивания толщи. Памир. Палеоген; 2 — разрывы прослоев алевролита среди карбонатных песчаников выполнены кристаллическим кальцитом. Памир. Палеоген; 3 — будинирование тонких прослоев алевролита (зона растяжения) и мелкоскладчатые деформации (зона нагнетания) в толще тонкого переслаивания известняков и алевролитов. Памир. Палеоген; 4 — дробление кремнисто-туфогенного прослоя и нагнетание пластичного микрослоистого известняка в зону разрыва прослоя при расплющивании толщи. Памир. Палеозой; 5 — брекчирование кремнисто-туфогенных прослоев в толще известняков при ее раздавливании. Образуются крупные тела тектонических брекчий, не связанных с разломами. Памир. Палеоген; 6 — брекчирование пластов туффитов (темное) среди известняков при растекании карбонатно-туфогенной толщи переслаивания. Межбломочные пространства выполнены новообразованным кальцитом (белое) и известняком соседних слоев (серое). Памир. Палеоген

Таблица VII

Растрескивание и будинаж компетентных прослоев

1, 2 — Растаскивание межслоистых линз и жил кварца в толще двуслюдяных кристаллических сланцев. Байкал. Докембрий; 3 — будинирование маломощного прослоя железистых амфиболитов, заключенного среди светлых крупнокристаллических мраморов. Байкал. Протерозой; 4 — различные рисунки растрескивания и будинажа в зависимости от мощности кремнисто вулканогенных прослоев, переслаивающихся с пластически растекающимися мраморизованными известняками. Карелия. Протерозой; 5 — блоковый будинаж даек основного состава среди гнейсов. Отмечается значительная амплитуда разобращения блоков-будин и поворот их в процессе пластического растекания гнейсов, окружающих разобращенные блоки. Гренландия. Архей

Таблица VIII

Блоковый будинаж даек и прослоев

1, 2 — будинирование мощных параллельных даек основного состава (темное), заключенных среди гнейсов (светлое). В межбужинные пространства затекают гнейсы. Отмечается значительный поворот отдельных блоков-будин. Гренландия. Архей; 3 — блоковый будинаж прослоев амфиболита среди плагиогнейсов. Межбужинные разрывы выполнены кварцем поздней генерации. Гренландия. Архей

Таблица IX

Будинаж даек

1, 2 — различный характер будинирования даек пород основного состава (темное) в толще гнейсов (светлое). Гренландия. Архей; 3, 4 — типичная форма мощных будинированных даек основного состава (темное) в толще полосчатых гнейсов (светлое). В

межбудинных сужениях и разрывах характерно появление минеральных новообразований, чаще всего кварца и пегматита (белое). Гренландия. Архей

Таблица X

Будинаж при растекании глубоко метаморфизованных толщ

1 — будинирование пластовых тел гранатовых амфиболитов (темное) в зоне интенсивного насыщения толщи инъекциями гранитного состава (светлое). Кольский полуостров. Докембрий; 2 — будинаж мощных параллельных даек пород основного состава в гнейсовом комплексе Сондре—Стромфьорд. Гренландия. Архей; 3 — будины амфиболитов (черное) в толще кристаллических сланцев. Вращение отсутствует. Кольский полуостров. Докембрий

Таблица XI

Будинаж, раздвигание будин и образование межбудинных швов

1 — будинирование мощных даек амфиболитов (темное) в гнейсовом комплексе Алангуа (светлое). В межблоковое пространство происходит затекание гнейсов. Поворот блоков—будин указывает на наличие вращения. Гренландия. Докембрий; 2 — будины амфиболитов (темное) среди кристаллических сланцев, затекающих в межбудинные пространства. Вращение отсутствует. Кольский полуостров. Докембрий; 3 — растяжение и уменьшение мощности будинирующегося прослоя; деформация сопровождается интенсивной амфиболитизацией в краевых частях будин и в шейках; в наиболее растянутых шейках образовались гнезда минеральных новообразований кварца и полевого шпата (белые пятна). Вращение отсутствует. Темное — амфиболит, светлое — гранито—гнейс. Кольский полуостров. Докембрий

Таблица XII

Будинирование и минеральные новообразования в межбудинных гнездах

1 — уменьшение мощности будинированного прослоя при расплющивании толщ. Прослой массивного известняка будинирован в толще карбонатных сланцев; между будинами возникли кварцевые образования (светлое). При дальнейшем раздавливании толщ известняка деформировался легче, чем кварц, в результате чего межбудинные выделения кварца оказались толще известняковых будин и выступают за их пределы. Вращение отсутствует. Памир. Юра; 2 — дробление крупной будины гранатовых амфиболитов на отдельные блоки. Межбудинные и межблоковые разрывы выполнены новообразованным пегматитом (светлое). Кольский полуостров. Докембрий; 3 — сложное будинирование горизонта полосчатых амфиболитов среди плагиоклазитов (светлое). Участки межбудинных разрывов выполнены новообразованным кварцем (белое). Заметно слабое вращение будин. Кольский полуостров. Докембрий

Таблица XIII

Различные формы будинирования

1 — будинирование кварцевых жил, заключенных среди глинистых сланцев. Германия, карьер Меленбах. Палеозой; 2 — характер будинирования горизонта гранатовых амфиболитов среди пластовых гранитных интрузий, внедренных в амфиболитовый комплекс пород. Кольский полуостров. Докембрий; 3 — будинирование даек основного состава (темное) в толще гнейсов (светлое) Отмечается значительная амплитуда межбудинного разобщения. Гренландия. Архей

Таблица XIV

Различные формы будинирования

1а, 1б — характер будинирования параллельных даек основного состава (темное) в толще полосчатых гнейсов. В межбудинных сужениях и разрывах характерно появление минеральных новообразований. Гренландия. Архей; 2 — будинирование кварцевых жил в толще амфибол-гранатовых кристаллических сланцев. Кольский полуостров. Докембрий; 3а, 3б — характер сложного будинирования тонких горизонтов амфиболитов (темное), залегающих среди гнейсов (светлое). Гренландия. Архей

Таблица XV

Будинирование при сильном расплющивании пластичной толщи

1 — будинирование кварцевых жил в толще глинистых сланцев. Германия. Палеозой; 2 — будинирование крупной растекшейся гальки светлого известняка в сильно деформированном полимиктовом конгломерате. Памир. Палеоген; 3 — будинирование крупных расплющенных кристаллов пироксена в деформированных крупнокристаллических габбро. Кольский полуостров. Докембрий

Таблица XVI

Сложное будинирование в неоднородной по составу толще

1, 2 — будинирование различных по мощности и составу горизонтов амфиболитов, чередующихся с плагиоклазитами, обладающими повышенной пластической подвижностью. Величина разобщенности будин указывает на значительные горизонтальные перемещения деформируемой толщи. Кольский полуостров. Докембрий; 3 — сложное будинирование горизонта гранатовых амфиболитов среди пластичных плагиоклазитов (светлое). Внутри крупных будин происходит дробление на мелкие блоки более жестких разновидностей амфиболитов, обедненных плагиоклазом. Межбудинные разрывы широки; их суммарная величина указывает на значительную амплитуду растекания толщи. Приращение составляет 30—50%. Кольский полуостров. Докембрий

Таблица XVII

Пластическая деформация в известняках

1а—1е — различная степень деформированности мраморизованных оолитовых известняков. Одновременно с расплющиванием оолитов идет структурная перестройка породы. Кремнистые скелеты микрофауны остаются недеформированными (см. фото 1е, в нижней левой части снимка). Памир. Юра. Шлиф, николи +. Увел. 20х

Таблица XVIII

Текстура деформированных конгломератов и гравелитов

1 — начальная стадия деформации полимиктовых конгломератов. Наблюдается дробление хрупких галек эффузивных пород (темное). Пластичные гальки известняков (серое и светлое) практически не деформированы. Памир. Палеоген; 2 — конгломерат, растяжение 100%, сжатие 70%, деформация трехосная, форма галек чечевицеобразная. Казахстан. Девон; 3 — гравелит, растяжение 200%, сжатие 65%, деформация плоская. Новая Зеландия. Мезозой

Таблица XIX

Формы проявления деформации в полимиктовом конгломерате

1а — недеформированный конгломерат с карбонатной галькой (светлое). Памир. Палеоген; 1б — деформированные полимиктовые конгломераты. Хрупкие гальки эффузивов (серое) дробятся и растаскиваются; между обломками появляются минеральные новообразования (белое). Гальки известняка (светлосерое) пластически растекаются, расплющиваются; сеть трещинок в них приобретает субгоризонтальную ориентировку. Памир. Палеоген; 1в — большая степень деформации полимиктовых конгломератов. Удлинение галек $a_3:a_1 = 1:10—1:30$. Растекающиеся гальки претерпевают мелкоскладчатую деформацию. Памир. Палеоген

Таблица XX

Различная степень деформированности конгломерата. Памир. Палеоген

1а — недеформированные полимиктовые конгломераты. Деформация нулевая; 1б—1г — характер деформации галек различного состава в полимиктовом конгломерате, претерпевшем пластическую деформацию разной интенсивности. Светлое — гальки из известняка, темное — гальки из других осадочных и вулканогенных пород

Таблица XXI

Различная степень деформированности конгломерата. Памир. Палеоген (продолжение)

1а—1в — очень сильно деформированные полимиктовые конгломераты вблизи тектонического контакта крупных надвиговых пластин. Удлинение галек пластичных известняков достигает $a_3:a_1 = 1:50$ и более. Порода приобретает полосчатую и линзово-полосчатую текстуру. Сложная мелкая складчатость, мелкий будинаж, срывы и смещения по ним, а также жильные новообразования усложняют деформационный рисунок

Таблица XXII

Деформация кристаллических пород. Кольский полуостров. Докембрий

1 — деформация и минеральные преобразования кристаллов граната (темное) в зоне вязкого сдвига в амфибол-гранатовых кристаллических сланцах. Округлые (см. сверху и внизу) кристаллы граната уплощаются; вокруг них появляется амфиболовая «рубашка» (черное); 2 — зона повышенного пластического растекания крупнокристаллических габбро-анортозитов. Удлинение деформированных кристаллов в таких зонах достигает отношений $a_3:a_1 = 1:30$. Первоначально изометричные кристаллы пироксена при деформации приобретают расплющенную форму и замещаются амфиболом (темное). Порода приобретает полосчатую текстуру; 3, 4 — кристаллический сланец с образовавшимися при метаморфизме бластами плагиоклаза. Вне зоны течения бласты имеют изометричную форму, в узкой зоне течения — деформируются в ленты

Таблица XXIII

Деформация кристаллических пород

1а — мозаичная структура амфиболита в центральной недеформированной части дайки, внедренной в толщу полосчатых гнейсов. Гренландия. Архей; 1б — тонкая линзово-полосчатая текстура амфиболита характеризует пластическое растекание дайки

нокристаллической структуры породы (в левой части снимка) в линзово-полосчатую (правая часть снимка) 3а,б — интенсивное расплющивание кристаллов плагиоклаза (светлое) и пироксена (темное) в крупнокристаллическом габбро, подвергшемся деформации: 3а — сильно деформированное габбро, текстура линзово-полосчатая; 3б — очень сильно деформированное габбро, текстура псевдополосчатая

вблизи ее контакта с гнейсами. Гренландия. Архей; 2а, 2б — различная степень расплющивания габбро-анортозитов. Слева (фото 2а) — изометричность кристаллов указывает на незначительную степень деформации габбро. Справа (фото 2б) — высокая степень деформации габбро; кристаллы пироксена расплющиваются и замещаются амфиболом; основной плагиоклаз альбитизируется. Порода приобретает линзово-полосчатую текстуру. Кольский полуостров. Докембрий; 3а — структура недеформированного гигантокристаллического габбро (черное — кристаллы моноклинового пироксена, светлое — основной плагиоклаз). Кольский полуостров. Докембрий; 3б — то же гигантокристаллическое габбро, заметно деформированное, сильно расплющенное. В ядрах расплющенных кристаллов сохранились реликты пироксена (темное), вокруг которых образовалась «рубашка» амфиболо (черное). Плагиоклаз в процессе деформации альбитизируется. Удлинение линз, образовавшихся по кристаллам пироксена, достигает отношения $a_3:a_1 =$ от 1:5 до 1:10. Кольский полуостров. Докембрий

Таблица XXIV

Различная степень деформированности кристаллических пород. Кольский полуостров. Докембрий

1а—1в — различная степень деформации гигантокристаллического габбро (катаранскита): 1а — структура недеформированного габбро (темное — кристаллы моноклинового пироксена, светлое — основной плагиоклаз); 1б — заметно деформированное габбро. Порода приобретает линзово-петельчатую текстуру. Удлинение кристаллов достигает отношения $a_3:a_1 = 1:10$; 1в — очень сильно деформированное и растекшееся габбро. В результате деформации порода приобретает линейно-петельчатую сложно-вытянутую вторичную текстуру. Удлинение кристаллов достигает 1:30 и более. Пироксен замещается амфиболом

Таблица XXV

Текстуры деформированных кристаллических пород. Кольский полуостров. Докембрий

1 — отчетливо видно растекание кристаллов пироксена (темное) в деформированных крупнокристаллических габбро 2, 3 — деформация крупнокристаллического габбро приводит к образованию полосчатых метагаббро; расплющенные кристаллы пироксена (темное) переходят в амфибол; в центральных частях раздавленных темноцветных кристаллов видны реликты пироксена, вокруг которых развивается «рубашка» амфиболо. Первоначальная массивная структура породы в результате деформации преобразуется в очковую или линзово-очковую

Таблица XXVI

Текстуры деформированных кристаллических пород. Кольский полуостров. Докембрий

1а,б — различная степень расплющивания кристаллов в деформированном крупнокристаллическом габбро (темное — пироксен, светлое — плагиоклаз) 2 — участок деформированного массива габбро-анортозитов, в котором наблюдается нарастание степени расплющивания крупных кристаллов пироксена (темное) и преобразование круп-

Таблица XXVII

Складки пластического течения в разных по составу породах

1 — лежачая складка в мореносодержащем льду в зоне надвига крупных ледовых пластин. Гренландия, ледник Фредериксхобс Исблинк; 2 — складчатые деформации в ледниковых отложениях на о-ве Мён. Дания. Четвертичная морена; 3 — складка пластического течения в толще чередования плагиоклазитов и амфиболитов. Кольский полуостров. Докембрий

Таблица XXVIII

Складки пластического течения в разных по составу породах (продолжение)

1 — мелкие лежачие складки в тилле на о-ве Мён. Дания. Четвертичная морена; 2 — крупная лежачая складка в толще известняков. Памир. Мел; 3 — серия лежачих складок в толще гнейсов. Гренландия. Архей

Таблица XXIX

Складки пластического течения

1 — складки пластического волочения в карбонатно-кремнистой толще тонкого переслаивания. Карелия. Протерозой; 2 — сильно сжатая S-образная складка в кварцевом горизонте среди кварц-биотитовых кристаллических сланцев указывает на левосторонний вязкий сдвиг вдоль кристаллизационной сланцеватости. Характерны раздувы в ядрах и утонения на крыльях складки при смятии горизонта кварцитов. Карелия. Протерозой; 3 — складки пластического течения в гнейсах. Карелия. Архей

Таблица XXX

Складки в тонких прослоях и жилах внутри сильно деформированной толщи

1 — характер складчатой деформации тонкого прослоя сливных кварцитов среди кварц-биотит-актинолитовых пластичных сланцев и тонкополосчатых слюдистых кварцитов. S-образные изгибы указывают на левостороннее смещение при пластическом растекании сланцев вдоль кристаллизационной сланцеватости. Карелия. Докембрий; 2, 3 — различные степени смятия тонких послонных кварцевых жил среди горизонтов метаморфических сланцев. Карелия. Протерозой

Таблица XXXI

Складки пластического течения в разных толщах

1—4 — складки пластического течения разных амплитуд в амфиболитовой толще, пронизанной пластовыми инъекциями гранитного состава. Кольский полуостров. Докембрий; 5 — сжатая микроплойчатость (кливаж смятия) тонкого слоя известняка в деформированной карбонатной толще. Памир. Палеозой. Шлиф, без анализатора. Увел. 70х

Таблица XXXII

Сравнение мелкой складчатости в мореносодержащем льду глетчера и в гнейсах

1а, 2а, 3а — различная степень развития складчатых деформаций в мореносодержащем льду. Гренландия, ледник Фредериксхобс Исблинк; 1б, 2б, 3б — различная степень развития мелких складок в гнейсовых комплексах. Гренландия. Докембрий

Таблица XXXIII

Сравнение мелкой складчатости в карбонатно-кремнистых и амфиболито-гнейсовых толщах

1а — мелкоамплитудные складки в толще тонкого переслаивания известняков и кремнисто-карбонатных пород. Карелия. Протерозой; 1б — мелкие складки и срывы в гнейсах и плаггиогнейсах с горизонтами амфиболитов в гнейсовом комплексе Алангуа. Гренландия. Архей; 2а, 3а — мелкая изоклиальная складчатость в пластичной карбонатно-кремнистой толще тонкого переслаивания. Карелия. Протерозой; 2б, 3б — характер мелкоскладчатых деформаций в гнейсовых комплексах. Гренландия. Докембрий

Таблица XXXIV

Складки-затеки, образующиеся при деформации неоднородных толщ. Затекание более пластичных горных пород в трещины, образовавшиеся в более хрупких породах

1 — затеки известняка между будинами кремнистых прослоев. Памир. Палеозой; 2 — затек гнейсов в разрыв, образовавшийся в кристаллических сланцах. Кольский полуостров. Докембрий; 3 — внедрение сильно мобилизованного гранито-гнейсового вещества в амфиболиты. Кольский полуостров. Докембрий

Таблица XXXV

Расплющивание толщ, не совпадающее со слоистостью или полосчатостью

1 — ориентировка удлинения галек в толще деформированных конгломератов резко не совпадает с направлением границ разностей пород, но согласуется с направлением рассланцевания. Памир. Палеоген; 2 — направление расплющивания кристаллов пироксена в габбро не согласуется с границами чередующихся разностей. Кольский полуостров. Докембрий; 3 — плаггиоклазовые дворники давления возле крупных кристаллов граната в горизонте гранатовых амфиболитов развиваются под углом к границам разностей амфиболитов, указывая на направление максимального растяжения толщ. Кольский полуостров. Докембрий

Таблица XXXVI

Обтекание жестких включений

1 — пластическое обтекание плаггиоклазитами и пироксен-амфибол-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами (светлое) более жестких, заметно будинированных горизонтов пироксен-гранатовых кристаллических пород (темное). Кольский полуостров. Докембрий; 2 — интенсивное пластическое течение грубополосчатых кристаллических сланцев. Горизонты амфиболитов (темное) брекчируются, будинируются и растаскиваются. Плаггиоклазиты (серое), пластически растекаясь, образуют складки волочения, межбудиные затеки, заливы и внедрения. Кольский полуостров. Докембрий; 3 —

минеральное преобразование, выражающееся в интенсивной амфиболитизации (темное) пироксен—гранат—плагноклазовых кристаллических сланцев, вызывает их повышенную пластичность и появление зон интенсивного пластического течения с дифференциацией лейко- и меланократовых составляющих в этой зоне (полосатое). Первичный субстрат — жесткое ядро. Окаймляющие его амфиболитизированные зоны имеют текстурные признаки пластического растекания. Кольский полуостров. Докембрий

Таблица XXXVII

Текстуры прогрессирующего тектонического течения

1, 2 — различный характер текстур пластического течения в полосчатых разностях амфиболитового комплекса пород. Кольский полуостров. Протерозой; 3 — текстура интенсивного пластического течения в гнейсах с линзами растащенных частей амфиболитовых даек. Гренландия. Архей

Таблица XXXVIII

Деформация жил, поперечных к растяжению

1 — нарастающая деформация жил, поперечных к растяжению. Синтектонические кальцитовые жилы в карбонатных сланцах, возникшие в результате растяжения при расплющивании толщи. Смятие жил и характерные изгибы сланцеватости около них свидетельствуют о продолжавшемся расплющивании толщи после их образования. Памир. Юра; 2 — кварцевая птигматитовая жила в пироксен—амфибол—гранатовых кристаллических сланцах. Кольский полуостров. Докембрий; 3 — птигматитовые жилы, выполненные жильным кварцем на участках интенсивного растекания тонкополосчатых кварцитов. Асимметрия деформационного рисунка свидетельствует о сдвиге во время расплющивания кварцевой толщи. Карелия. Протерозой; 4 — деформация амфиболитовой дайки, поперечной к сланцеватости гнейсового комплекса. Гренландия. Архей

Таблица XXXIX

Деформация жил, поперечных к растяжению (продолжение)

1 — птигматитовая кальцитовая жилка в слабо рассланцованных известняках. Памир. Палеозой; 2 — птигматитовые пегматитовые жилки в горизонте кварц—биотитовых сланцев, обтекающих края гранитного тела. Карелия. Протерозой; 3 — растаскивание птигматитовой кварцевой жилки, пересекающей маломощный горизонт биотит—кварцевых сланцев, заключенный среди мощных горизонтов кварцитов. Расстояние смещения концов жилы и S-образный изгиб ее может характеризовать величину горизонтального перемещения и левосторонний сдвиг вдоль сланцевого горизонта. Карелия. Протерозой

Таблица XL

Деформация жил, поперечных к растяжению (продолжение)

1, 2 — сильно деформированная сеть секущих плагноклазовых жил в толще пироксен—амфиболовых кристаллических сланцев. Кольский полуостров. Докембрий; 3 — обрывки замков складок поперечных жил в кристаллических сланцах, испытавших сильное расплющивание. Кольский полуостров. Докембрий

Таблица XLI

Структуры типа «рыбий хвост»

1—4 — возникновение структур типа «рыбий хвост» в результате интенсивного поперечного сжатия толщ, содержащих поперечные жилы и дайки, которые препятствуют однородному раздавливанию толщ: 1 — кварцевые птигматитовые жилы в толще рассланцованных карбонатизированных алевролитов. Памир. Юра; 2 — расплюснутая пегматитовая жила среди кварц-биотитовых гнейсов. Гренландия. Протерозой; 3, 4 — деформированные амфиболитовые дайки (темное) среди кристаллических сланцев (3) и гнейсов (4). Гренландия. Докембрий

Таблица XLII

Поворот и вращение обломков пластов и даек в процессе пластической деформации толщ. Гренландия. Архей

1 — поворот крупных обломков-будин растащенных горизонтов амфиболитов и гнейсов с прослоями амфиболитов в интенсивно растекающейся массе плагногнейсов; 2 — будинаж даек основного состава в гнейсах. Отмечается значительная амплитуда разобщения блоков-будин и поворот их в процессе пластического растекания гнейсов, окружающих эти блоки; 3 — поворот блока-будины растащенной амфиболитовой дайки в гнейсах; 4 — вращение обломка дайки основного состава в полосчатых гнейсах

Таблица XLIII

Вращение будин

1 — вращение против часовой стрелки фиксируется по повороту будины амфиболитов (темное) среди тонкополосчатых кристаллических сланцев (серое). Кольский полуостров. Докембрий; 2 — поворот будины растащенного горизонта амфиболитов и структура течения гнейсов в гнейсовом комплексе Алангуа. Гренландия. Архей; 3 — «внутриформационный» локальный поворот горизонта гранатовых амфиболитов на участке интенсивного пластического растекания толщи амфиболитов, пропитанных жильными инъекциями гранитоидного состава. Кольский полуостров. Докембрий

Таблица XLIV

Вращение будин и обрывков слоев

1 — вращение против часовой стрелки будины гранатовых амфиболитов (серое) устанавливается по S-образному изгибу полосчатости внутри повернутой будины. Кольский полуостров. Докембрий; 2 — поворот крупной будины гранатового амфиболита среди пластически растекшихся плагноклазитов. Кольский полуостров. Докембрий; 3 — Структуры течения в гнейсах и вращение кварц-плагноклазовых линз, насыщающих гнейсы. Гренландия. Архей; 4 — локальное вращение обломка разорванного амфиболитового горизонта среди тонкополосчатых гнейсов. Гренландия. Докембрий; 5 — поворот обломка растащенного горизонта амфиболита (темное) в толще гнейсов. Полосчатость в амфиболитах не согласуется с направлением полосчатости в гнейсах. Кольский полуостров. Докембрий

Таблица XLV

Вращение будин

1 — вращение, фиксирующееся по повороту будины и сопровождающееся завих-

рениями полосчатости гнейсов в тенях давления. Кольский полуостров. Докембрий; 2 — округлая форма будины в гнейсах — результат ее интенсивного вращения. Кольский полуостров. Протерозой; 3 — округлая форма обломка амфиболитовой дайки (темно-серое в центре снимка) возникла в результате его интенсивного вращения среди пластичных гнейсов (светлосерое). Гренландия. Архей

Таблица XLVI

Вращение фрагментов слоев

1, 2 — поворот серии обломков разорванного микрослоя в микрослоистом известняке. Памир. Палеозой. Шлиф, без анализатора. Увел. 30х и 80х; 3 — поворот обломка глинистого микрослоистого известняка в деформированной тонкослоистой карбонатно-глинистой толще. Памир. Палеозой Шлиф, без анализатора. Увел. 15х; 4 — деформация с вращением по часовой стрелке в тонкослоистом карбонатном сланце. Памир. Палеозой

Таблица XLVII

Вращение зерен граната

1, 2 — дворики растяжения около зерен граната в гранатовом амфиболите, испытавшем значительную деформацию. Белое — дворики растяжения, состоящие из плагиоклазового и кварц-плагиоклазового агрегата, серое — зерна граната, черное — амфиболит. Фиксируется вращение против часовой стрелки, превышающее 90°. Кольский полуостров. Докембрий; 3 — очень большое вращение в гранат-биотитовом сланце. Зерна граната закатаны в слюдяном матриксе. Полевошпатовые дворики растяжения оторваны от зерен граната и деформируются отдельно от них. Кольский полуостров. Докембрий

Таблица XLVIII

Вращение зерен граната (продолжение)

1а — дворики растяжения возле зерен граната в гранатовом амфиболите. Фиксируется вращение против часовой стрелки. Кольский полуостров. Докембрий; 1б—1д — деформация с вращением зерен граната в гранатовом амфиболите (детали структуры). Кольский полуостров. Докембрий

Таблица XLIX

Вращение минеральных зерен

1, 2 — вращение мелких обломков в blastsilonитах. Гренландия. Архей; 3 — очень большое вращение в ультрамилоните. Поликристаллический плагиоклазовый агрегат закатан в мелкозернистом матриксе. Кольский полуостров. Докембрий. Шлиф, без анализатора. Увел. 100х

Таблица L

Новообразованное минеральное вещество в разрывах даек

1а—1в — разрывы в долеритовых дайках, растягивающихся в результате деформации вмещающих их гнейсов, заполнены гнездами кварца. Гренландия. Архей

Таблица LI

Новообразованное минеральное вещество в разрывах даек (продолжение)

1 — разрыв дайки на блоки по трещине отрыва. Межблоковое пространство

выполнено новообразованным кварцем. Гренландия. Архей; 2 — утоненные межбуждинные шейки с внутренним разрывом, выполненным кварцем. Кольский полуостров. Докембрий; 3 — будинирование кварцитовых горизонтов среди кварц-биотитовых и биотит-кварц-актинолитовых метаморфических сланцев. Межбуждинные разрывы выполнены кварцем. Карелия. Протерозой. 4 — сквозной разрыв жесткого горизонта гранатита среди более пластичных кристаллических сланцев выполнен кварцем (в ядре) и амфиболом (по периферии). Кольский полуостров. Докембрий; 5 — разрыв и раздвижение амфиболитового тела в толще гнейсов, испытавших значительную деформацию. В трещине образовался пегматит. Вращение отсутствует. Кольский полуостров. Докембрий; 6 — будинирование мощных послонных кварцевых жил в толще кварц-биотитовых сланцев и тонко-полосчатых биотитовых кварцитов. Карелия. Протерозой

Таблица LII

Новообразованное минеральное вещество в тенях давления и трещинах

1 — новообразования синтетектонического полевого шпата (белое), возникшие при будинировании и брекчировании горизонта гранатовых амфиболитов, заключенного среди интенсивно растекавшихся кристаллических сланцев. Кольский полуостров. Докембрий; 2 — новообразования в виде сети кальцитовых трещинных жил между растащенными обломками раздробленных хрупких галек эффузивов и песчаников (темное) в толще деформированных полимиктовых конгломератов. Памир. Палеоген; 3 — синтетектонические плагноклазовые дворики растяжения (белое) возле кристаллов граната развиваются в процессе пластического растекания горизонта гранатового амфиболита. Кольский полуостров. Докембрий

Таблица LIII

Новообразованное минеральное вещество в тенях давления и трещинах (продолжение)

1 — новообразованный синтетектонический кальцит (белое), возникший в тенях давления и в трещинах между обломками раздробленной гальки в результате деформации толщи конгломератобрекчий. Памир. Палеоген; 2 — Растаскивание обломков зерна кварца в сильно деформированном карбонатном песчанике; растаскивание сопровождается кристаллизацией синтетектонического волокнистого кальцита между обломками, в результате чего объем зерна вместе с новообразованиями увеличился на 150%. Памир. Палеоген. Шлиф, николи +. Увел. 50x; 3 — дробление и растаскивание обломков зерна углисто-кремнистого сланца в карбонатном песчанике, испытавшем значительную деформацию. Между раздвинутыми обломками и у конца зерна выросли новообразования волокнистого кальцита с волокнами, вытянутыми в направлении растяжения. Вращение отсутствует. Памир. Палеоген. Шлиф, без анализатора. Увел. 30x

Таблица LIV

Новообразованное минеральное вещество в тенях давления

1 — синтетектонический кальцит (белое), возникающий в тенях давления возле галек в толще деформированных конгломератов. Памир. Палеоген; 2 — аномально большое «разбухание» породы в ядре микроскладки за счет ориентированной кристаллизации синтетектонического волокнистого кальцита вдоль оси складки. Памир. Палеоген. Шлиф, без анализатора. Увел. 30x; 3 — тени давления возле зерна песчаника, выпол-

ненные волокнистым кальцитом, возникли в результате деформации толщи мелкогалечных конгломератов. Памир. Палеоген. Шлиф, без анализатора. Увел. 25х; 4 — новообразование волокнистого кальцита между растащенными обломками гальки эффузивной породы в полимиктовом гравелите. Растяжение осуществляется в двух направлениях. Памир. Палеоген. Шлиф, без анализатора. Увел. 45х; 5 — тени давления возле кварцевого зерна в деформированных глинисто-карбонатных песчаниках выполнены синтетоническим волокнистым кальцитом. Памир. Палеоген. Шлиф, без анализатора. Увел. 60х; 6 — синтетонические плагиоклазовые дворики растяжения (белое) около кристаллов граната развиваются в процессе пластического растекания горизонта гранатового амфиболита. Кольский полуостров. Докембрий

Таблица LV

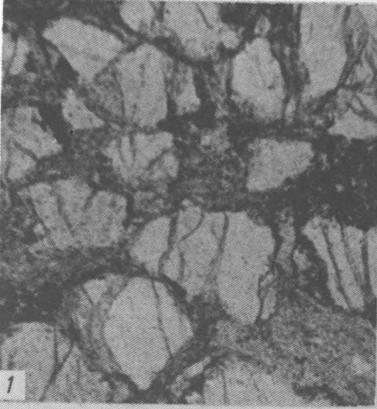
Новообразованное минеральное вещество в тенях давления (продолжение)

1 — дворики растяжения в тенях давления около обломка черного известняка в карбонатном гравелите. Памир. Палеоген. Шлиф, без анализатора. Увел. 25х; 2 — дворики растяжения в тенях давления возле кристалла доломита в карбонатном песчанике. Памир. Палеоген. Шлиф, николи +. Увел. 25х; 3 — нарастание двориков растяжения из волокнистого кальцита в тенях давления около кварцевого зерна в карбонатном песчанике. Памир. Палеоген. Шлиф, николи +. Увел. 60х; 4—7 — микроструктуры сильно деформированных известковистых полимиктовых песчаников. Синтетонический волокнистый кальцит, развивающийся в тенях давления возле жестких зерен, занимает значительную часть объема породы и составляет в некоторых случаях до 70—80%. Эта величина дает представление о растяжении толщи песчаников при деформации. Ориентировка волокон кальцита, как правило, одного направления. Иногда волокна изгибаются (6—7), что указывает на поворот отдельных зерен в процессе деформации породы. Памир. Палеоген. Шлифы, без анализатора. Поле зрения от 1 до 2 мм

Таблица LVI

Новообразованное минеральное вещество, выделяющееся при деформации

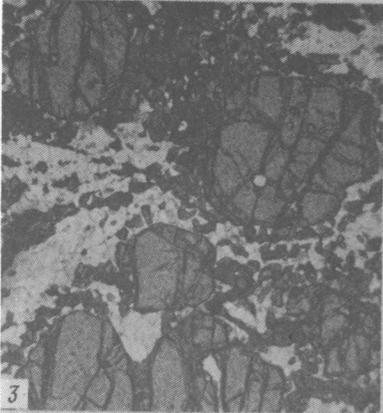
1—6 — микроструктуры сильно деформированных известковистых полимиктовых песчаников. Наблюдается значительное раздвигание зерен и их обломков при деформации породы с синтетонической кристаллизацией волокнистого кальцита. Объем породы увеличивается за счет новообразованного минерального вещества. Памир. Палеоген. Шлифы, без анализатора. Увел. 30—70х



0,5 мм



1 мм



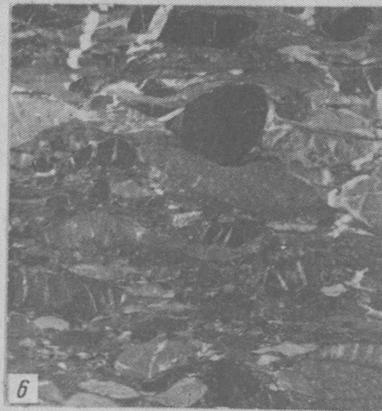
1 мм



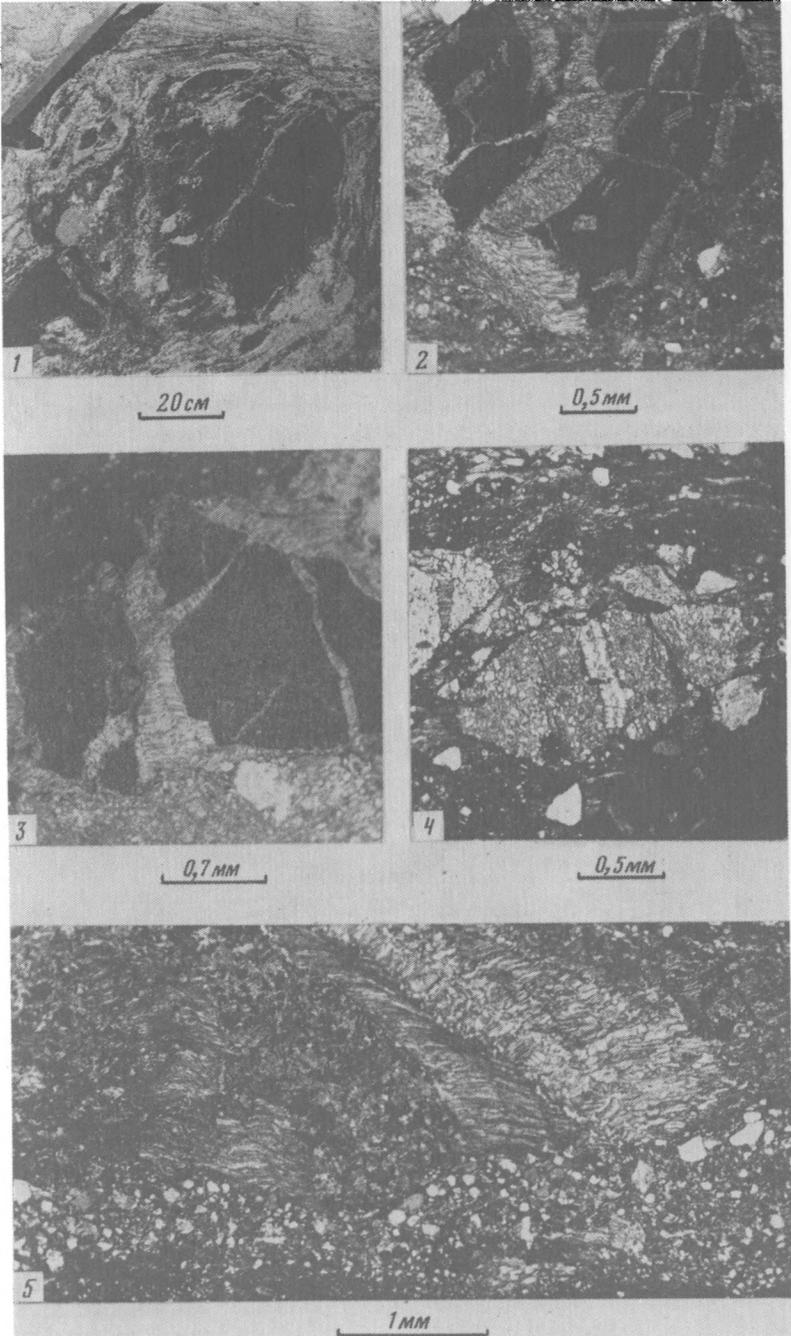
1 мм

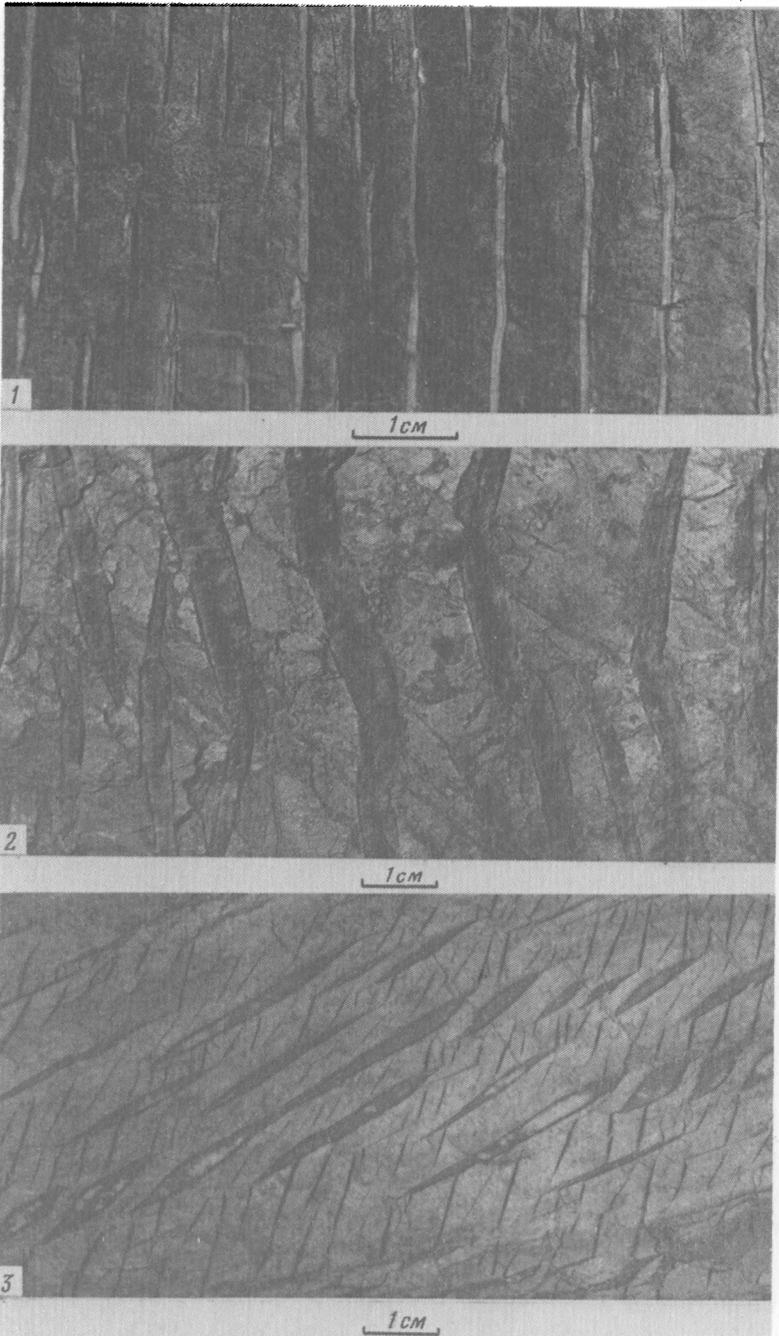


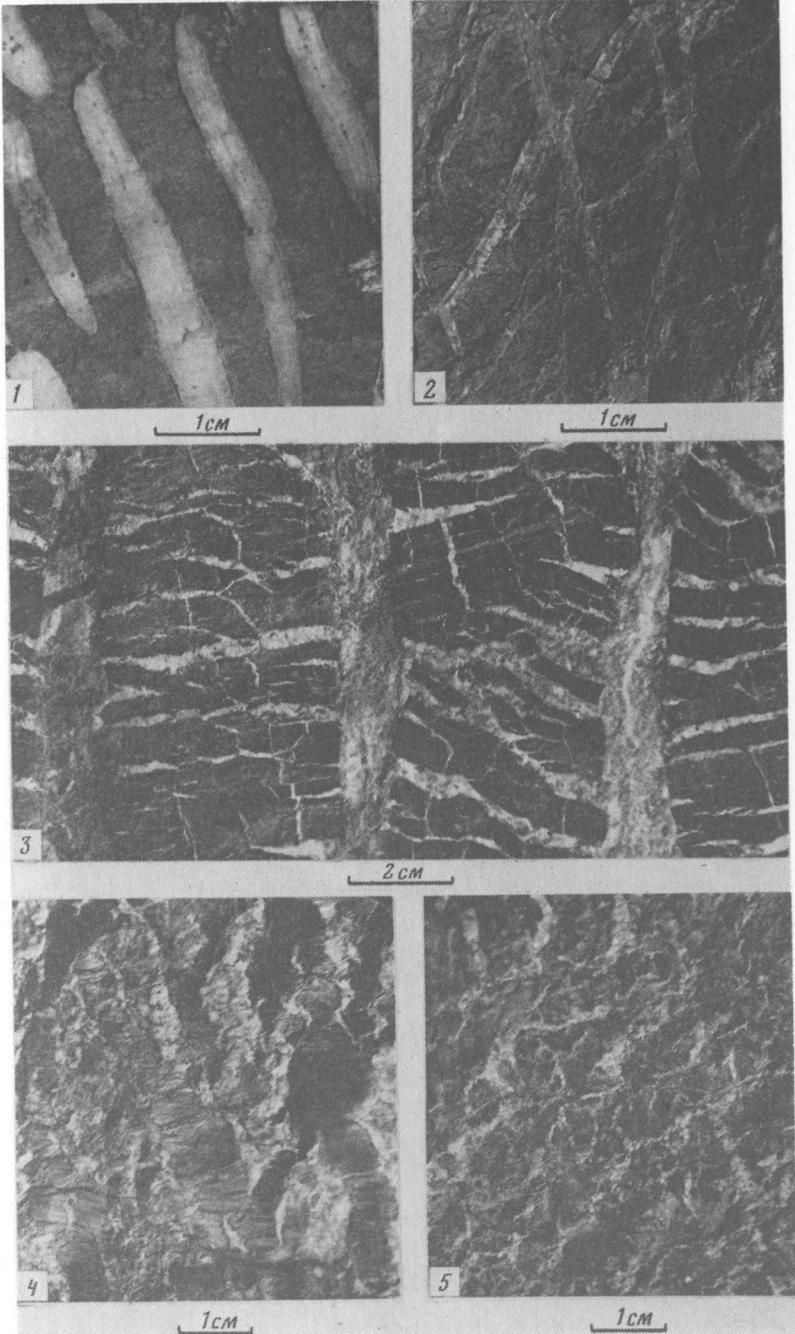
3 см

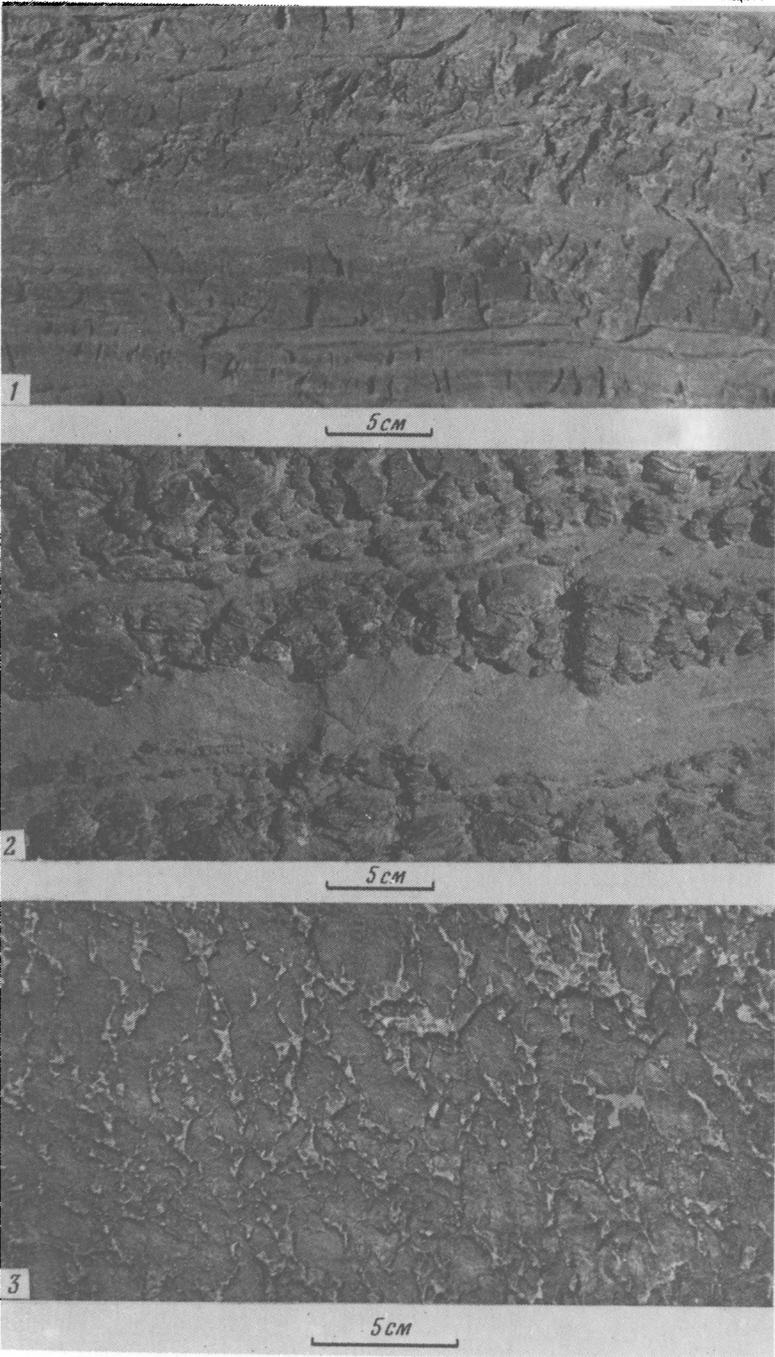


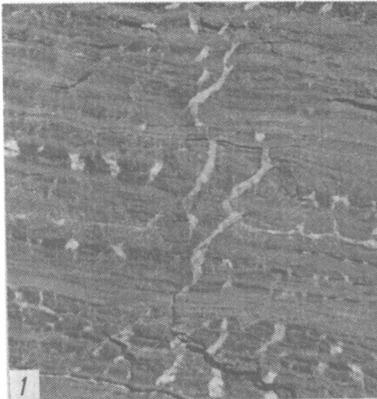
1 см



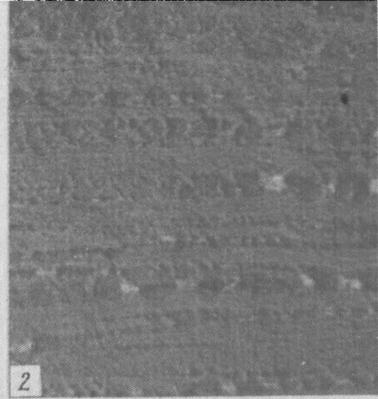




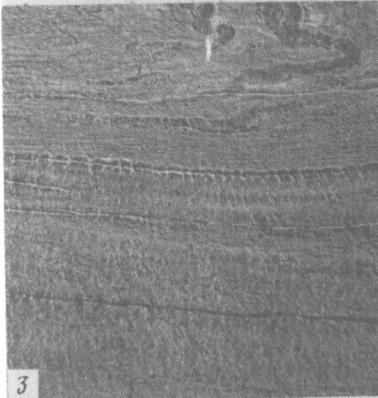




5 см



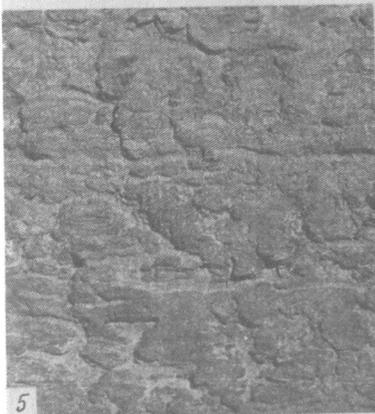
10 см



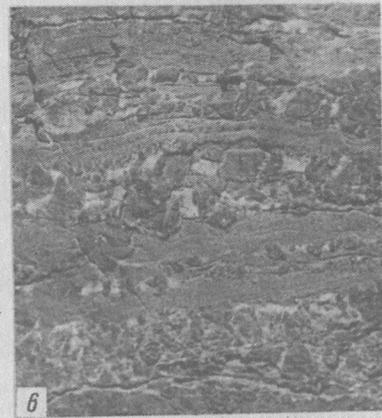
20 см



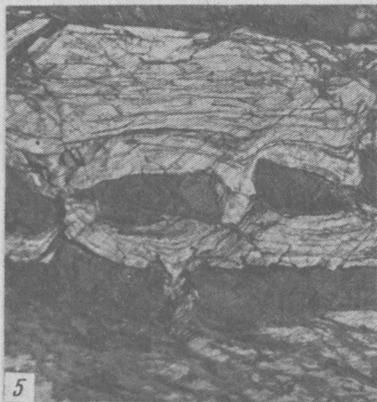
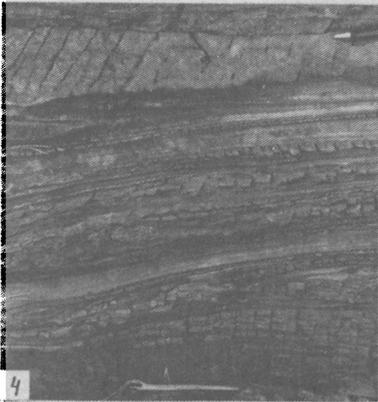
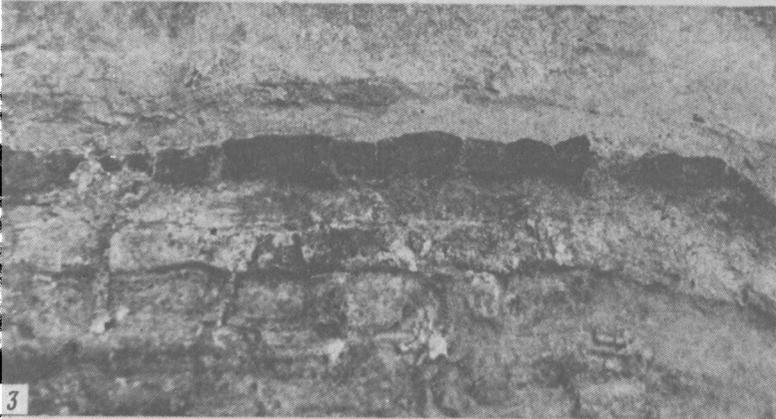
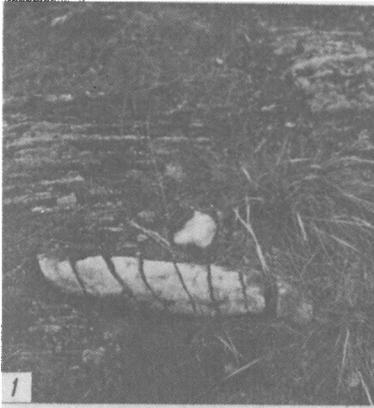
5 см

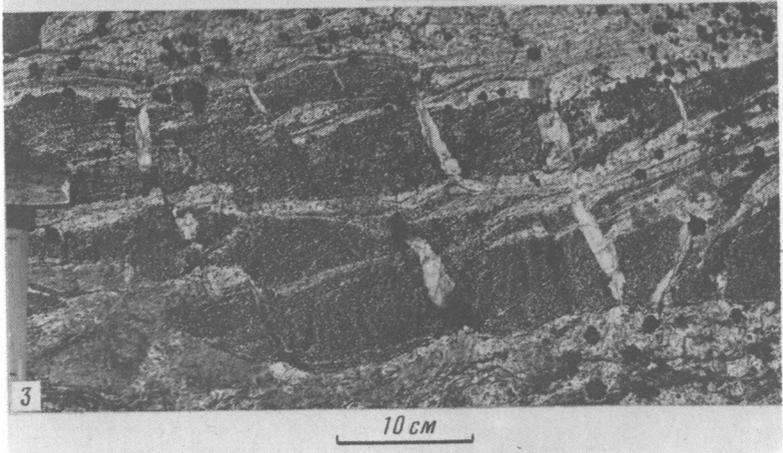


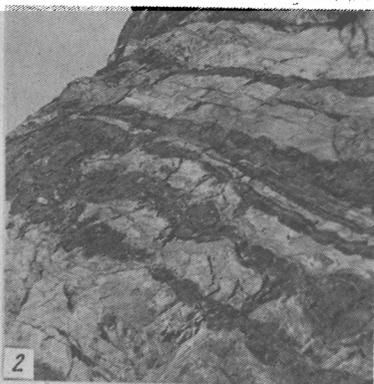
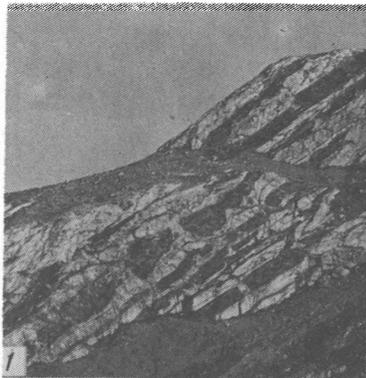
5 см



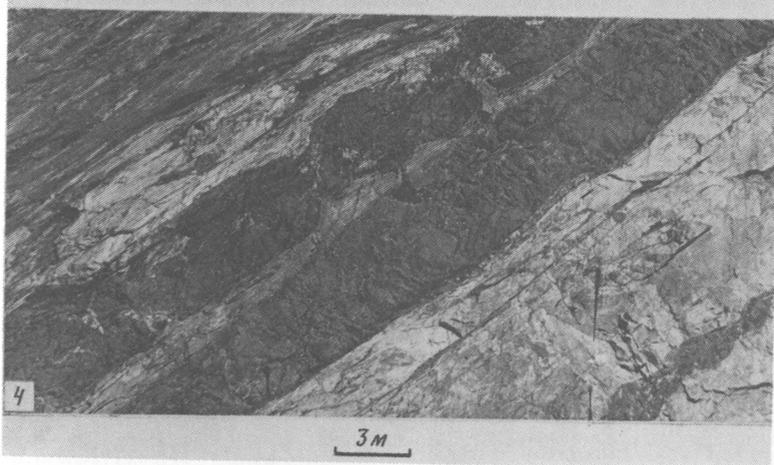
10 см



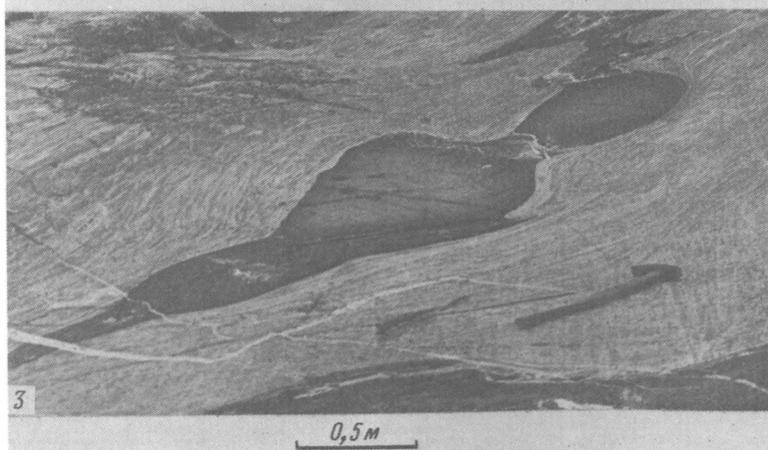
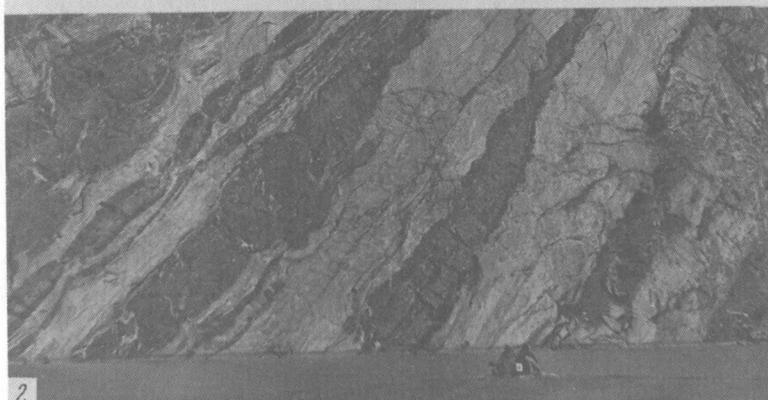


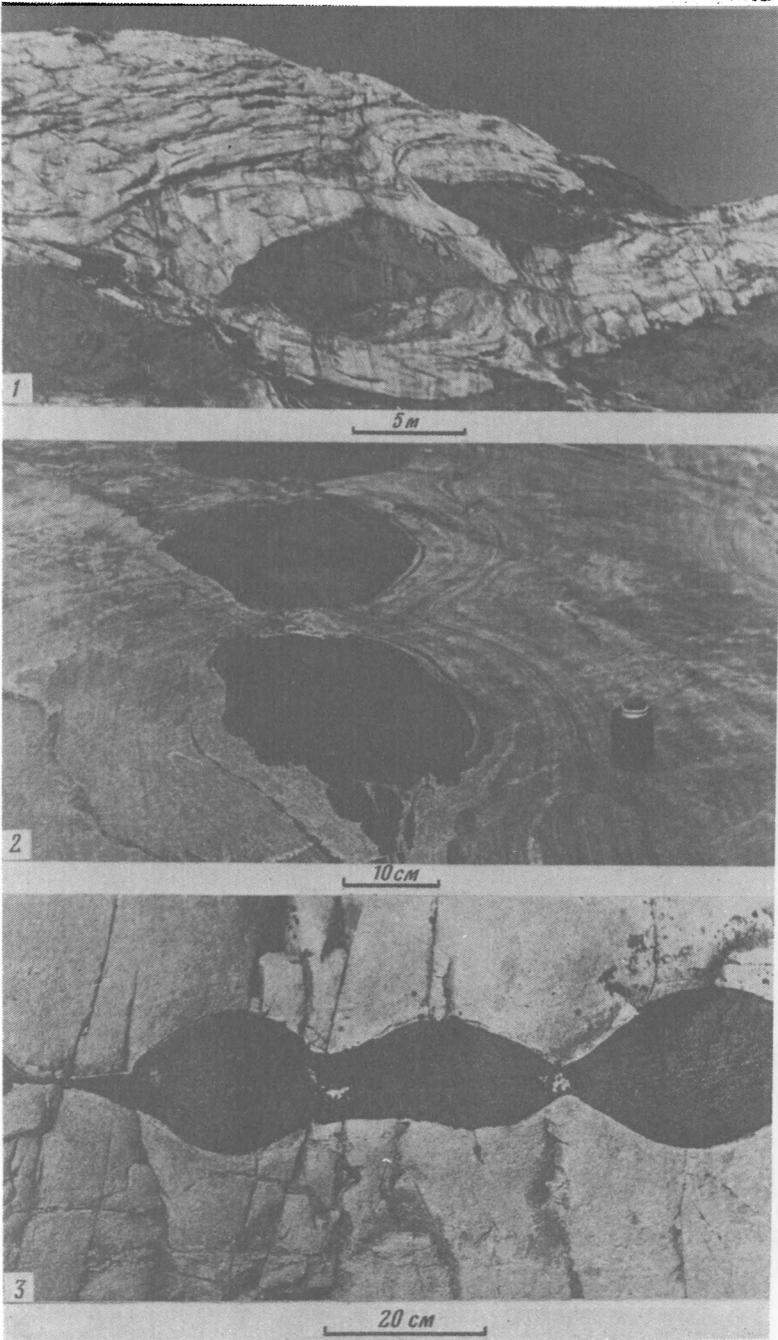


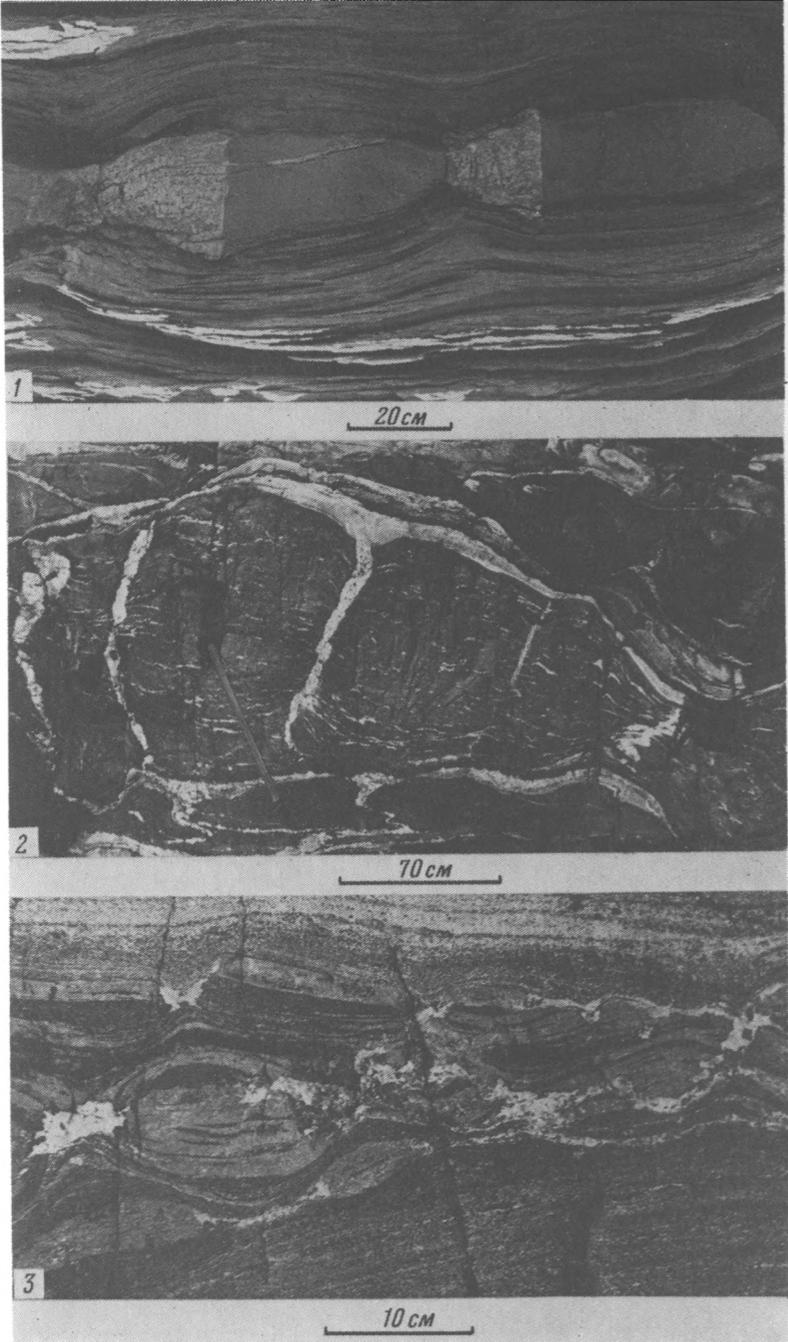
5 M

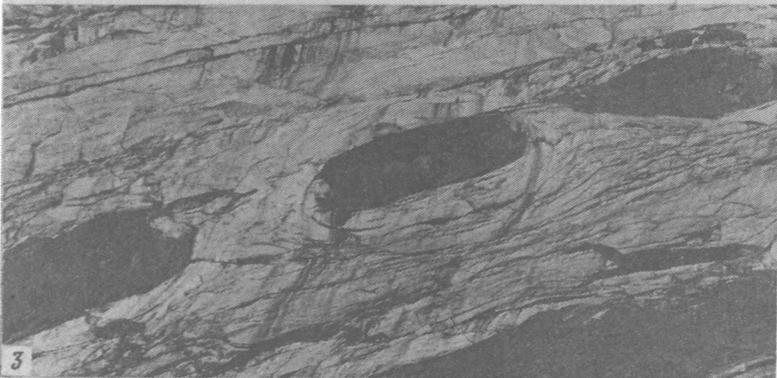
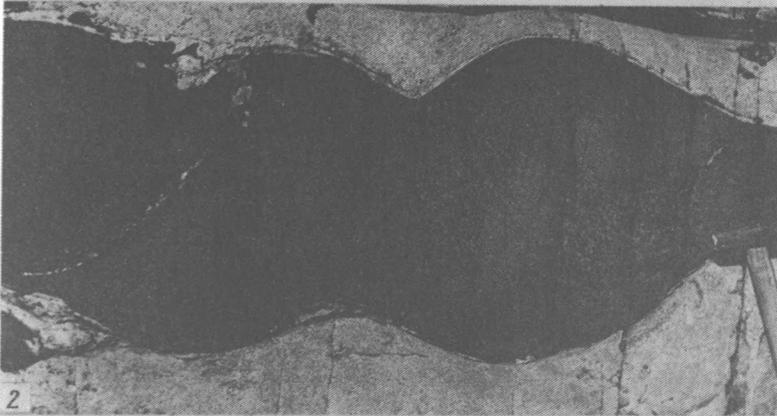
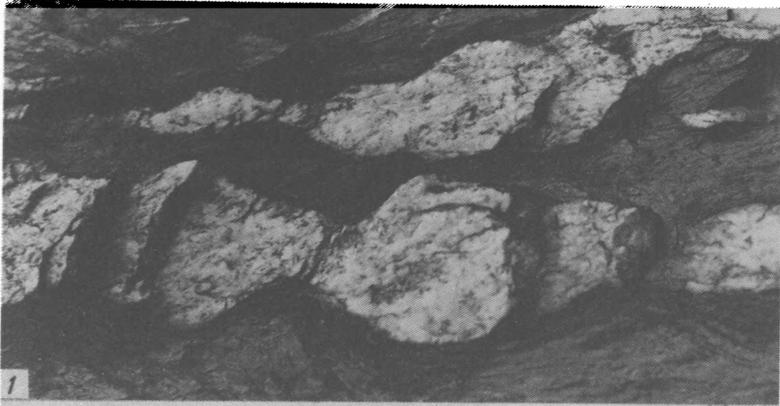


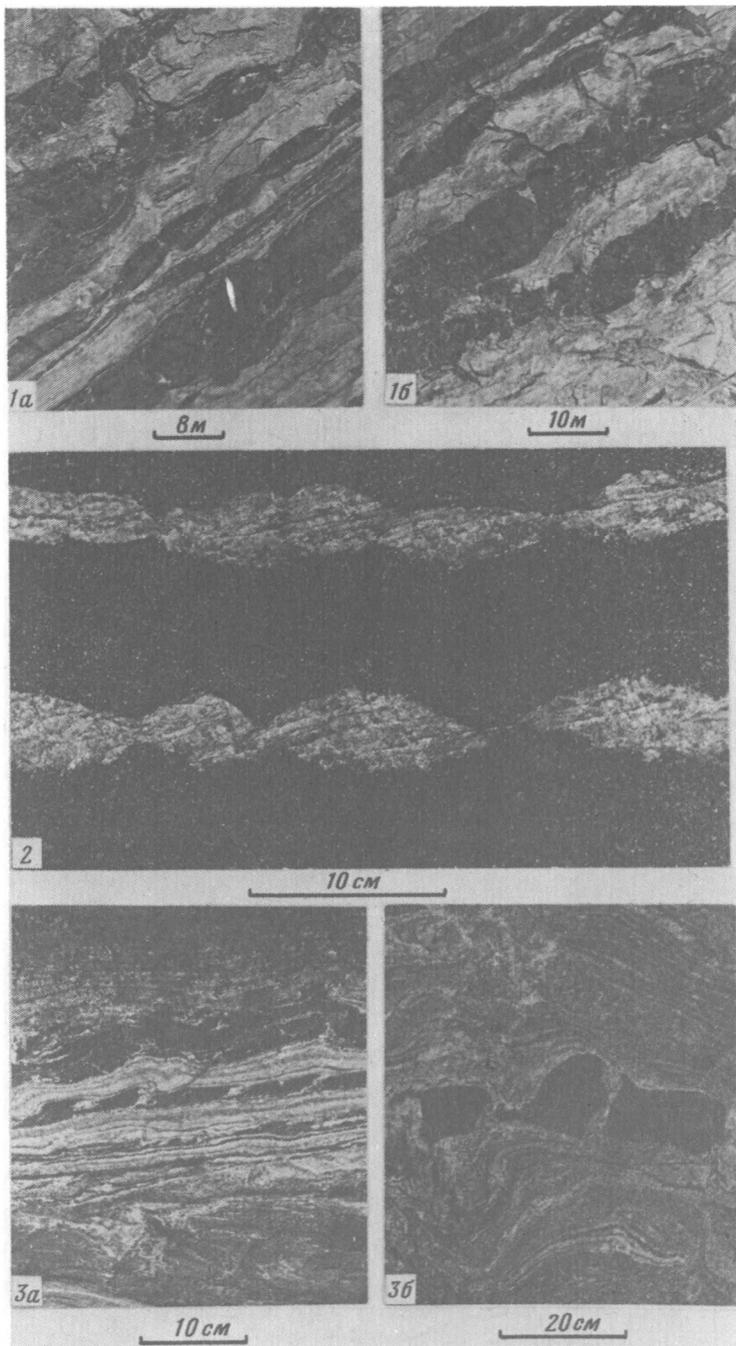
3 M

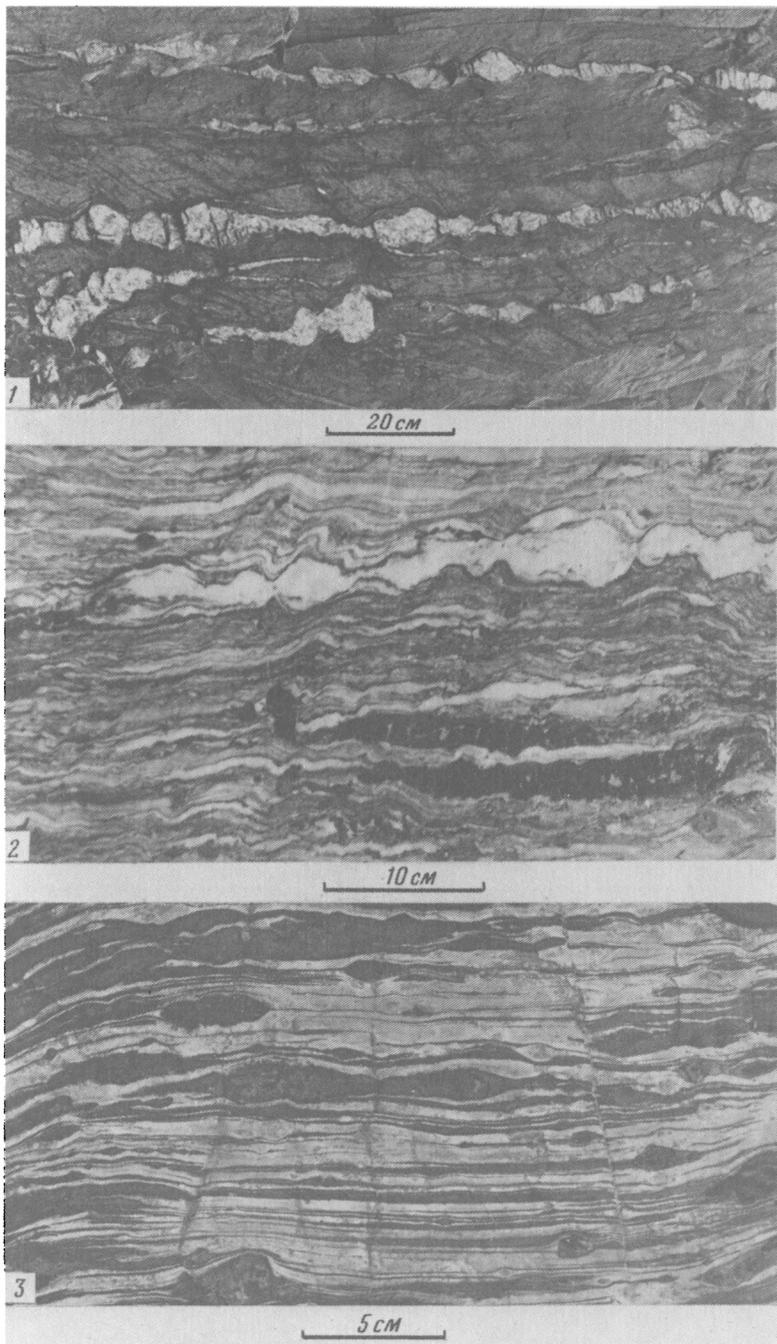


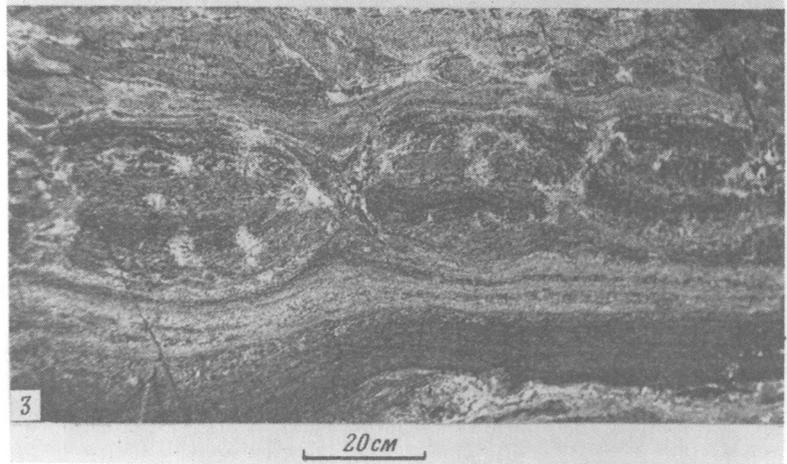
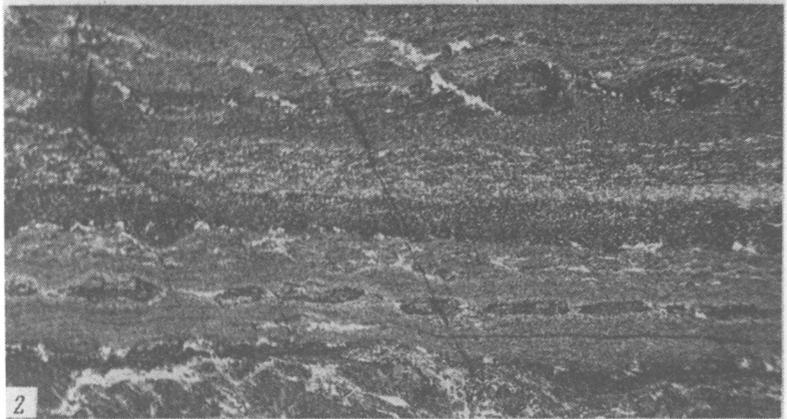
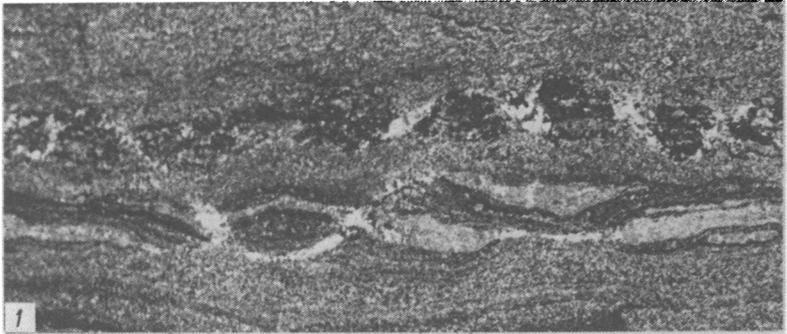


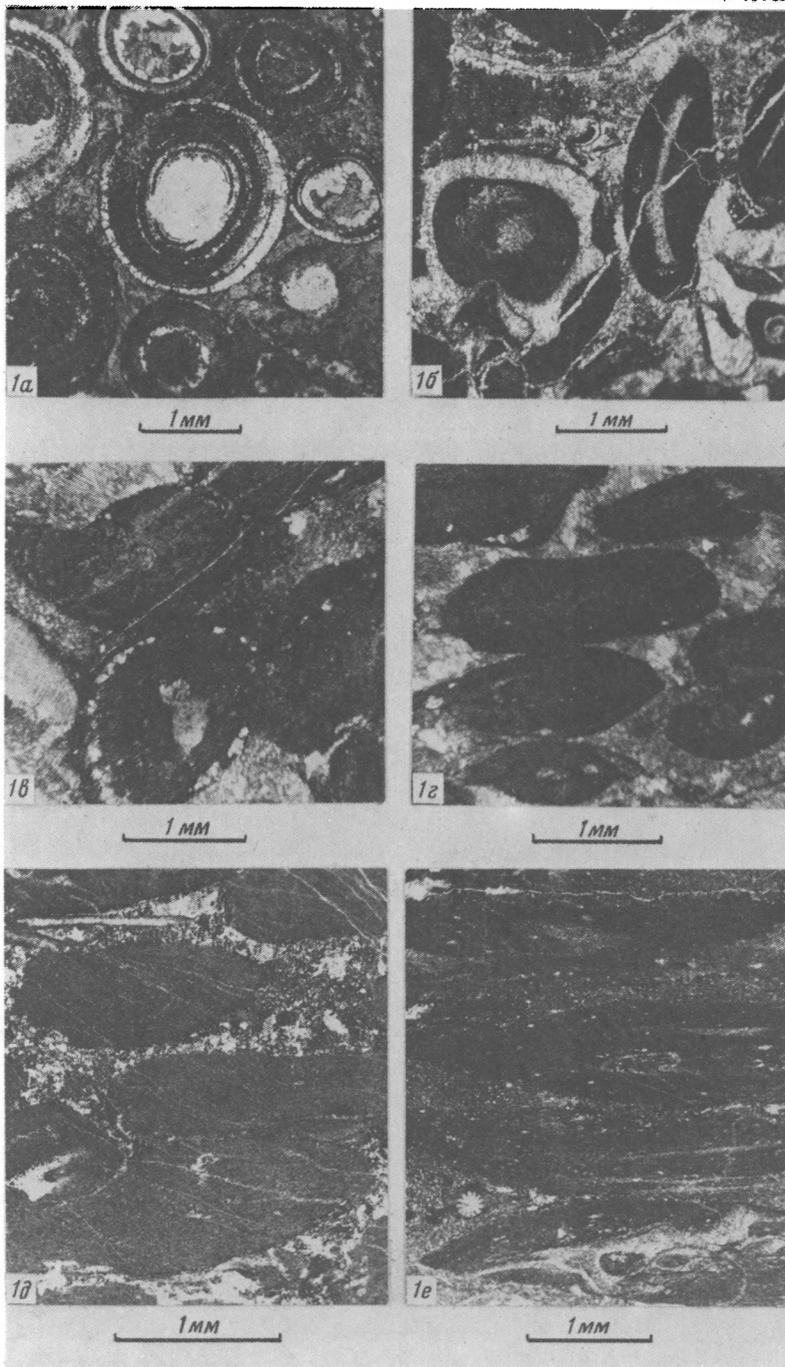


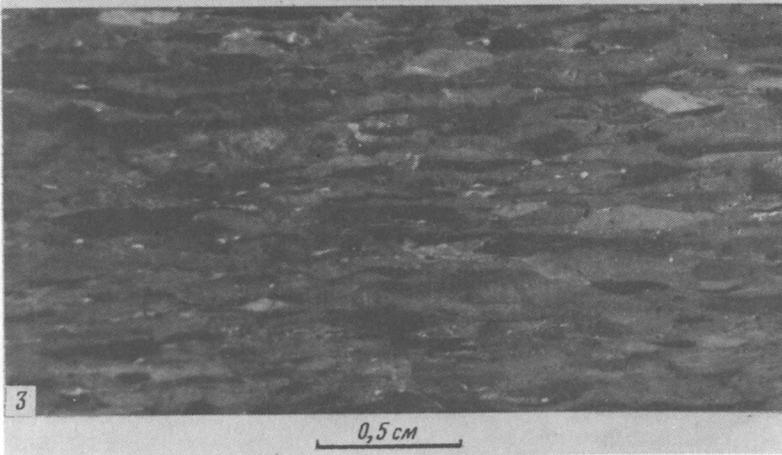
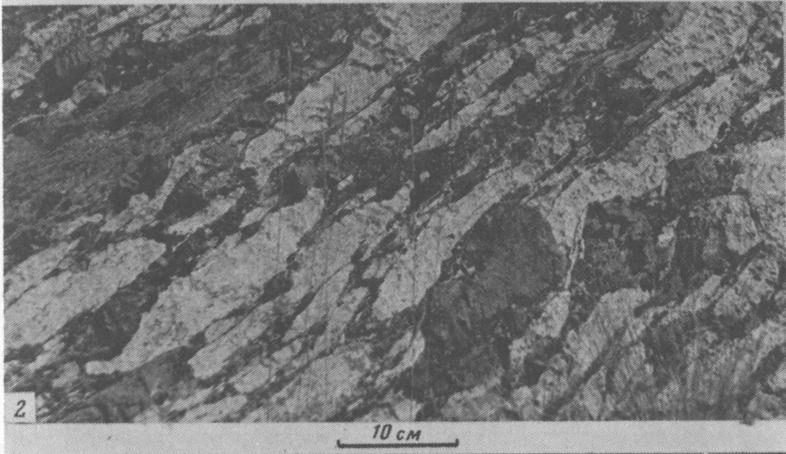
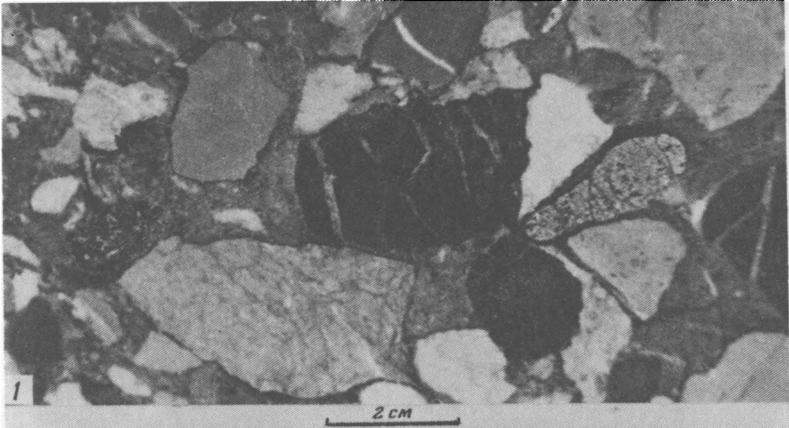


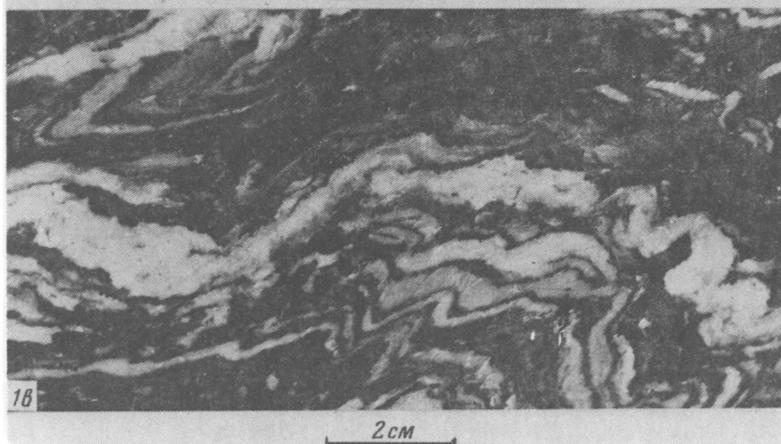
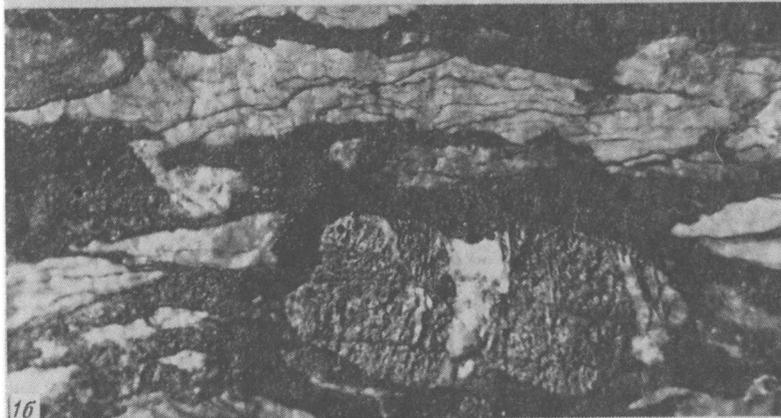


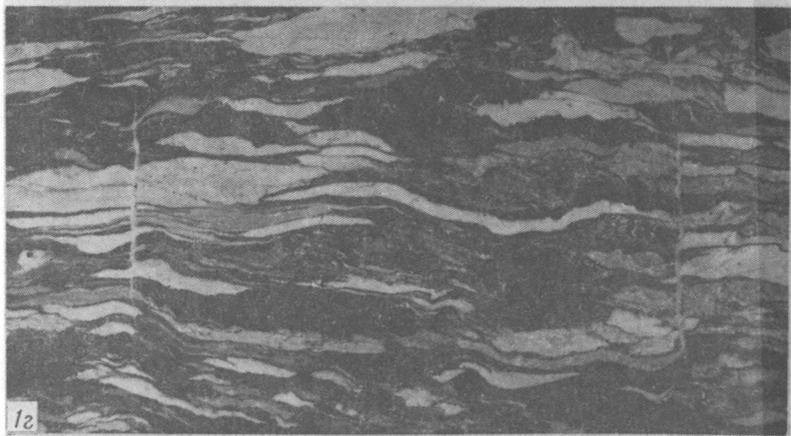
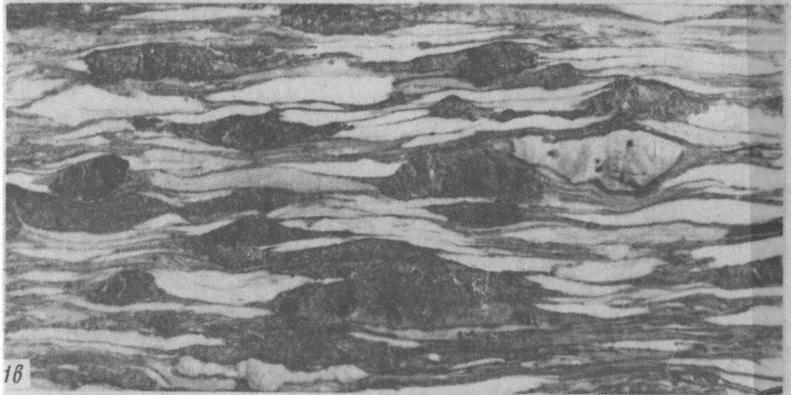
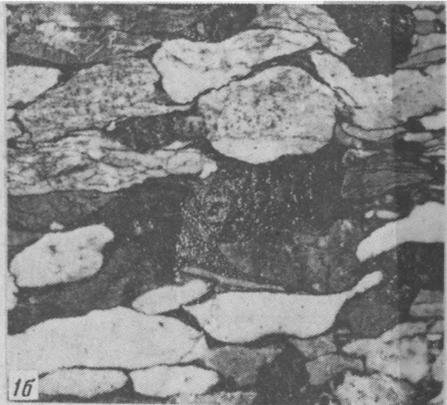


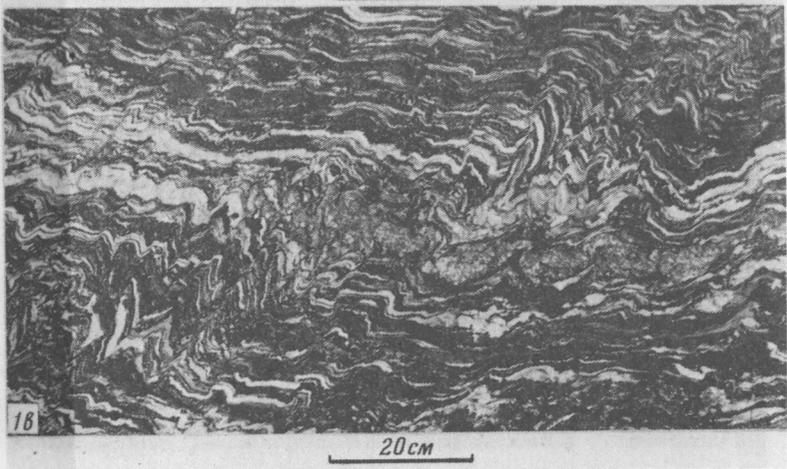
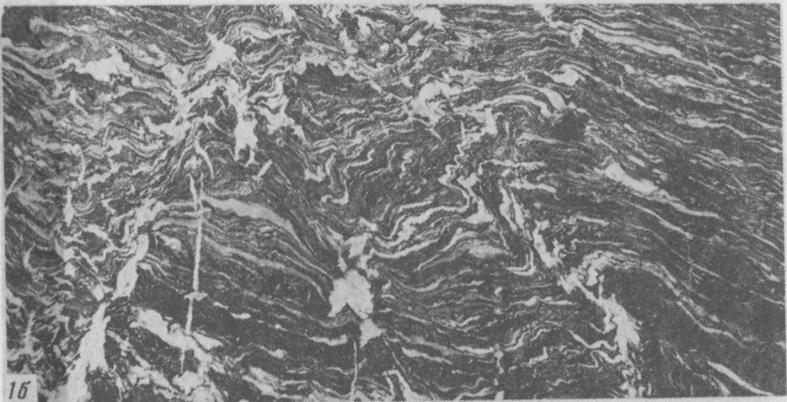
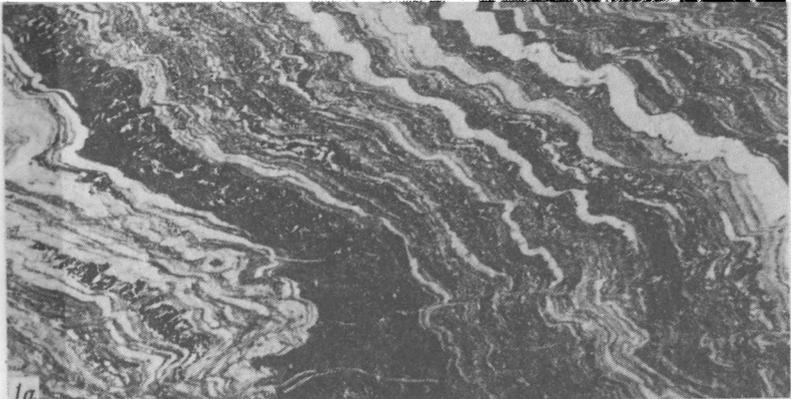


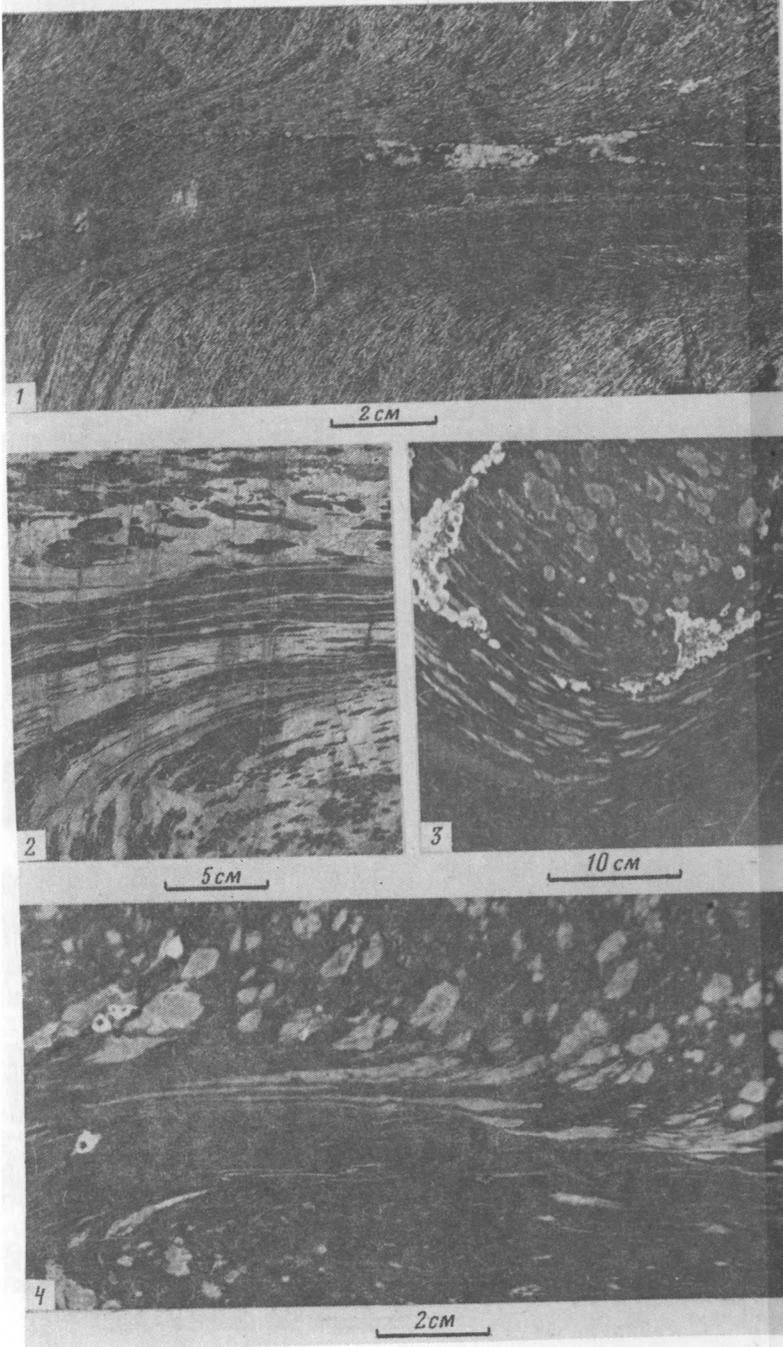


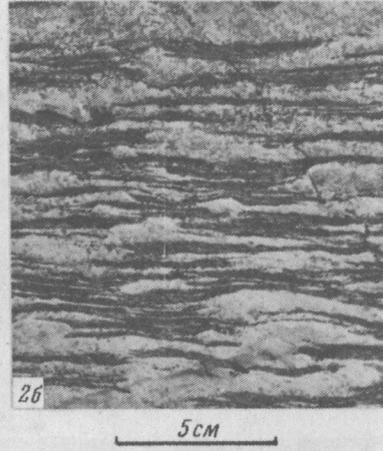
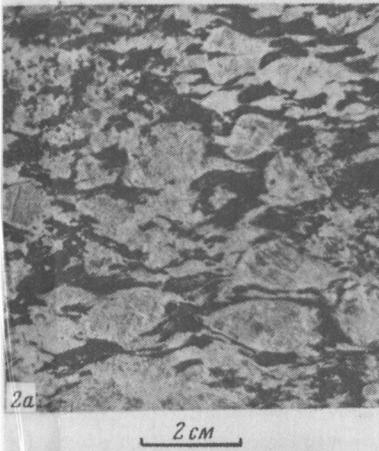
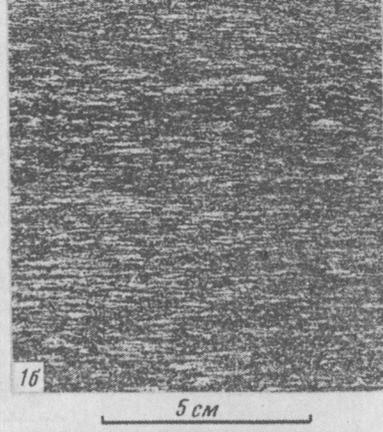
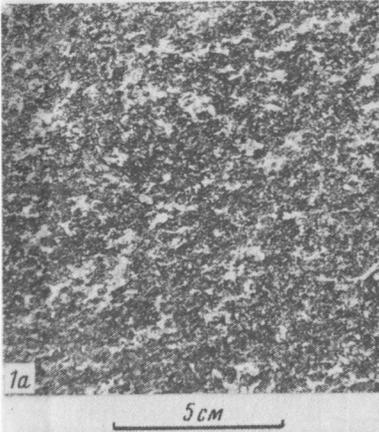


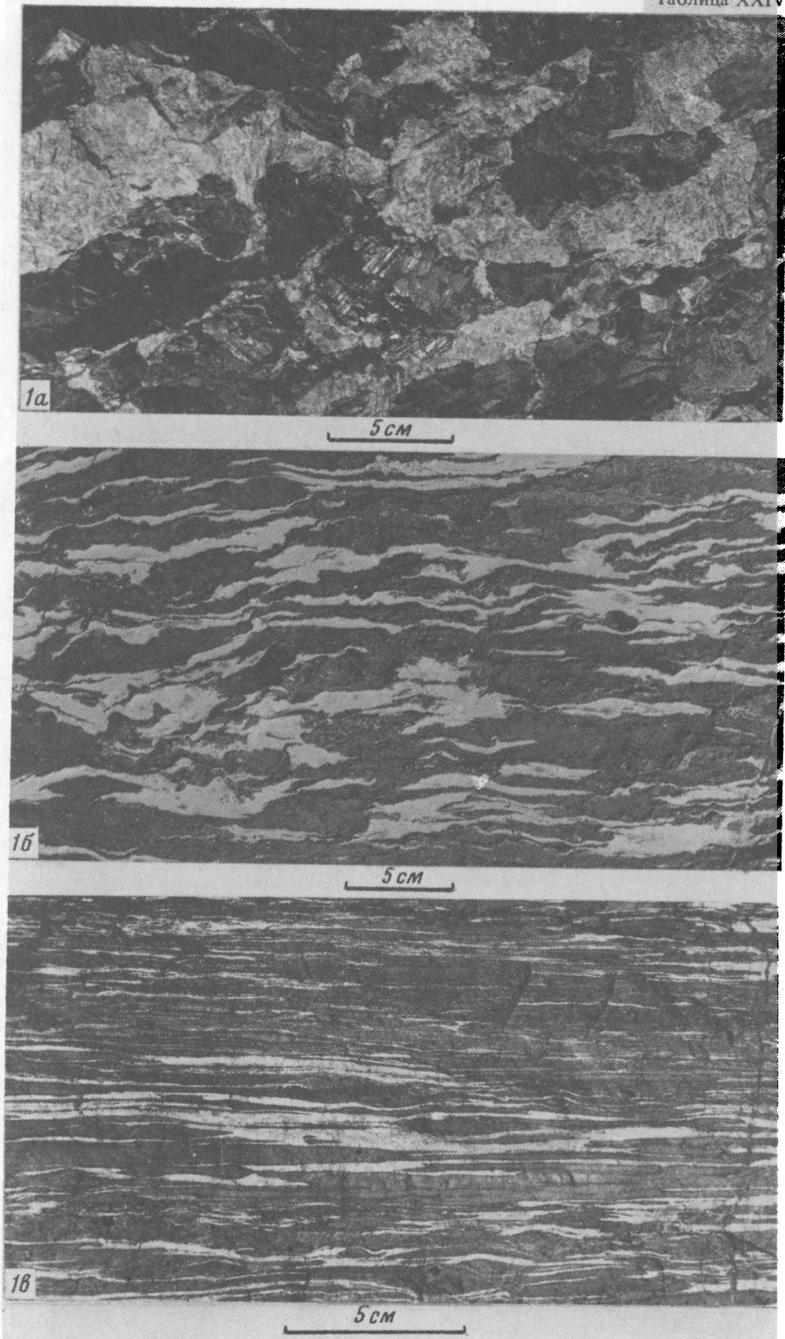


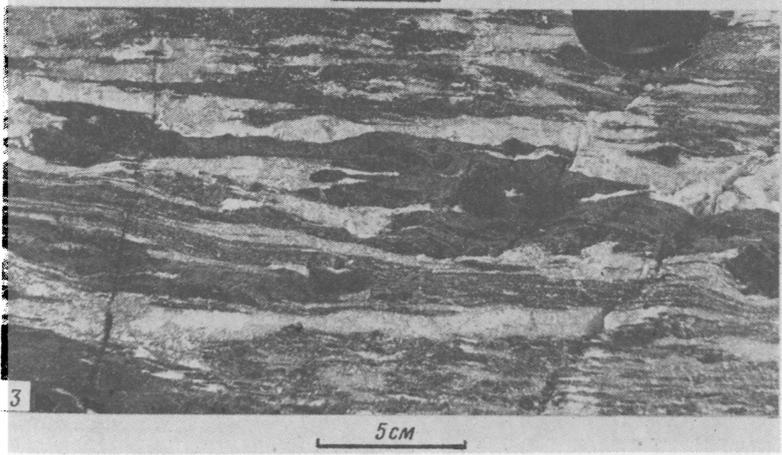
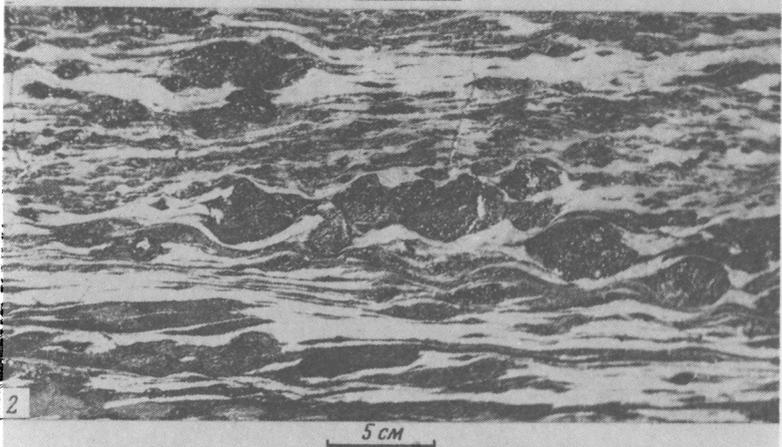
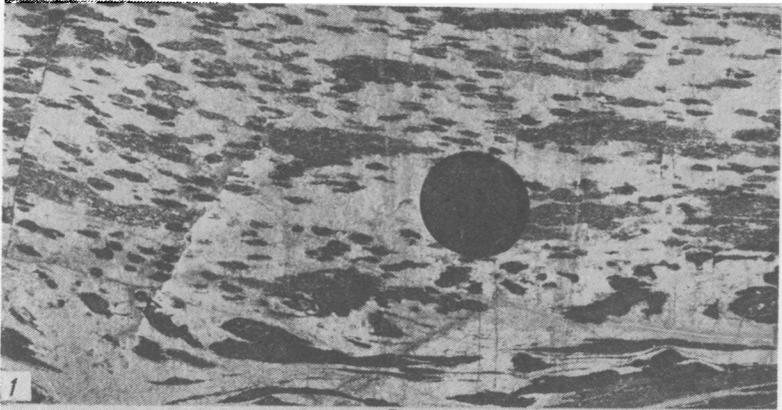


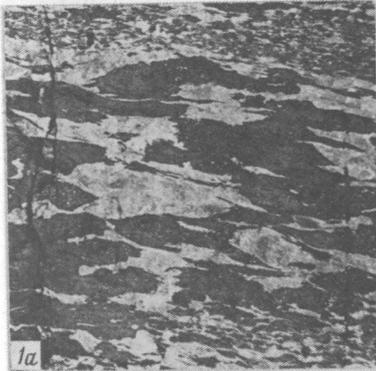






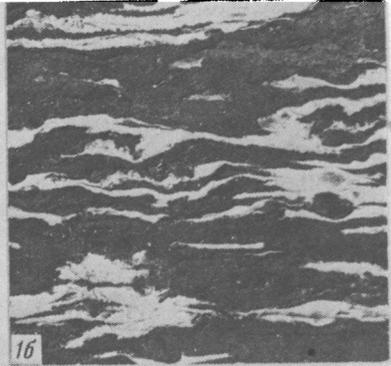






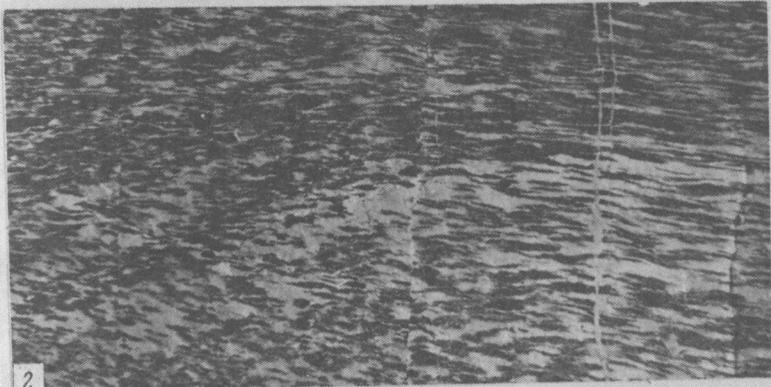
1a

10 см



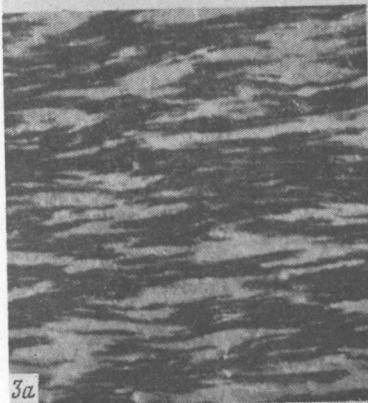
1b

5 см



2

20 см



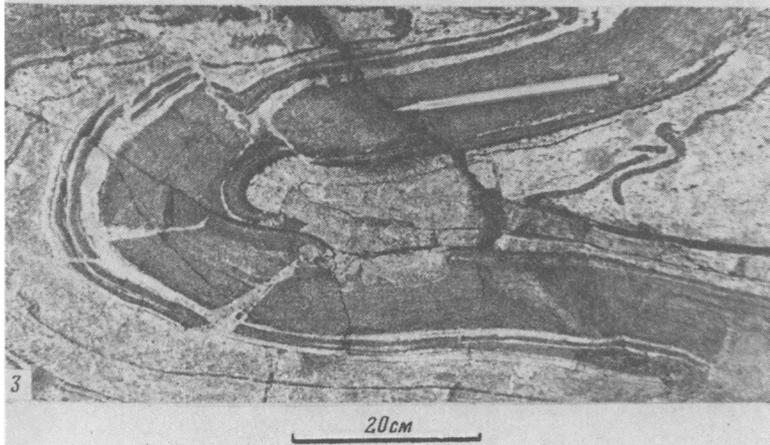
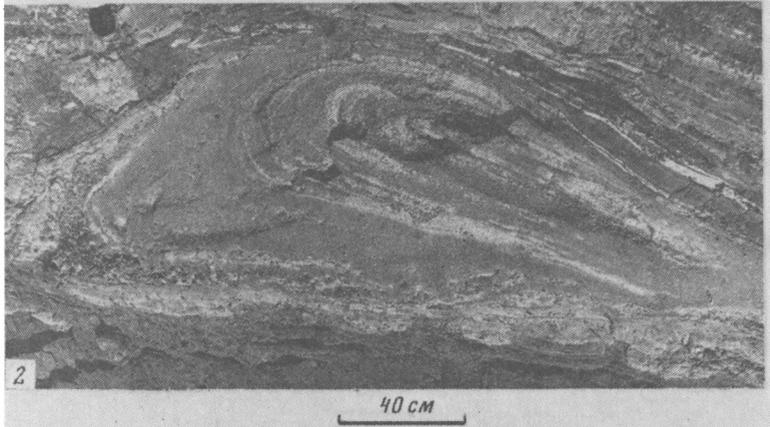
3a

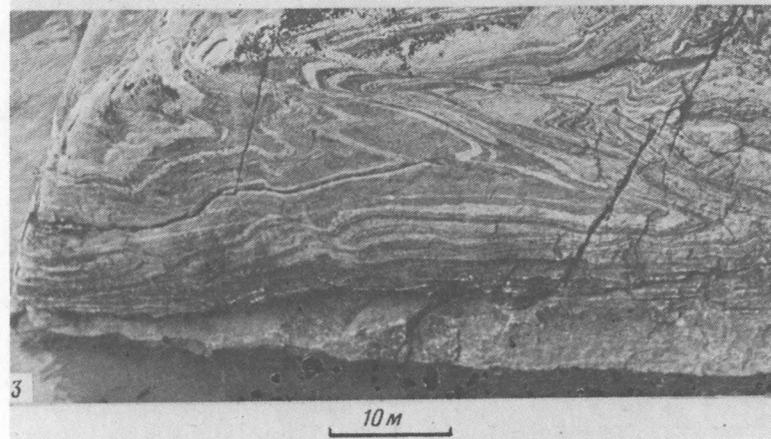
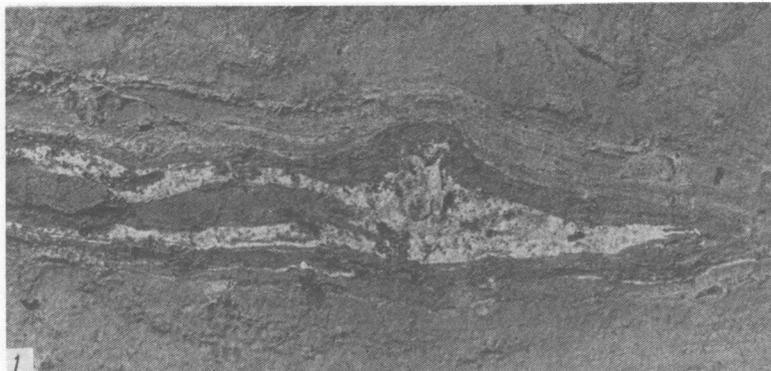
5 см

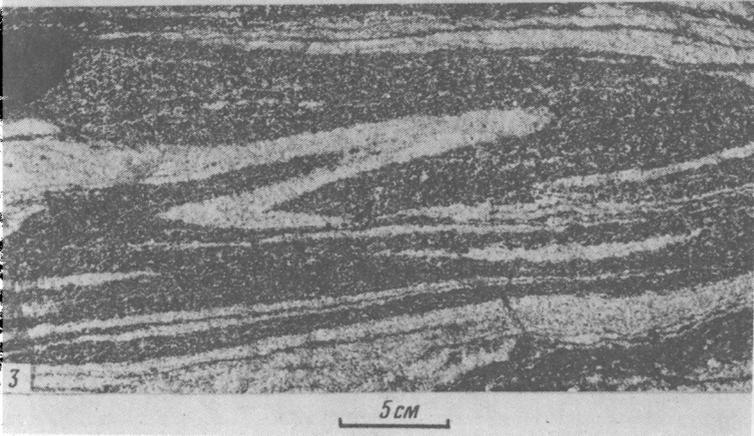
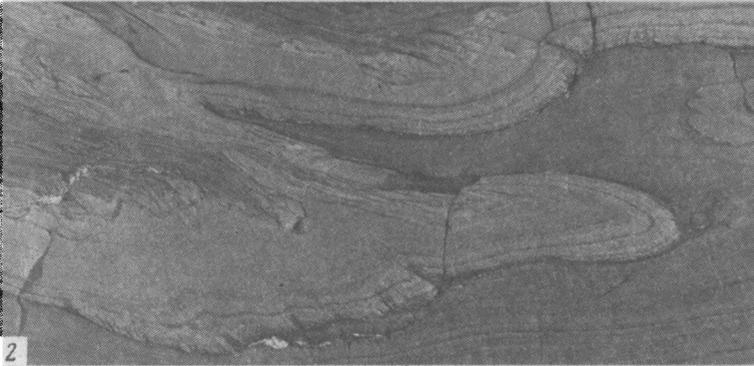


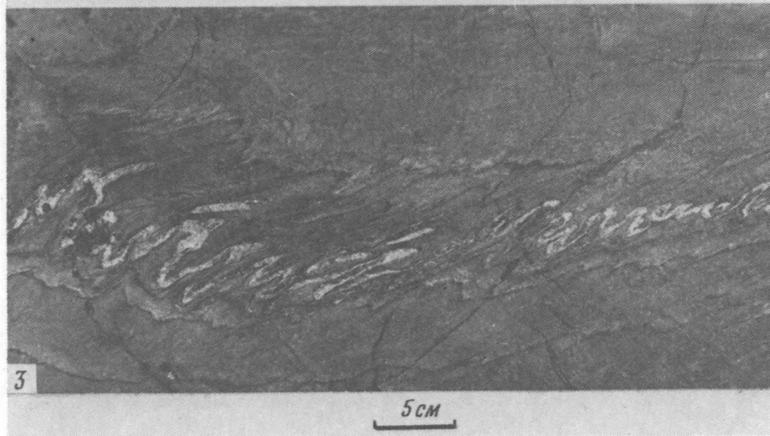
3b

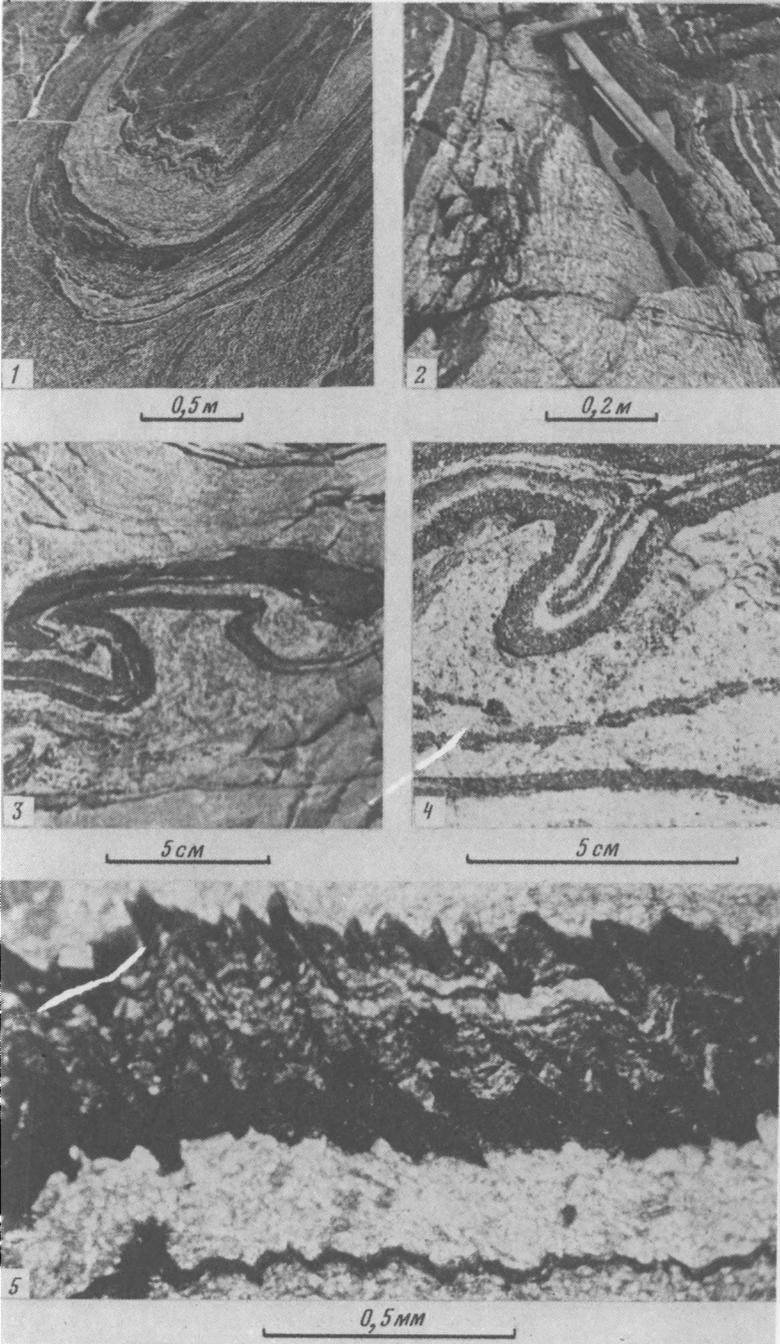
5 см

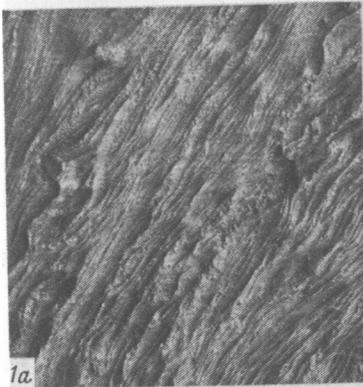






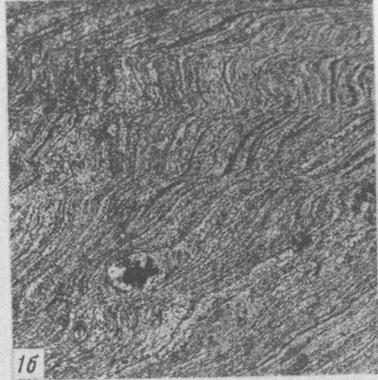






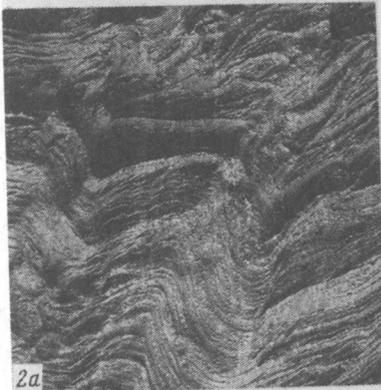
1а

20 см



1б

10 см



2а

10 см



2б

20 см



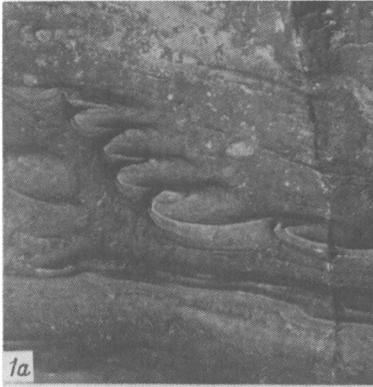
3а

10 см



3б

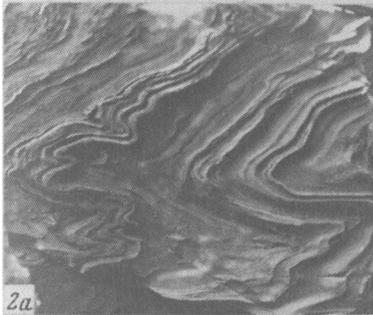
0,5 м



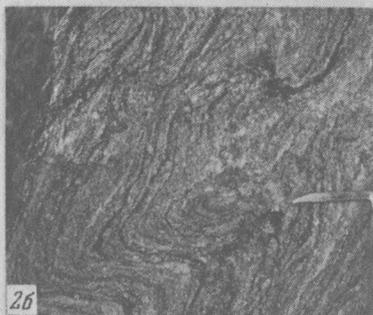
10 см



2 м



10 см



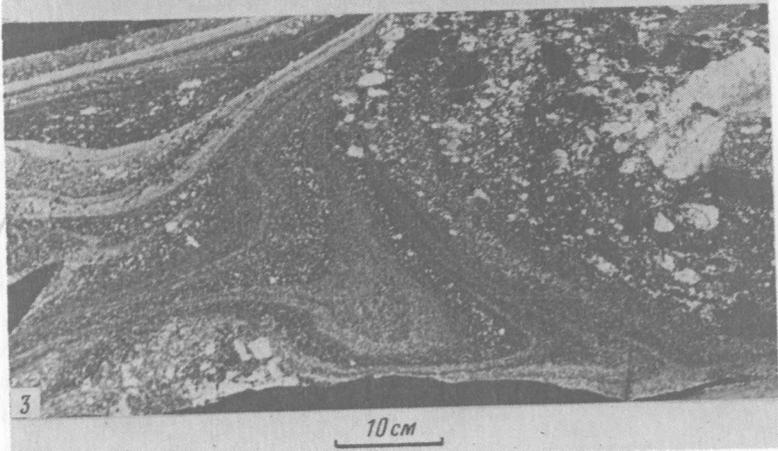
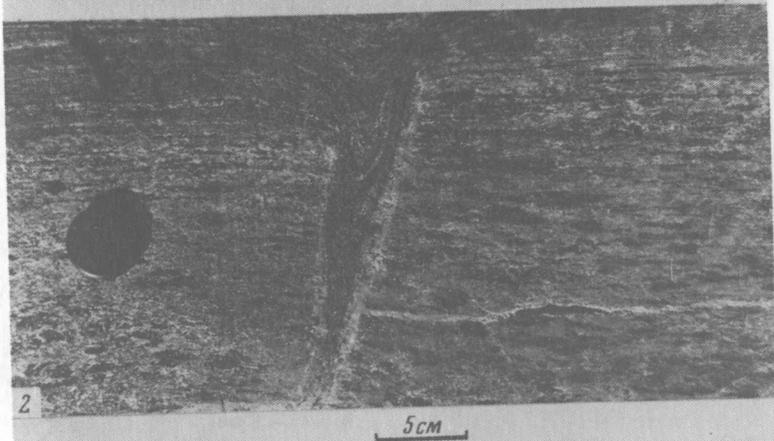
30 см



10 см



2 м

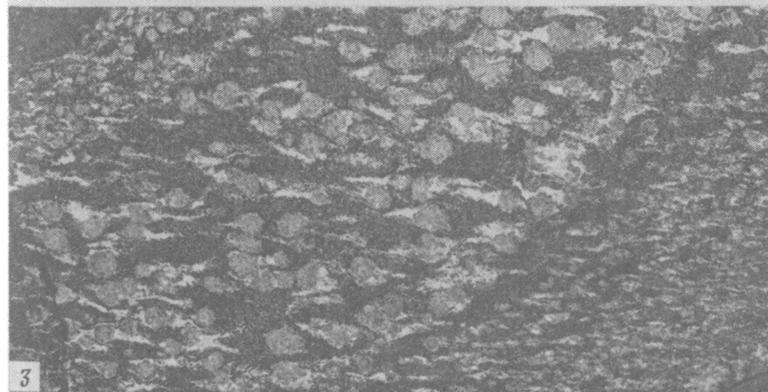




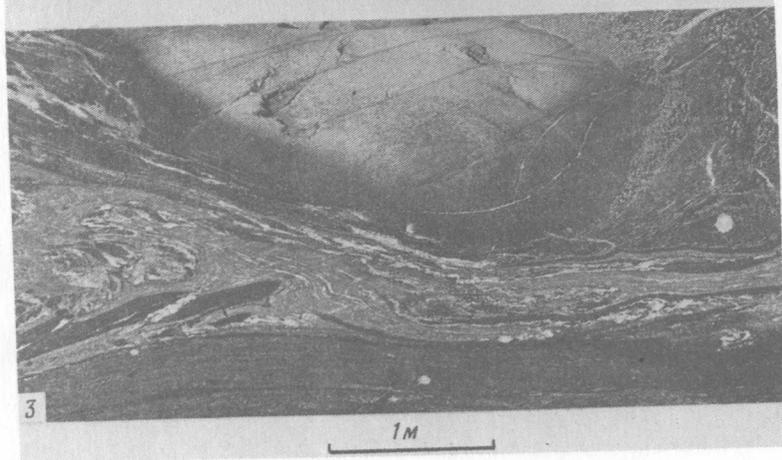
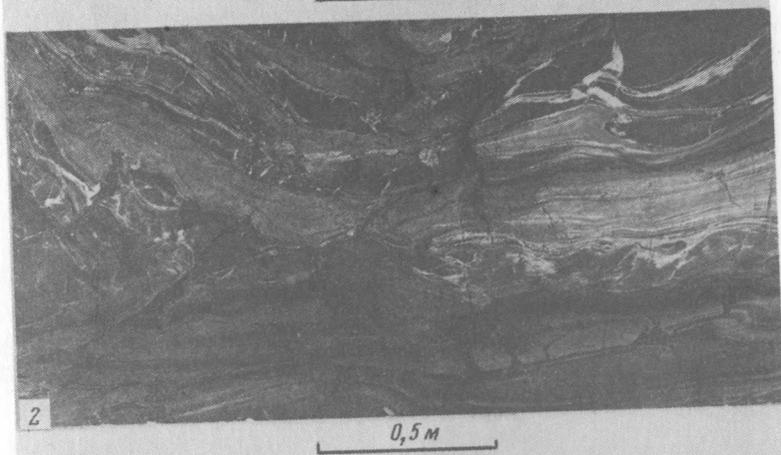
5 CM

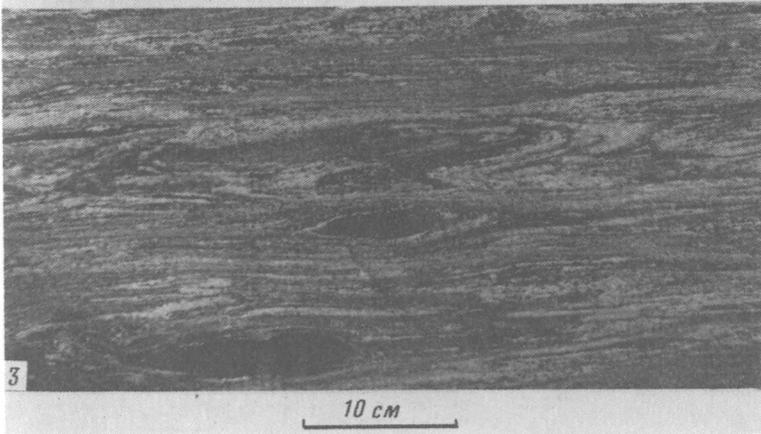
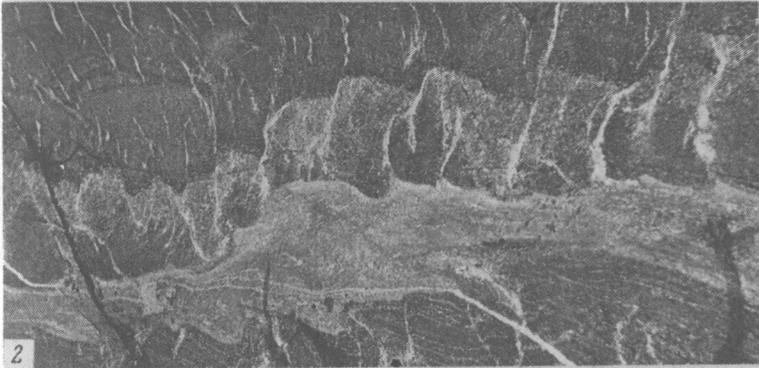
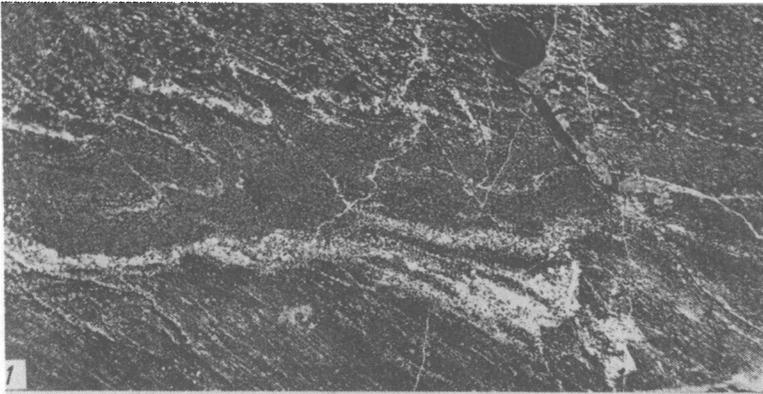


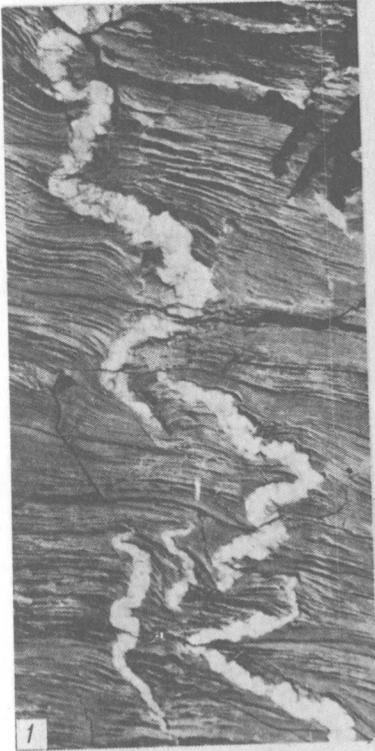
5 CM



3 CM







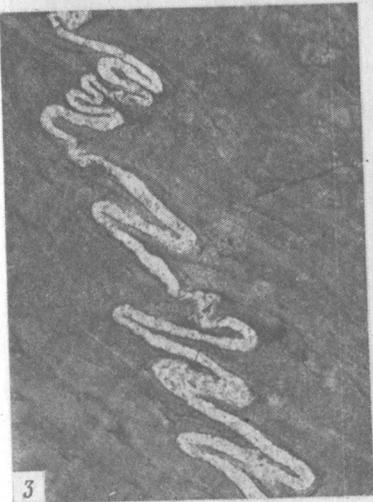
1

10 см



2

10 см



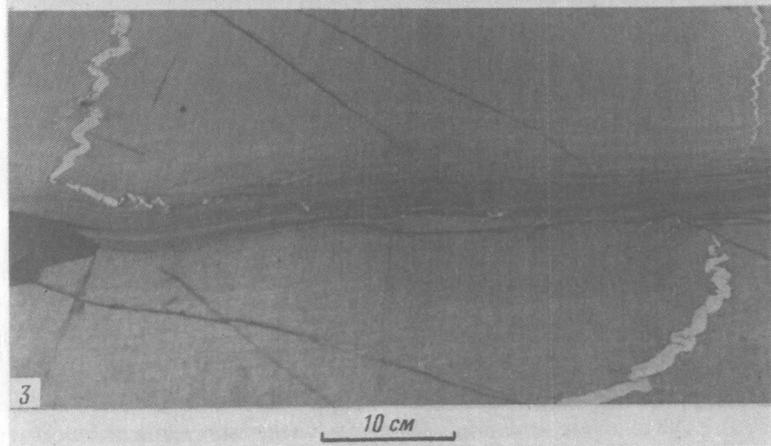
3

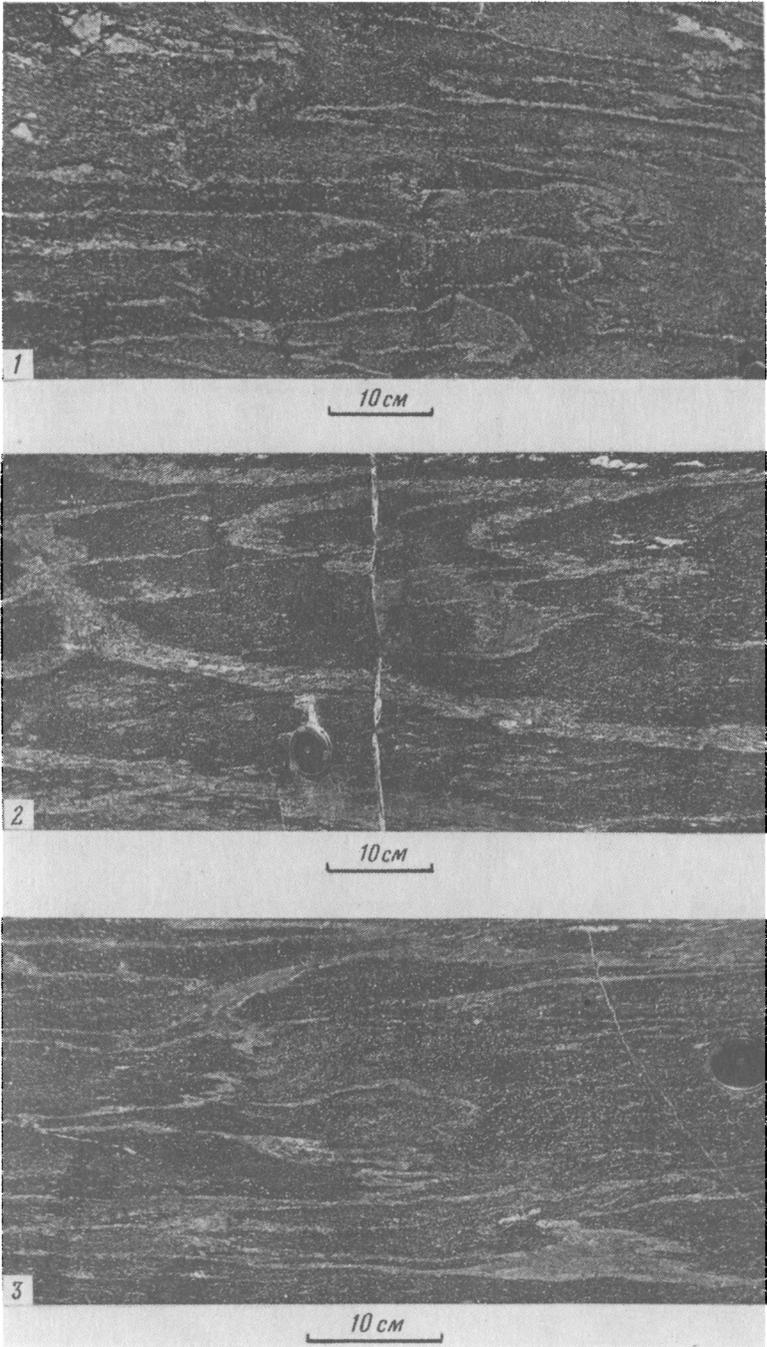
5 см

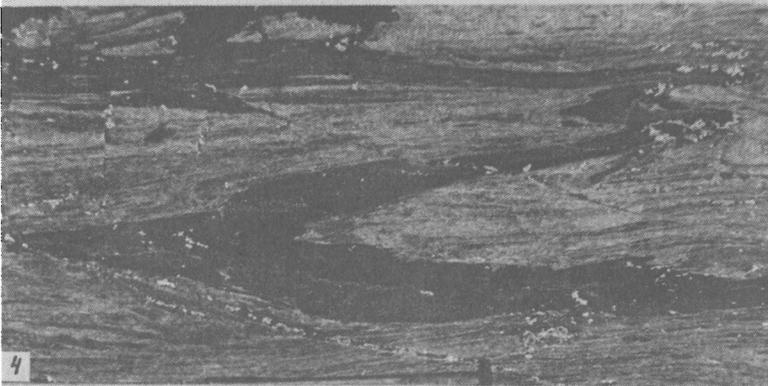
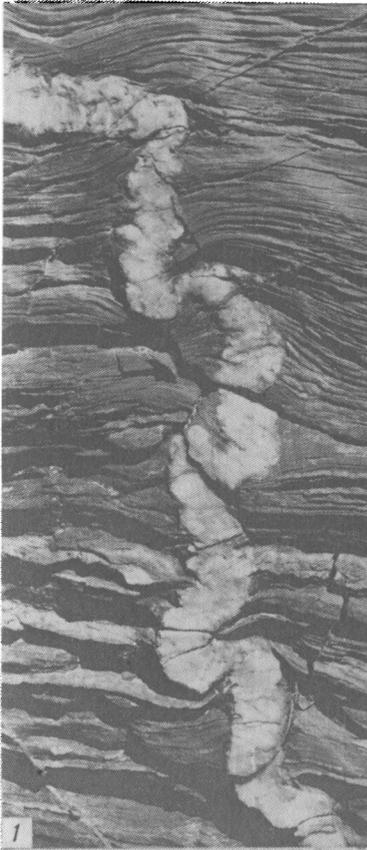


4

10 см



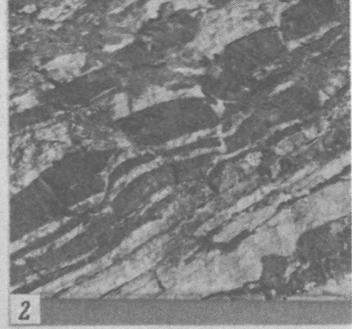






1

20 см



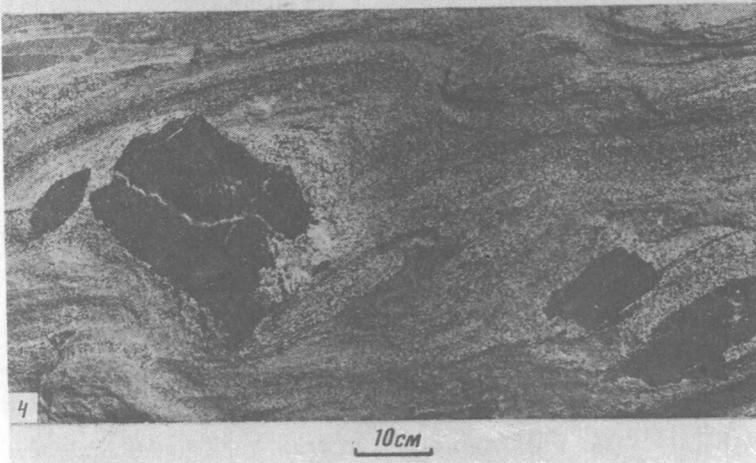
2

40 м



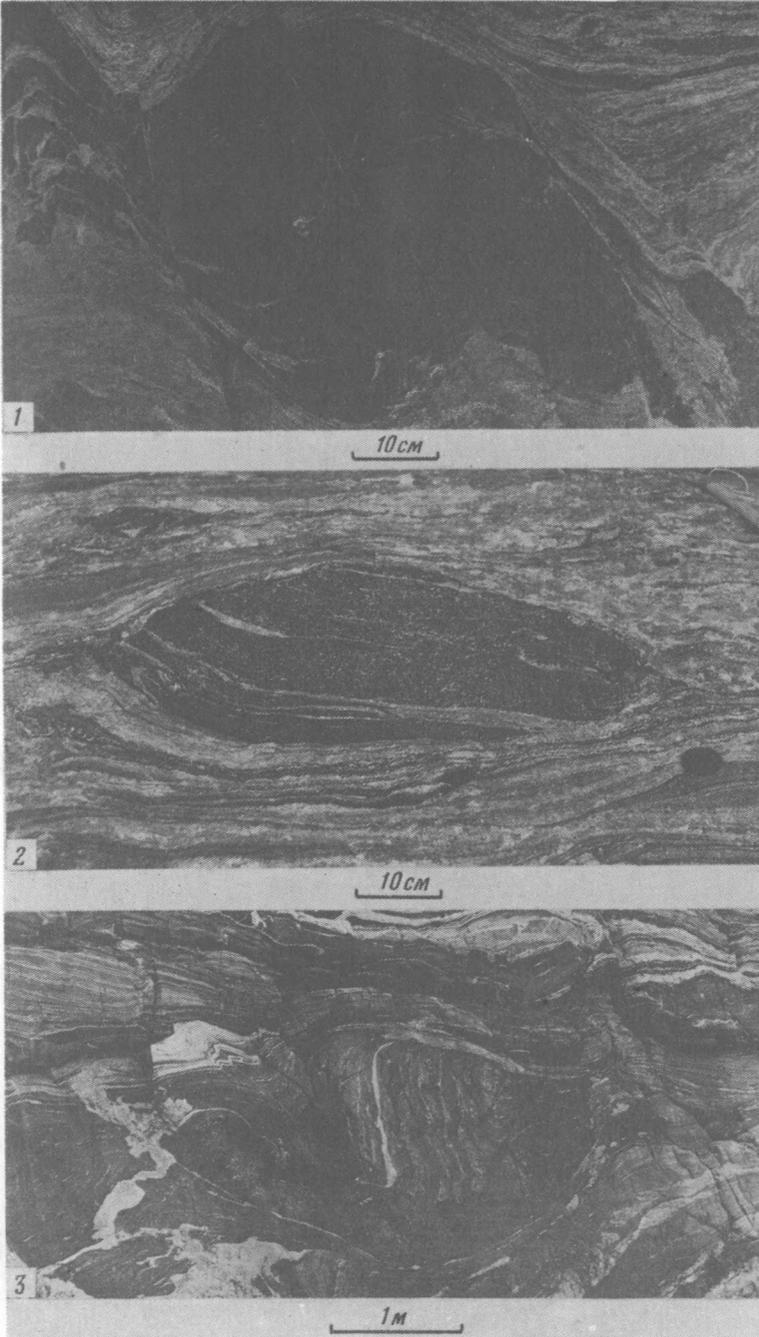
3

10 м



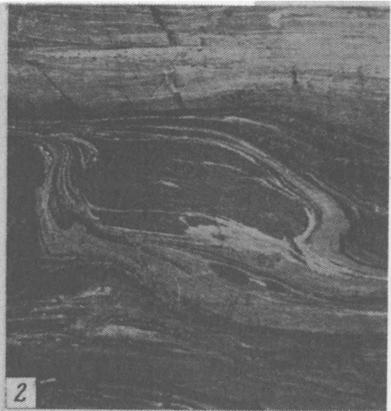
4

10 см

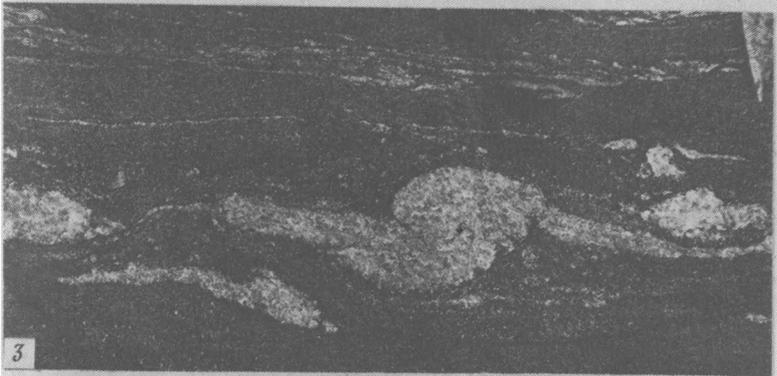




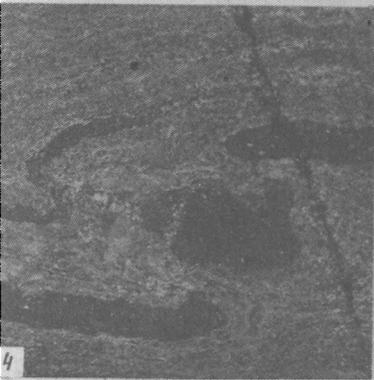
20 см



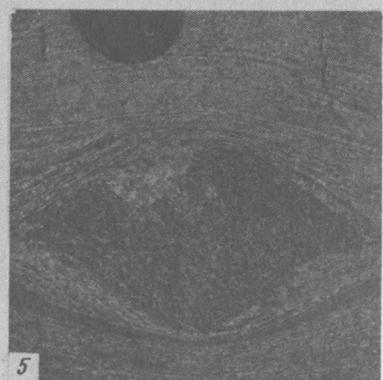
20 см



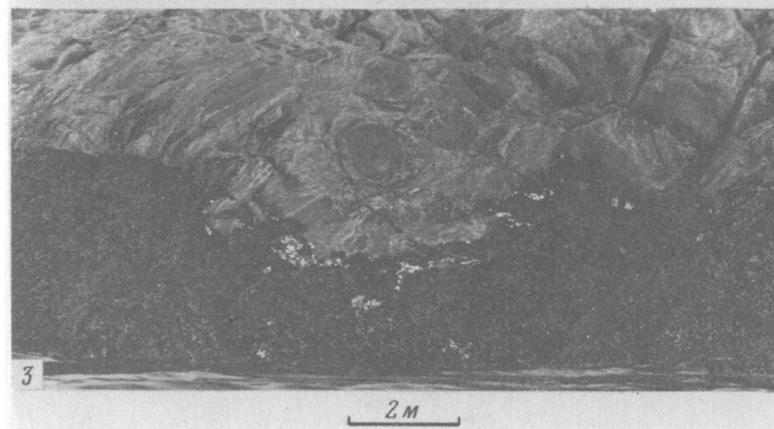
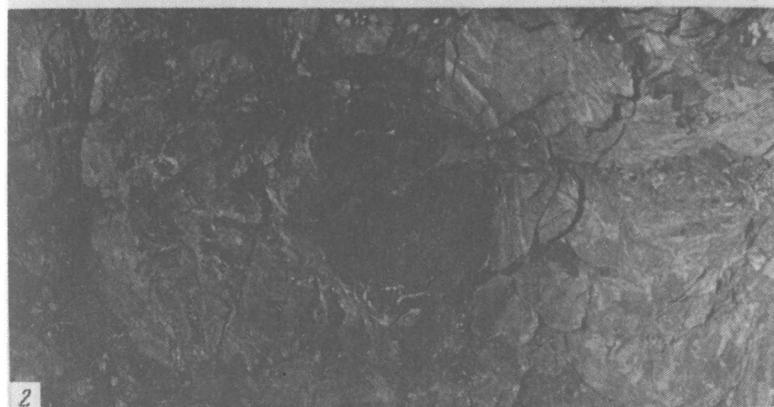
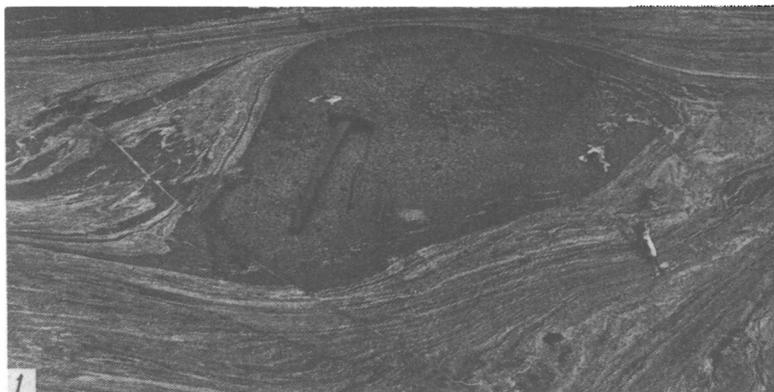
10 см

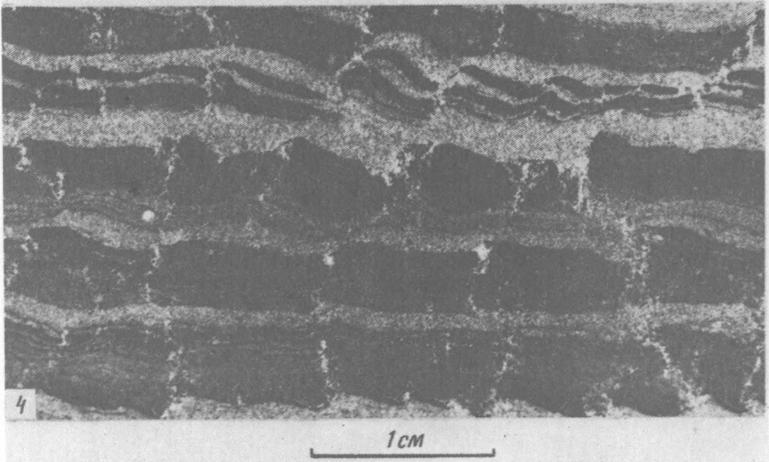
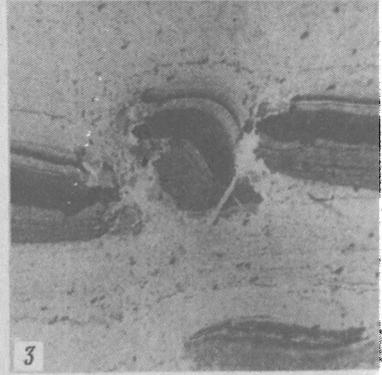
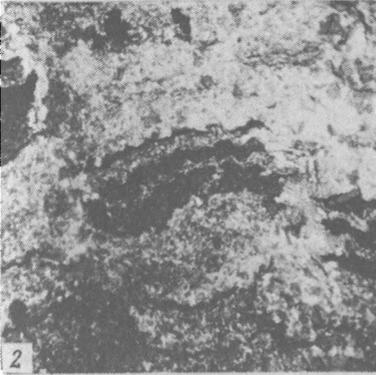
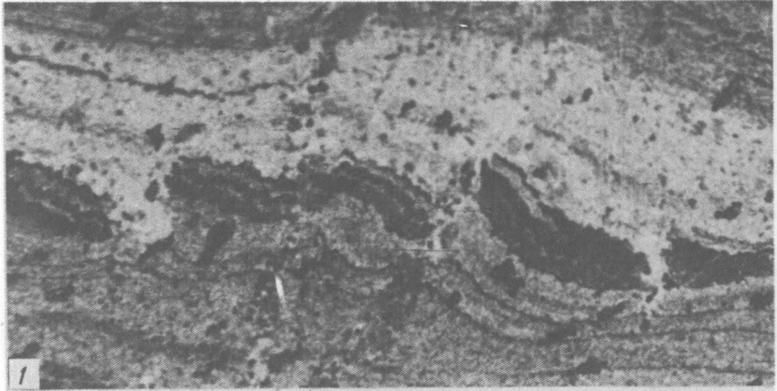


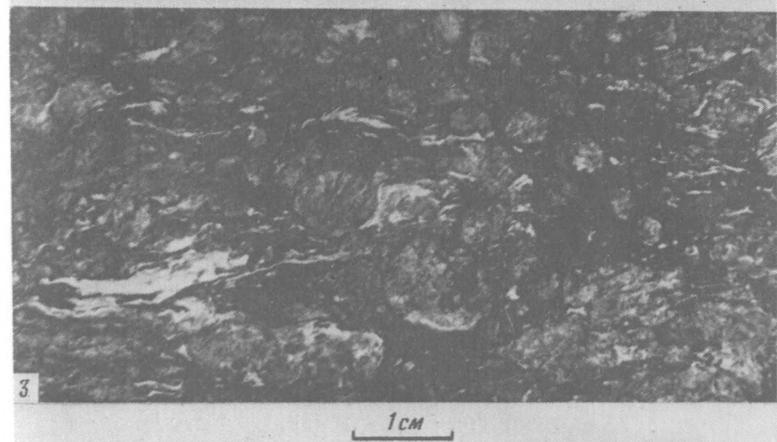
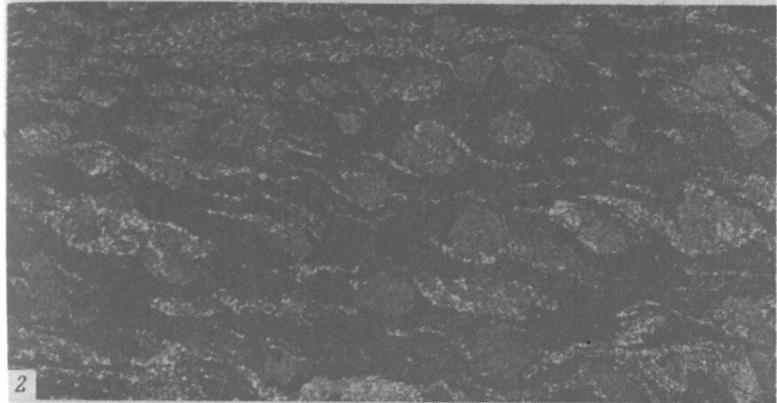
5 см

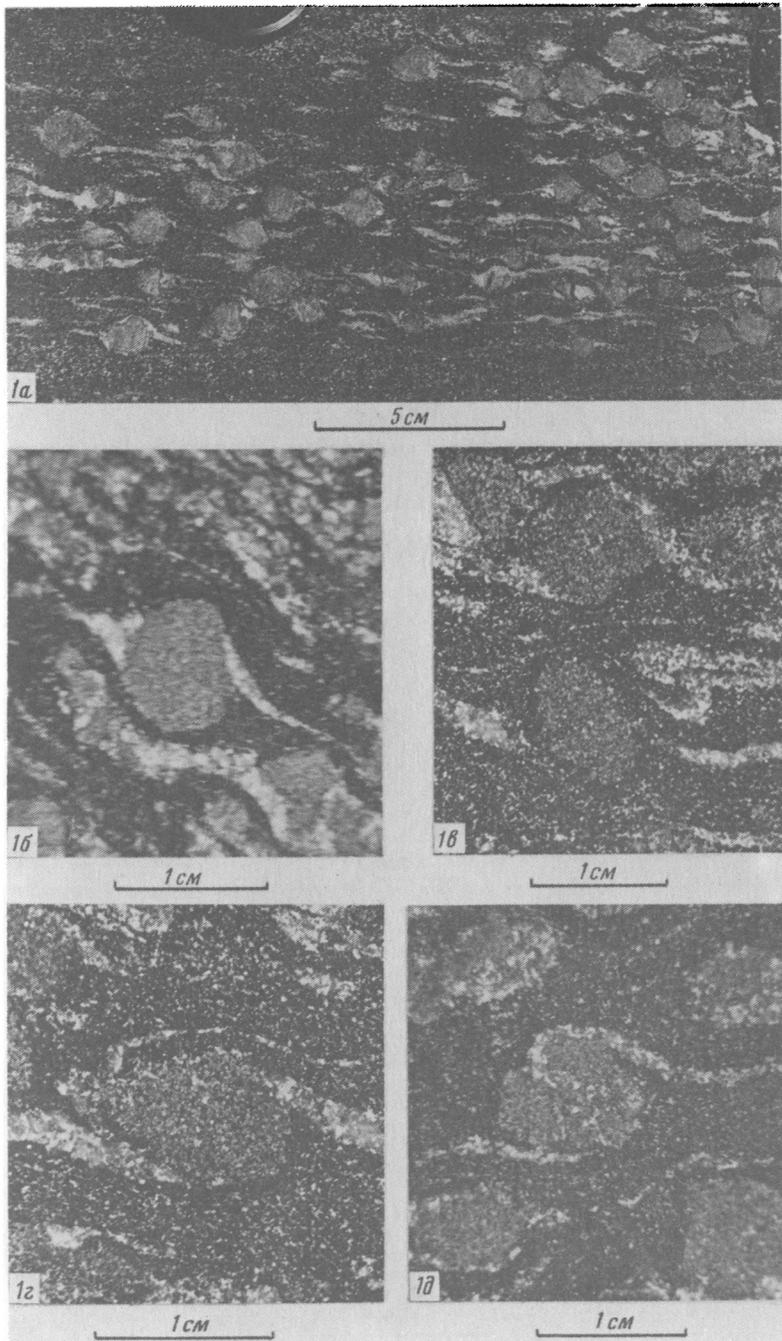


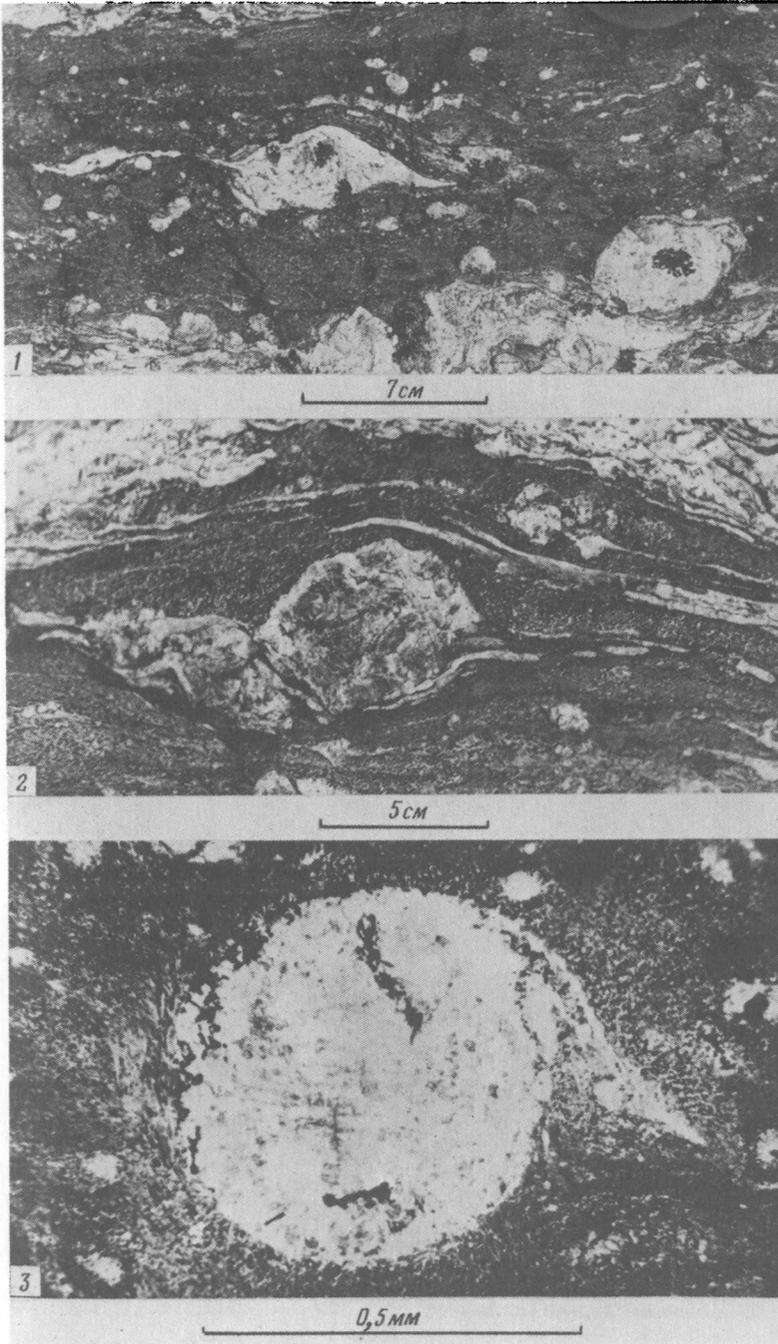
5 см

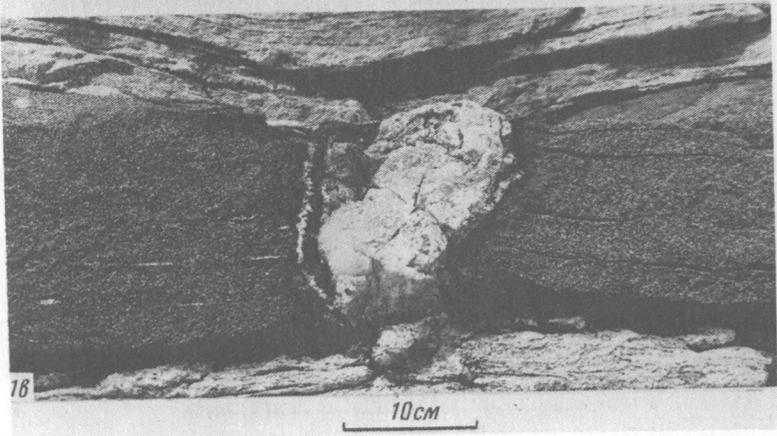
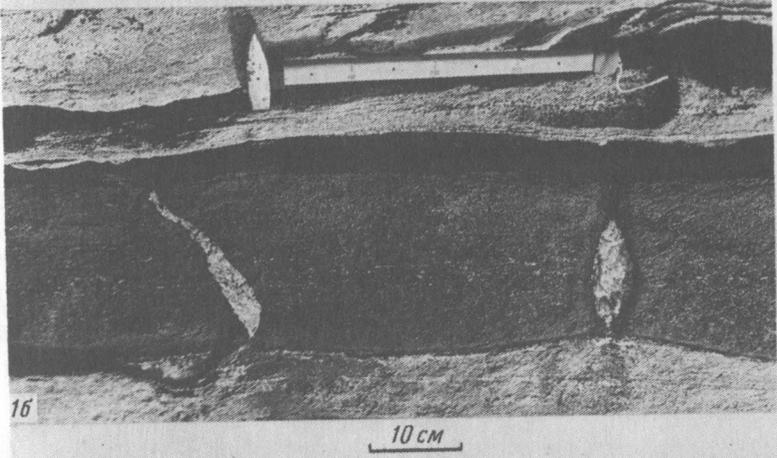
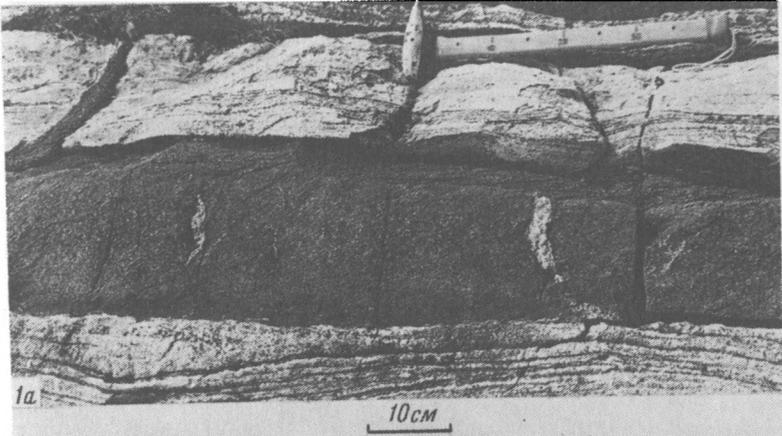


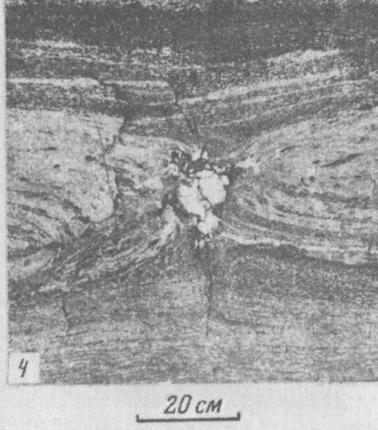
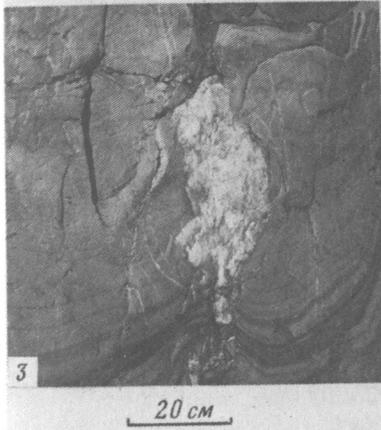
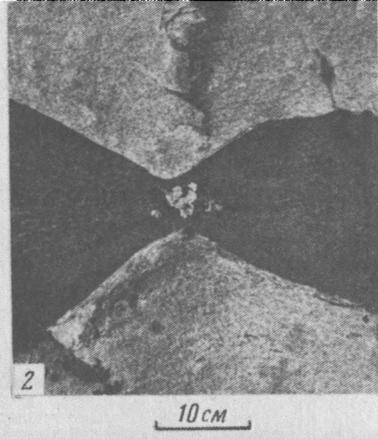
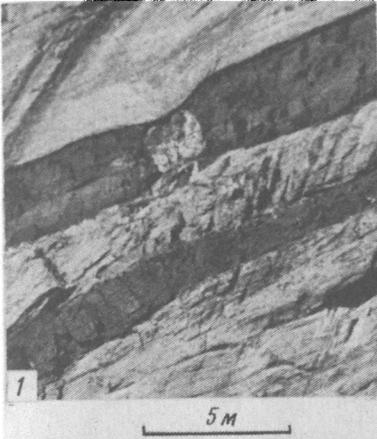


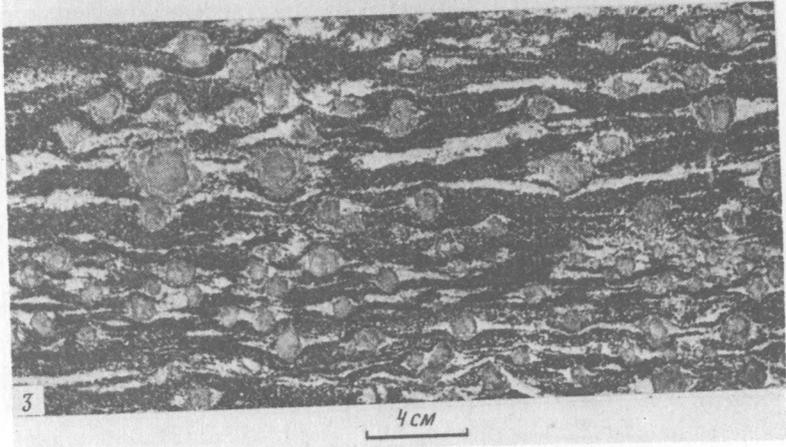
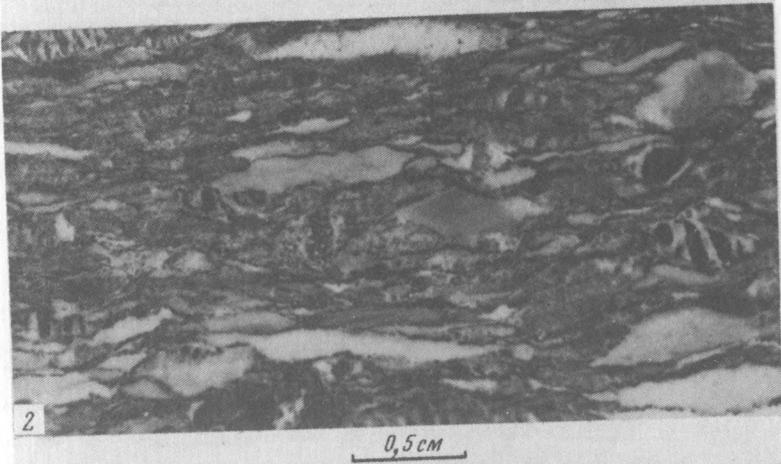
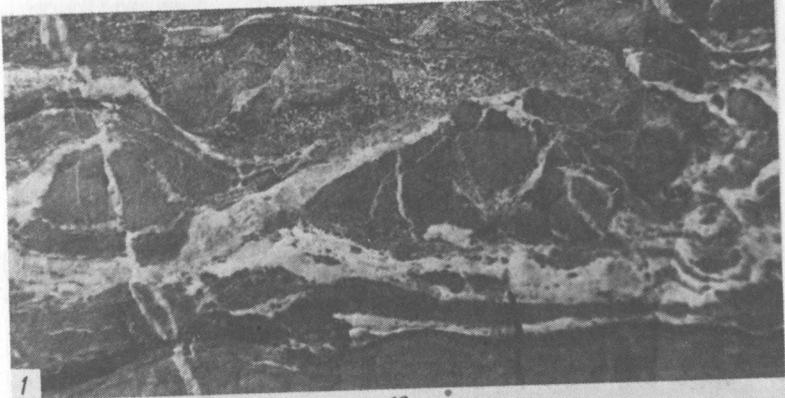


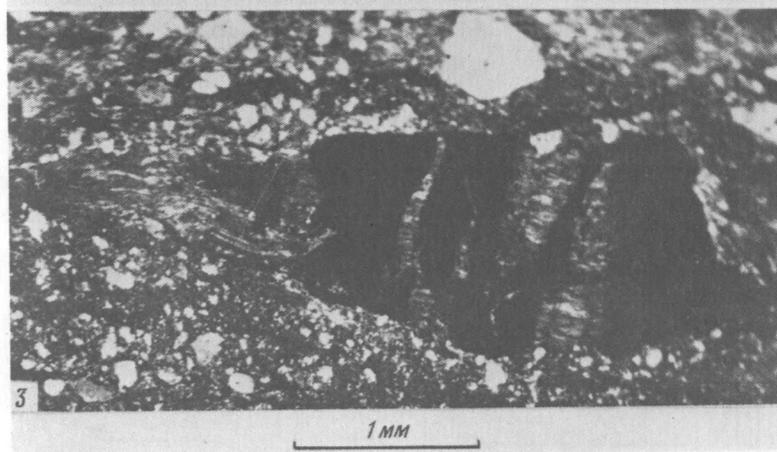
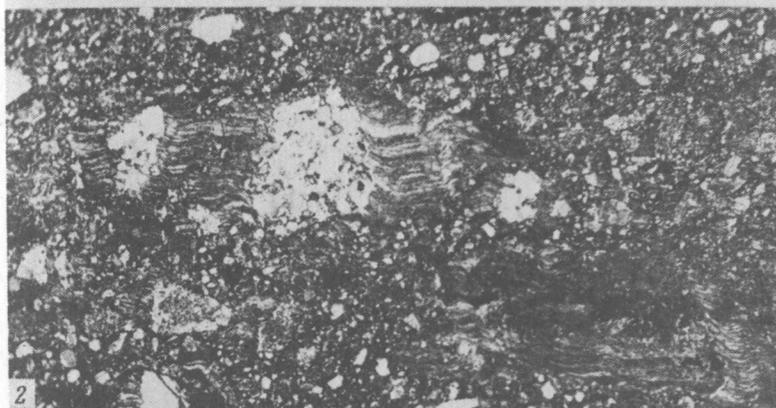


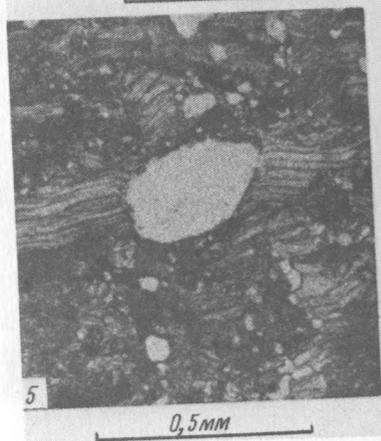
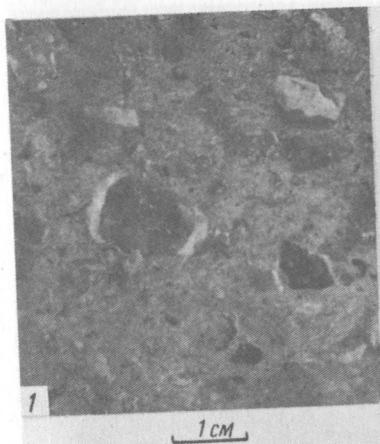


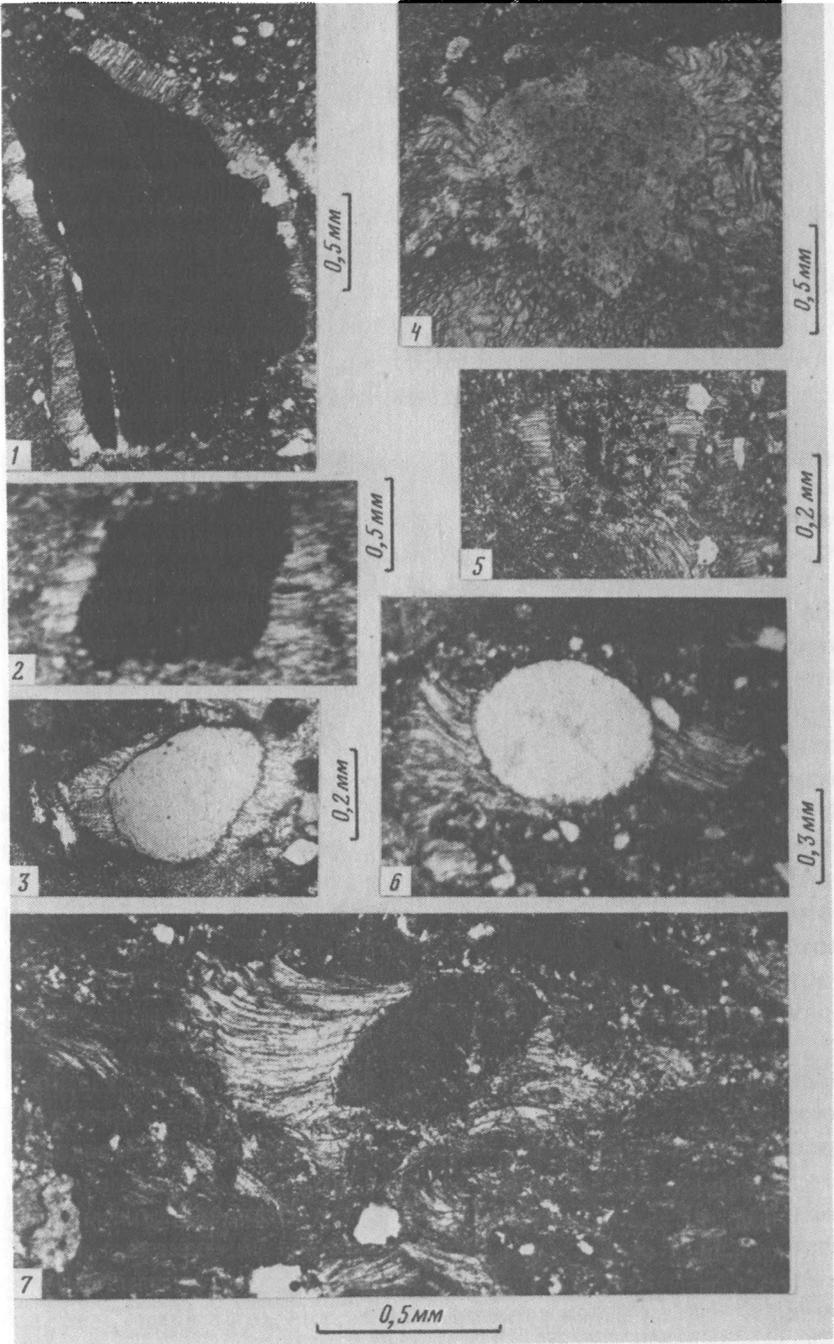


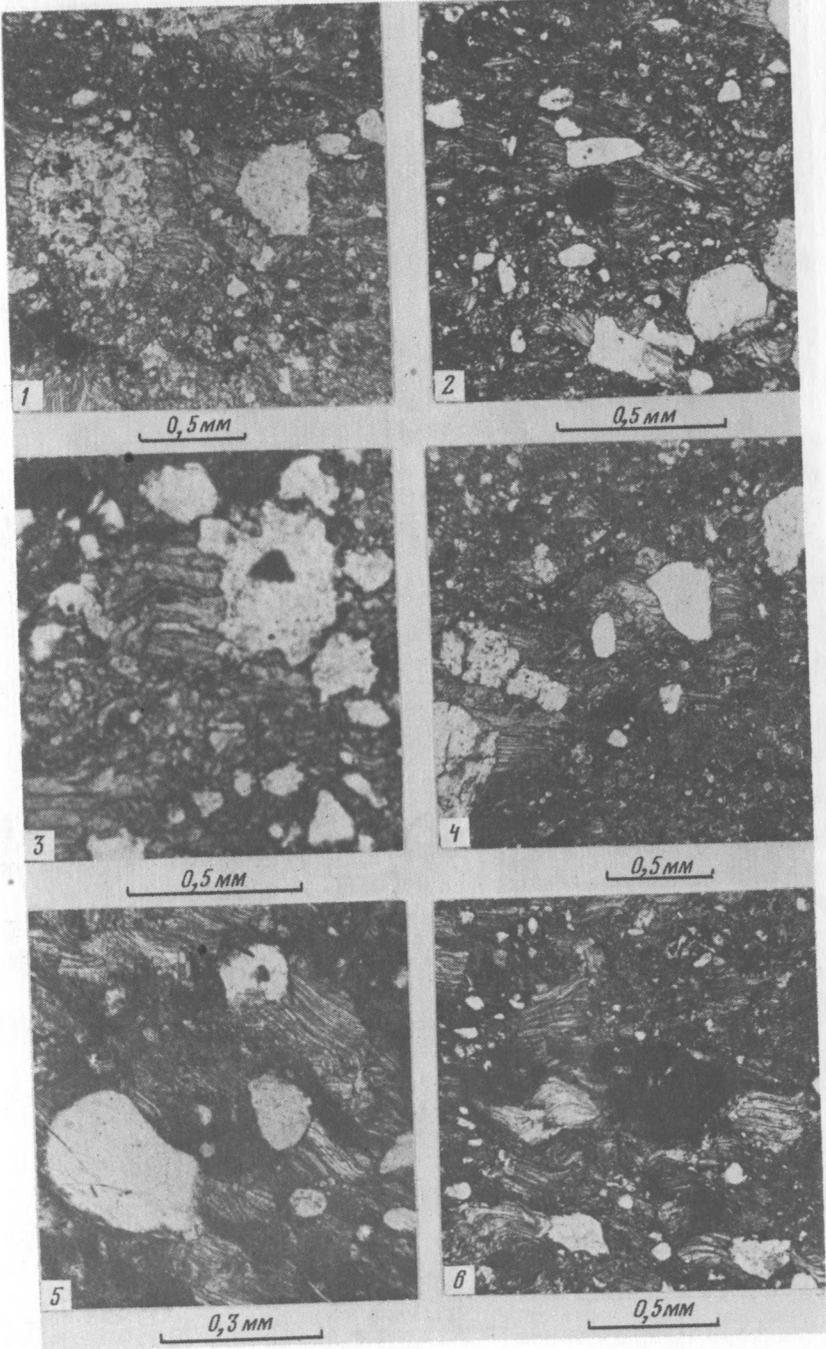












ДЕФОРМАЦИИ И МЕТАМОРФИЗМ

Важнейшей формой пластических деформаций горных пород является стресс-метаморфизм, в котором заключено единство деформации и метаморфизма.

3.1. МЕХАНИЗМ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ

В геологических структурах при пластической деформации возникают специфические изменения текстур и структур пород, вызванные условиями стресса. Совокупность этих изменений определяется понятием стресс-метаморфизм (S-метаморфизм), сформулированным автором [47, 53, 55, 59, 60].

Стрессовые изменения изучены многими геологами (см. обзор Дж.Г.Рэмзи [86]). Автор изучал их в мезозойско-кайнозойских толщах альпийских складчатых и покровных структур Средней Азии (Памир, Тянь-Шань), в палеозойских терригенных и сланцевых толщах Тянь-Шаня, в кристаллических сланцах Балтийского и Гренландского щитов, в ледниках Гренландии. В анизотропном поле напряжений в породах появляются характерные для условий пластической деформации однообразно ориентированные минеральные новообразования в тенях давления и в трещинах, обнаруживается ориентированная перекристаллизация пород. Изменения, вызванные пластической деформацией, сопровождаются различными формами хрупкой деформации (внутрислойными трещинами отрыва и кливажа, будинированием прослоев, катаклизмом зерен и др.), закономерно сочетающимися с первыми.

Формы проявления и интенсивность развития стрессовых преобразований зависят, главным образом, от механических свойств пород и динамических условий, в которые они попали. Наиболее ярко стрессовые изменения проявляются в породах, состоящих из зерен и пропластков с резко различными механическими свойствами (хрупкими и пластичными): в слоистых алевро-глинистых и песчано-карбонатных породах, в полимиктовых конгломератах с карбонатными гальками, в известняках. Сравнительное изучение стрессовых преобразований в системе флексу-

рообразных приразломных складок Северо-Ферганского разлома, в субширотных зонах сжатия с линейной складчатостью в хр. Каратегин, в зонах надвигов Акбайтальской, Пшартской и других тектонических зон, а также в тектонических покровах на Памире показало, что изменения текстур и структур пород, вызванные пластической деформацией, горизонтальным перемещением и течением масс в складках разного рода, в надвиговых пластинах и в тектонических покровах однотипны. В карбонатсодержащих породах формируются одинаково ориентированные синтетектонические новообразования волокнисто-игольчатого кальцита. В обломочных и существенно карбонатных породах они возникают в тенях давления около всех твердых частиц (зерен кварца, кремнистых пород, включений диагенетического сидерита, пирита, линзочек глинистого вещества углефицированных растительных тканей и др.). Пластичные включения (обломки сланцев, известняков и жильного кальцита, оолиты, членики криноидей) уплощаются, приобретая линзовидные формы. На концах линз известняка образуются те же волокнистые новообразования кальцита, на концах глинистых линз — агрегаты однообразно ориентированных новообразованных чешуек гидрослюд, происходят деформации в зернах и включениях. В кристаллах обломочного кальцита обнаруживаются признаки скольжения по спайности, полисинтетическое двойникование и др. Они значительно уплощаются и растягиваются в 2—5 раз. Пластическая деформация сопровождается внутрислойным катаклизмом зерен, будинированием хрупких прослоев и т.д. Ориентировка стрессовых структур и новообразований соответствует ориентировке анизотропных полей напряжений в пластах.

Степень развития стрессовых новообразований находится в прямой зависимости от интенсивности деформации. В растянутых крыльях флексурных складок, где растяжение невелико, обнаруживаются только зачаточные формы стрессовых образований; в тектонических покровах Памира, где пластические деформации очень велики (растяжение достигает 1: 100) и имеет место тектоническое течение горных масс, стрессовые новообразования и микроструктуры наиболее развиты. В Чебарангском тектоническом покрове в конгломератах с гальками известняков от кровли к его подошве прослеживается нарастание пластической деформации толщи. Относительно слабо деформированные конгломераты с мало уплощенными гальками в верхних частях покрова книзу с увеличением деформации превращаются в линзовидно-полосчатые породы. В основании покрова в зоне интенсивного

пластического течения они превращаются в гнейсовидные тонкополосчатые породы с карбонатными «пропластками», представляющими собою расплющенные гальки.

В палеозойских вулканогенно-терригенных толщах в зонах интенсивного расланцевания в песчано-гравийных пластах сформировались очковые blastовые и флазерные (свилеватые) микроструктуры. В тенях давления и в микротрещинах находятся волокнисто-чешуйчатые кварц-слюдистые, кварц-слудисто-хлоритовые новообразования или волокнистый кальцит, в трещинах внутрислойного отрыва — шестоватый кварц, карбонаты. Минеральные новообразования в трещинах, как правило, обнаруживают признаки синтетектонического роста (синтаксиального, антитаксиального и др.).

Стрессовые текстуры и структуры особенно широко распространены в ледниках и метаморфических породах, где имеют место весьма значительные пластические деформации и течение вещества. Формы стрессовых изменений в них подобны изменениям в тектонических покровах. В массе движущегося льда, по данным М.Г.Гросвальда и Т.В.Псаревой [15, 16], происходит перекристаллизация с упорядочением оптической ориентировки кристаллов льда. В нижней части ледников, где пластическая деформация и течение льда особенно заметны, образуются ледяные сланцы, появляются гнейсовидные текстуры, будинаж и другие формы пластической деформации, осуществляется ориентированная перекристаллизация льда в узких зонах скольжения, деформация кристаллов и др. Такие же явления исследованы автором в движущихся ледниках Гренландии [45].

В сложно деформированных метаморфических сланцах Балтийского щита на побережье Кандалакшского залива наблюдаются структуры течения, аналогичные образующимся в глетчерах. Гранат-амфиболовые кристаллические сланцы содержат тела гранатитов, пироболитов, габброидов, амфиболитов размером от нескольких метров до нескольких десятков метров. Включения пластичных пород (амфиболитов, сланцев) сплющены, более хрупких (гранатитов, пироболитов) — будинированы. В гранат-амфиболовых сланцах возникла полосчатость течения, в тенях давления появились новообразования плагиоклазов, ориентированные кристаллы амфиболов; отмечаются микроскладчатость течения и признаки внутрислойного вращения включений граната при течении пород (см. табл. XLVII—XLVIII). Гигантокристаллические массивные катаранскиты с размером кристаллов пироксена и плагиоклаза от нескольких сантиметров до 0,5 м в зоне пласти-

ческой деформации превращены в «орнаментные» породы, по облику в обнажениях напоминающие поле сдавленной с боков шахматной доски, где светлые ромбы — кристаллы плагиоклазов, темные — пироксенов. На участках наиболее интенсивной деформации они превращены в тонкополосчатые кристаллические сланцы (см. табл. XXIV—XXVI), в которых сильно измененные кристаллы пироксенов и плагиоклазов имеют форму узких длинных лент [45, 53]. Посттектоническая наложенная амфиболизация пластически деформированных пород уничтожает стрессовые структуры.

Стрессовые изменения в породах разного возраста сопровождаются трансформацией минеральных образований (гидрокислов железа, глинистых минералов, кремнистого и углеродистого вещества) с образованием структурно более плотных минералов (магнетита, слоистых силикатов и др.), высвобождением и перераспределением углеродистых соединений, рудных элементов, мобилизатов и образованием рудных скоплений в металлоносных толщах. Они описаны многими исследователями — Н.П.Ермолаевым [23], А.А.Стороженко [93], В.Т.Лукьяновой [63, 64], Р.П.Котиной, П.Ф.Швецовым [33] и др.

Ориентированные стрессовые структуры в терригенных породах, в кварцевых песчаниках, в известняках и мраморах, возникшие в условиях стресса и пластической деформации в приразломных зонах, в глубоких частях осадочно-породных бассейнов и в метаморфических толщах, описаны многими исследователями — В.Н.Швановым [107—109], К.С.Сагандыковым [87], В.И.Силаевым [90], Н.В.Логвиненко [36] и многими другими. Стрессовые изменения структуры пород при низких (до 200°C) и высоких (до 1000°C) температурах неоднократно моделировались И.В.Лучицким [66], И.С.Делициным [19, 20], Д.Дж.Моррисон-Смитом [75] и другими. Полученные в экспериментах ориентированные структуры подобны природным. Формы и механизм образования стрессовых структур рассмотрены во многих работах — Дж.Кристли, Д.Дж.Эрделла [34], В.Т.Лукьяновой, А.В.Лукьянова [65], А.А.Урусевской [98], Дж.Рэмзи, М.Хьюбера [133] и др. Показано, что деформация карбонатных пород происходит при низкой (ниже 200°C), кварца — при повышенной (более 200°C) температуре. Карбонатные стрессовые новообразования возникают уже при небольшой величине деформации, пластические деформации кварца, эпидота и других минералов происходят только в условиях повышенной температуры и давления.

Стрессовые преобразования происходят при участии внутрiformационных и внутрислойных растворов и флюидов, осуществляющих перенос вещества путем растворения под давлением, диффузии или свободной фильтрации по трещинам. Большую роль для развития пластической деформации играют поверхностно-активные фазы (сульфидные растворы, углеводородные флюиды, метаморфогенные мобилизаты и др.), уменьшающие прочность межзерновых связей в породах, что хорошо изучено Н.В.Перцовым [81], Д.И.Сальниковым, В.Ю.Траскиным [88] и др.

Таким образом, можно считать установленным, что пластическая деформация и перемещения вещества происходят за счет внутриверновых и межзерновых смещений, растворения под давлением, минерализации полостей отрыва, механической и структурной трансформации минерального вещества пород. Эти изменения способствуют релаксации напряжений, реализации сжатия и растяжения, пластическому течению пород при деформации. Величина пластической деформации и тектонического течения масс может быть измерена (см. 2.2).

3.2. СТРЕСС-МЕТАМОРФИЗМ КАК ФОРМА ПРОЯВЛЕНИЯ ДЕФОРМАЦИИ

Наблюдения в геологических структурах разного возраста и литературные данные показывают, что однотипные стрессовые структуры и новообразования возникают в различных РТ-условиях как при отрицательных и низких положительных температурах, так и в условиях высоких давлений и температур. Они развиваются как самостоятельные изменения, вызванные условиями стресса. В одних случаях они наложены на породы, уже измененные более ранними процессами, в других — образуются одновременно с РТ-преобразованием пород [60, 127]. Минеральный состав стрессовых новообразований в микроструктурах соответствует РТ-условиям стресса.

Так, в Средней Азии в мезозойских и кайнозойских породах Тянь-Шаня и Памира и в среднепалеозойских красноцветах Северной Киргизии можно наблюдать глубокое преобразование структуры пород при деформации, не сопровождающееся существенным изменением их минерального состава. Стрессовые изменения происходили при низких Р и Т. Минеральные новообразования в стрессовых структурах представлены, главным образом, волокнистым кальцитом. В слабо деформированных толщах тех же районов признаки влияния стресса на микроструктуру отсутствуют. Вместе с тем, в отдельных сильно нарушенных зонах

— в зонах разломов Центрального Памира, в зонах рассланцевания в Киргизском хребте, в основании мощных тектонических покровов на Памире и в Киргизии — стрессовые микроструктуры пород интенсивно развиты и образованы кварц-слюдяистой минеральной ассоциацией. Это свидетельствует о локальном проявлении стресса в условиях достаточно высоких T и P .

В глубоких частях осадочно-породных бассейнов в мощных палеозойских осадочных толщах (Донбасс, Пайхой, Верхоянье и др.) и в дорифейских метаморфических породах древних щитов, где общее преобразование пород происходило при высоких температурах и давлениях и широко распространены пластические деформации, типичные стрессовые структуры образованы минеральными ассоциациями тех же ступеней метаморфизма, что и в не испытывавших стресс породах, т.е. стрессовые изменения происходили одновременно с общим преобразованием пород.

Таким образом, преобразование пород в условиях стресса включает два вида изменений: 1) образование ориентированной структуры, обусловленное стрессом, (стресс-метаморфизм, S -метаморфизм пород); 2) изменение минерального состава пород и возникновение новых минеральных ассоциаций, соответствующих новым PT -условиям (термодинамо-метаморфизм, PT -изменение пород).

Фундаментальные различия между ними (1 — изменение структуры, 2 — изменение минерального состава), вызванные разными факторами, позволяют считать их двумя самостоятельными компонентами изменения (метаморфизма) пород. Отличительным признаком проявления стресса является возникновение в породах ориентированных текстур и структур — стресс-метаморфизм.

Стресс-метаморфизм (S -метаморфизм) всегда развивается в каких-то PT -условиях, соответственно которым либо сохраняется, либо изменяется минеральный состав пород и формируются либо прежние, либо новые минеральные ассоциации в стрессовых структурах. В последнем случае одновременно со стресс-метаморфизмом происходит и PT -метаморфизм. В реальных природных условиях стресс-метаморфизм в чистом виде встречается редко, более распространено совместное проявление S и PT -метаморфизма — SPT -метаморфизм.

Самостоятельность явления стресс-метаморфизма как формы проявления деформации и вида изменения пород, свойственного исключительно условиям стресса, определяется тензорной природой стресса [47, 50, 60]. Основными слагаемыми тензора

напряжения являются шаровой тензор (давление) и девиатор напряжения. Величина и время существования девиатора определяют появление, формы и интенсивность развития стрессовых структур. Наблюдения в природных объектах показывают, что кратковременное существование девиатора в складках и зонах разрывов порождает только слабо развитые ориентированные микроструктуры пластической деформации и (или) хрупкие деформации и катаклиз пород. Длительное существование девиатора (в ледниках, в тектонических покровах) создает условия для реализации ползучести горных пород, для пластической деформации и образования хорошо развитых стрессовых структур и новообразований.

Тензорная характеристика стресса выявляет глубокое различие между P - и S -метаморфизмом. P и T — величины скалярные. Они определяют изменение минерального состава пород, формирование новых, более устойчивых в данных P - T -условиях минеральных ассоциаций, но не могут породить ориентированные структуры, так как сами не имеют ориентировки. Только стресс (S_{ij}), определяемый ориентированным в пространстве девиатором напряжения, приводит к ориентированному изменению структур. Процесс реального метаморфизма (трансформации минерального состава и структуры пород в изменяющихся P , T и S -условиях) в соответствии с этим может быть разложен на две компоненты, различающиеся действующими факторами и формами проявления: P -метаморфизм и S -метаморфизм. В частных случаях любая из компонент может отсутствовать.

P - и S -метаморфизм, проявляясь совместно как SPT -метаморфизм, несомненно влияют друг на друга. Взаимоотношения между ними пока недостаточно изучены, однако очевидно, что реальные формы проявления и скорость стресс-метаморфизма пород в значительной мере зависят от P - T -условий, так как в разных P - T -условиях породы обладают разной пластичностью. Она по-разному изменяется в зависимости от давления и температуры; минералы, слагающие породы, в разных P - T -условиях имеют разные деформационные свойства, способность растворяться, перекристаллизовываться и т.д. Так, в ледниках пластически деформируются, дробятся и рекристаллизуются кристаллы льда, а обломки пород, находящиеся во льду, только растрескиваются и растаскиваются вдоль плоскостей скольжения, либо остаются пассивными включениями. В осадочных породах памирских тектонических покровов в условиях катагэнеза (T до 200°C , P до 2 кбар) наиболее пластичными являются известняки, менее пла-

стичными — глинистые и карбонатные алевролиты. Эффузивные и кремнистые породы остаются непластичными. В кристаллических сланцах Балтийского щита в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (300—400°C) легко деформируются и формируют стрессовые новообразования: кварц, полевые шпаты, амфиболы. Пироксены и гранаты подвергаются катаклазу вплоть до полного разрушения.

PT- и S-метаморфизм, развиваясь совместно, ускоряют друг друга. S-метаморфизм ускоряется, если одновременно происходит преобразование минерального вещества (PT-метаморфизм) и возникают слоистые силикаты, способствующие внутрислойным скольжениям в пластах, например, в условиях слюдистых и зеленосланцевых фаций низкой степени метаморфизма. Вместе с тем, PT-метаморфизм в условиях стресса протекает энергичнее, так как за счет деформационной дилатансии и увеличения проницаемости пород возрастают скорость теплопереноса и общая скорость реакций. В ряде экспериментов получены прямые данные, подтверждающие взаимное стимулирующее влияние PT- и S-изменений на общее преобразование пород. Этим, по-видимому, объясняется широкая распространенность в природе SPT-метаморфизма. Флюиды во всех случаях стимулируют S- и PT-преобразования.

Различия между PT- и S-метаморфизмом вырисовываются еще более отчетливо при сравнении их энергетического обеспечения и тектонического значения. Для PT-метаморфизма энергия на преобразование вещества получается в основном за счет теплового потока, тектонические движения не являются необходимыми. Стресс-метаморфизм непосредственно связан с тектоническими движениями, является формой релаксации напряжений и перемещения вещества при возникновении напряженного состояния пород. Он развивается за счет энергии тектонических сил, которая расходуется по мере деформации. Таким образом, и морфологически и энергетически стресс-метаморфизм является формой деформации горных пород.

3.3. ЕДИНСТВО ДЕФОРМАЦИИ И МЕТАМОРФИЗМА

Существование тесной взаимосвязи между деформацией горных пород и их метаморфизмом вряд ли может вызвать у кого-нибудь сомнения. Однако взаимозависимость этих двух явлений далеко не однозначна. При современном химико-термодинамическом подходе к петрологии, когда градации метаморфизма определя-

ются в основном по типу минеральных ассоциаций, составляющих породу, можно привести множество примеров, когда между интенсивностью метаморфизма и величиной деформированности пород отсутствует корреляция. Встречаются сильно деформированные слабо метаморфизованные породы и глубоко метаморфизованные, но не содержащие следов интенсивной деформации. В таких случаях трудно говорить о прямой зависимости, а тем более, о единстве деформации и метаморфизма.

Проблема корреляции деформаций и метаморфизма, тектоники и метаморфизма остается нерешенной, несмотря на огромное количество работ как по метаморфизму, так и по деформациям.

Причина сложности этой проблемы, по мнению автора, заключается в сложности самого понятия «метаморфизм» [53, 55]. А.Харкер [122] специально подчеркивал, что термин «метаморфизм», означающий в переводе «изменение формы», подразумевает изменение конфигурации расположения как атомов (т.е. минерального состава), так и более крупных частиц (т.е. структуры породы). Предполагалось, что обе конфигурации изменяются согласованно. По-видимому, это не так или не всегда так. Но А.Харкер не подозревал несогласованности этих изменений. Разделив метаморфизм на два типа (динамический и термальный), он характеризовал каждый тип комплексом структурно-вещественных особенностей породы, выраженных как в ее новой структуре, так и в специфическом наборе минералов (стресс-минералов и антистресс-минералов). В региональном метаморфизме он видел сочетание этих двух типов.

Когда «стресс-минералы» были получены экспериментально без стресса, концепция А.Харкера большинством петрологов была забраксована и уступила место химико-термодинамическому подходу (В.Гольдшмидт, П.Эскола, Д.С.Коржинский, Г.Винклер, А.Миясиро, А.А.Маракушев и др.). Вместе с дискредитированными стресс-минералами ушли на второй план и структурные особенности метаморфических пород: они оказались ненужными для установления градаций метаморфизма по химическим реакциям и минеральным ассоциациям.

Однако именно структурные изменения породы особенно чутко отражают ее деформацию. Это убедительно показало все развитие структурной петрологии (А.Харкер, Н.А.Елисеев, А.Н.Казак, А.Николя, Ж.Пуарье и др.). Поэтому, анализируя связь деформаций и метаморфизма, следует вернуться к представлениям А.Гейма, Г.Розенбуша, А.Харкера, Д.И.Мушкетова о метамор-

физме как процессе, в равной мере характеризуемом изменением и структуры и минерального состава породы, признать изменение структуры важнейшим показателем метаморфизма, но в то же время отказаться от постулата о строгой согласованности структурного и минерального преобразования породы. Последнее означает, во-первых, необходимость разложения метаморфизма на две компоненты, достойные самостоятельного изучения, и, во-вторых, необходимость двумерной (матричной) классификации метаморфизма, опирающейся на эти компоненты как на независимые переменные.

Развиваемое автором представление о стресс-метаморфизме (S-метаморфизме) и термодинамо-метаморфизме (PT-метаморфизме) как о компонентах реального динамотермального метаморфизма (SPT-метаморфизма) существенно отличается от распространенных представлений о типах и разновидностях метаморфизма. Термины, обычно характеризующие метаморфизм: динамический, термальный, региональный, прогрессивный, регрессивный, дислокационный, кинетический и т.д. — определяют его особые разновидности и характеризуют эти разновидности полностью, всесторонне. S-метаморфизм и PT-метаморфизм, напротив, присутствуют в каждой разновидности, но характеризуют ее лишь со своей точки зрения (как компоненты): первый — по изменению структуры, второй — по изменению минерального состава. Изучать, измерять и картировать каждую компоненту можно независимо от другой, так как объект исследования для каждой из них — особый (либо структура, либо минеральный состав). Но никогда одна компонента не охарактеризует метаморфизм полностью. Никогда величину метаморфизма нельзя измерить величиной одной компоненты. Следовательно, градации метаморфизма, определяемые по минеральным ассоциациям (PT-компонента), необходимо дополнить градациями, определяемыми по структурным признакам (S-компонента), и полная характеристика метаморфизма может быть дана только совокупностью этих градаций, т.е. обязательно двумя индексами, числами или координатами. При таком понимании метаморфизма его связь с деформациями горных пород становится значительно более отчетливой.

Выше было показано, что стресс-метаморфизм является формой проявления деформации пород. Но он же является и компонентой метаморфизма. Таким образом, единство деформации и метаморфизма заключено именно в стресс-метаморфизме.

Поэтому для изучения этих явлений необходимо определить типы и градации стресс–метаморфизма.

3.4. ТИПЫ И ГРАДАЦИИ СТРЕСС–МЕТАМОРФИЗМА

Проведенные нами исследования стресс–метаморфизма и собранные литературные данные приводят к выводу, что определять его интенсивность по морфологическим проявлениям следует двумя путями. Первый путь — качественная характеристика, или тип деформационной микроструктуры, второй — количественная оценка величины деформации. Идя первым путем, мы оцениваем с т у п е н и стресс–метаморфизма. Они в какой-то мере характеризуют величину стресса при деформации. Второй путь ведет к определению с т е п е н и стресс–метаморфизма и характеризует величину деформации.

С т у п е н и стресс–метаморфизма определяются по соотношению хрупких и пластических деформаций в структуре породы. В первом приближении легко выделяются три ступени: примитивная, низкая, высокая. Их можно обозначить буквами р, l, h (primitive, low, high). Для примитивной ступени (р) характерно почти полное отсутствие катаклаза в зернах и широкое развитие структур перекристаллизации, растворения под давлением, пластической деформации. Низкая ступень (l) представлена тоже структурами течения, но в них большую роль играют катаклиз отдельных зерен, раздробление и будинаж прослоев, поперечные к сланцеватости альпийские жилы и другие проявления хрупких нарушений. На высокой ступени (h) катаклиз сильно развит и охватывает большинство разновидностей пород. Надо думать, что структуры типа h возникают, когда стресс превышает предел прочности пород, структуры типа l — при превышении предела прочности только в отдельных зернах и прослоях, структуры типа р — в условиях ползучести при низком стрессе, не превышающем предела прочности. Величина деформации в структурах типа р, l, h может быть разной. Нередко деформация в структурах р больше, чем в структурах h.

С т е п е н ь стресс–метаморфизма определяется величиной деформированности породы. Чем больше деформация, тем больше степень стресс–метаморфизма и тем совершеннее деформационная структура породы, по которой и определяется величина деформации. Для определения степени стресс–метаморфизма следует использовать все тензодатчики, позволяющие измерить величину деформации: изменение формы и ориентировки включений, относительную длину боронок в тенях

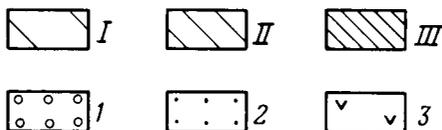
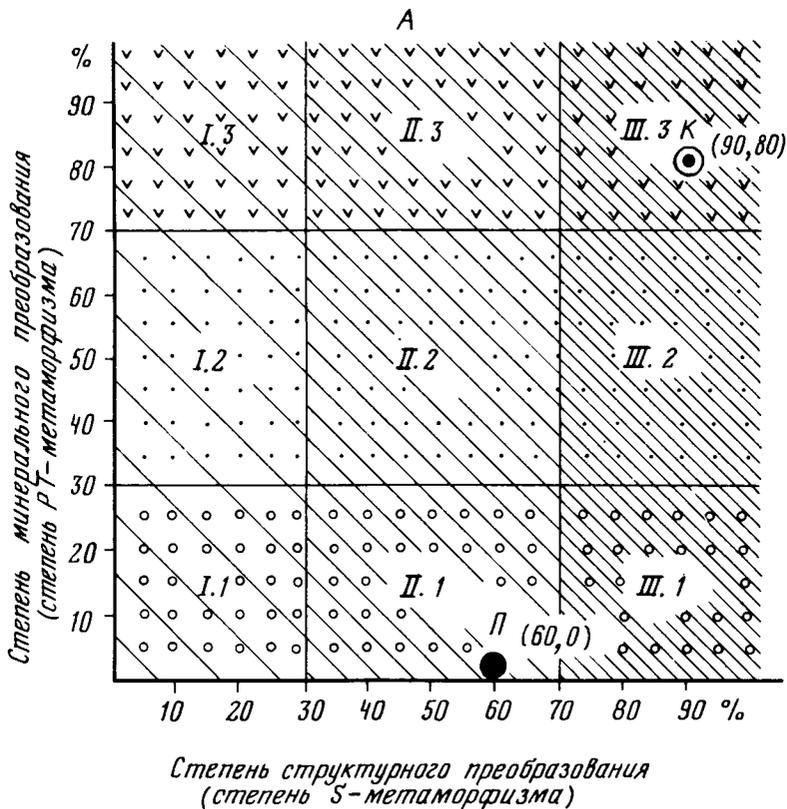
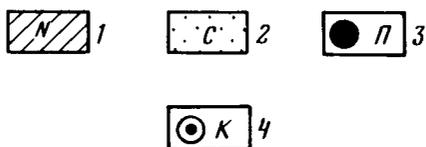
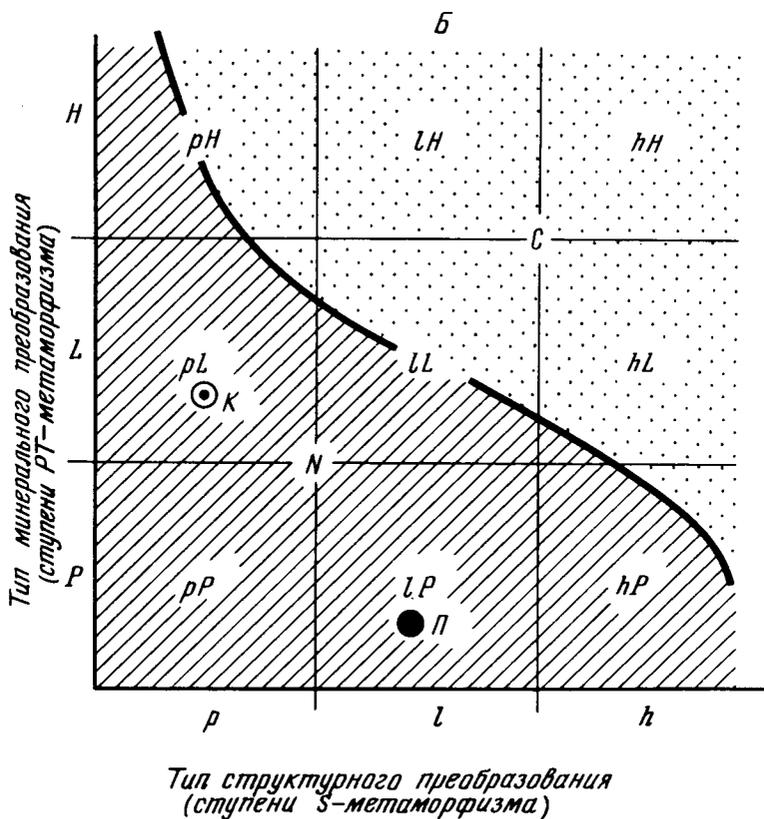


Рис. 6. Графическое изображение градаций метаморфизма при помощи пары диаграмм, характеризующих степень (А) и ступени (Б) метаморфизма горных пород

А — двумерная характеристика степени метаморфизма в координатах «степень структурного преобразования» — «степень минерального преобразования» горной породы

I—III — степень деформированности: I — слабая (<30%), II — средняя (30—70%), III — сильная (>70%); 1—3 — степень образования новых минеральных ассоциаций: 1 — слабая (<30%), 2 — средняя (30—70%), 3 — сильная (>70%)



Б — двумерная характеристика ступеней метаморфизма в координатах «тип структурного преобразования» — «тип минерального преобразования» горной породы. *P, p* — примитивная ступень, *L, l* — низкая ступень, *H, h* — высокая ступень

1 — область нормальной (*N*) зональности регионального метаморфизма; *2* — область контрастного (*C*) метаморфизма в зонах разломов и интенсивных деформаций горных пород; *3, 4* — точки на диаграммах, соответствующие метаморфизму памирских конгломератов (*П*) и кольских сланцев (*К*) (с.м. текст)

давления, растащенность обломков зерен, деформированность альпийских жилок, морфологию кливажа и т.д. Для этой же цели можно использовать приемы тектонофациального анализа (Е.И.Паталаха). Величина деформации описывается тензором деформации, но условно ее можно охарактеризовать величиной укорочения вдоль оси максимального сжатия и выразить в процентах. Тогда степень стресс-метаморфизма будет описываться числами от 0 до 100. Этот прием использует Е.И.Паталаха для характеристики тектонофаций.

Чтобы дать комплексную характеристику стресс-метаморфизма, достаточно буквенное название ступени дополнить числовым индексом, указывающим степень стресс-метаморфизма. Тогда, например, раздавленный памирский конгломерат, в котором растекшиеся известняковые гальки чередуются с катаклазированными и растащенными гальками эффузивов, песчаников, кремней (низкая ступень), а сжатие достигает 60% (степень 60), можно охарактеризовать индексом I₆₀; амфиболитовый сланец с Кольского полуострова, образовавшийся по катаранскиту путем пластической деформации при 90% сжатии — индексом р₉₀. Таким образом, мы можем четко определить типы деформационных структур и соответствующие градации стресс-метаморфизма — структурной компоненты метаморфизма. Но это лишь пол-дела.

Аналогичным способом можно определить и минеральную компоненту метаморфизма — РТ-метаморфизм. Используя хорошо разработанную шкалу градаций метаморфизма по минеральным ассоциациям, легко выделить ступени РТ-метаморфизма: примитивную (Р) — катагенез, низкую (L) — зеленосланцевую и амфиболитовую фации, высокую (Н) — гранулитовую. Можно дать разбивку и на более мелкие ступени, но сейчас грубая разбивка удобнее. Количественно охарактеризовать степень РТ-метаморфизма и выразить ее в процентах тоже нетрудно. Для этого достаточно измерить объем, занимаемый новыми минеральными ассоциациями, и отнести его к общему объему породы. Тогда, например, РТ-метаморфизм упомянутых выше памирских конгломератов обозначится индексом Р₀, так как преобразование осуществлялось в зоне катагенеза и никаких новых минеральных ассоциаций при этом не образовалось; РТ-метаморфизм катаранскитов с образованием амфиболитовых сланцев обозначится индексом L₈₀, так как реликты исходных пород в них не превышают 20%, а остальные 80% представлены новой минеральной ассоциацией амфиболитовой фации.

Приведя к единообразной записи обе компоненты реального SPT–метаморфизма, можно записать и его полную формулу, объединив индексы обеих компонент. Для памирских конгломератов получится $I_{60}P_0$, для кольских амфиболитовых сланцев — $p_{90}L_{80}$. В обоих случаях первый индекс обозначает S–метаморфизм, второй — PT–метаморфизм, а общая формула дает двумерную характеристику SPT–метаморфизма. Степень и степень SPT–метаморфизма тоже имеют двумерные характеристики: для первого примера степень (I, P) и степень (60, 0), для второго — степень (p, L) и степень (90, 80). И степени и степень SPT–метаморфизма можно изобразить на графиках (рис.6) точками, отложив по двум координатным осям соответствующие характеристики компонент. Принцип построения графиков объяснен в статьях [50, 53]. На таких графиках удобно сравнивать метаморфизм разных пород, что можно делать и по формулам, но в менее наглядной форме. На графиках точки, характеризующие определенные разновидности метаморфизма, группируются в определенных участках, выделяются области зонального контрастного метаморфизма и др.

Представление о стресс–метаморфизме пород, его типах и грациях позволяет по–новому подойти к классификации метаморфизма, анализу существа явления, его тектонической значимости, к изучению и измерению интенсивности процесса в зонах тектонических деформаций и течения горных масс. Для анализа тектонического течения особенно важна возможность использовать стресс–метаморфизм при изучении и количественной оценке деформированности горных пород. Перераспределение минерального вещества и рудных элементов в процессе стресс–метаморфизма открывает перспективу его использования при поисках и разведке метаморфогенных рудных залежей.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

АВТОКОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ КАК ВОЗМОЖНАЯ ПРИЧИНА МНОГОФАКТОРНОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ, ЕГО НЕРАВНОМЕРНОСТИ ВО ВРЕМЕНИ И НЕОДНОРОДНОСТИ В ПРОСТРАНСТВЕ

Причинами неравномерного развития и пульсаций многих геологических процессов могут быть саморазвивающиеся автоколебательные системы разных типов и масштабов, взаимодействие которых определяет многофакторность тектонического течения и расслоения литосферы.

4.1. МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ АВТОКОЛЕБАТЕЛЬНЫХ СИСТЕМ

Анализ неоднородного распределения деформаций в пространстве — лишь одна сторона вопроса о тектоническом течении литосферы. Вторая сторона — исследование причин неравномерности их развития во времени. Выше было показано, что неоднородности распределены упорядоченно, что их упорядоченность характеризует тектоническое течение, что в тектоническом течении большую роль играют пластические деформации, что последние тесно связаны с метаморфизмом горных пород, словом, что тектоническое течение включает единый комплекс структурно-метаморфических и даже магматических процессов. Теперь наметим тектонофизический подход к анализу развития этого комплекса во времени.

Известно, что геологические процессы в тектоносфере протекают неравномерно, скачками. Периоды затишья сменяются эпохами бурной активизации и снова затишьем. Это касается всех геологических процессов: деформаций и горообразования, магматизма, сейсмичности, осадконакопления, эволюции органической жизни и т.д. Для объяснения этого феномена привлекают-

ся, прежде всего, предположения о влиянии на ход геологических процессов внешних факторов, т.е. о том, что эти колебания — вынужденные, навязанные данному геологическому процессу извне — либо со стороны космоса, либо со стороны глубоких недр, либо со стороны других геологических процессов. Бесспорно, вынужденные колебания имеются. Но нет ли в самих геологических процессах причин, заставляющих их развиваться прерывисто, пульсировать? Несомненно, имеются: гейзер пульсирует или пласт распадается на будины определенного размера из-за внутренних причин. В климатологии и гляциологии установлено и объяснено существование автоколебательных систем (А.И.Воейков, П.А.Шумский и др.). Геологические автоколебательные системы почти не изучены и не выявлены, их механизмы не раскрыты.

Автор теоретически обосновал возможность и даже неизбежность возникновения автоколебательных систем в геологических процессах, охарактеризовал их механизмы и наметил пути исследования [44, 48, 49, 56, 125, 126]. Анализ проведен на основе тектонофизического моделирования. Проанализированы процессы магматизма, осадконакопления, тектонических движений, формирования климата, миграции флюидов. Здесь я остановлюсь только на автоколебательных системах, имеющих непосредственное отношение к тектоническому течению литосферы.

• 4.1.1. Автоколебательные системы

Как известно, колебательными называют такие физические системы, в которых при определенных условиях могут происходить колебания, не вызванные периодическими воздействиями извне, а обусловленные свойствами самой системы. Такие системы обычно разделяют на консервативные, диссипативные и автоколебательные. В консервативных системах нет притока и потери энергии. Первоначально сообщенная энергия преобразуется и перераспределяется в системе, обеспечивая ее колебания. В диссипативных — первоначальная энергия постепенно рассеивается, колебания затухают. В автоколебательных системах происходит потеря и пополнение энергии за счет постоянно действующих источников, причем устройство системы обеспечивает автоматическое восполнение потерь энергии (например, маятник с подзадом механизма).

Автоколебательные системы разной природы: механические, электрические, термодинамические и другие — описываются аналогичными дифференциальными уравнениями, что позволяет вскрыть их сущность и моделировать автоколебательные системы, возникающие в разных природных условиях. Характер-

но, что автоколебания возникают только в такой системе, которая находится в состоянии, отличном от термодинамического равновесия. В системе обязательно происходит «односторонний» процесс: она получает и отдает энергию или вещество, через нее как бы проходит поток энергии или вещества, который она «квантует». При этом возникающие колебания обладают двумя характерными особенностями: 1) период колебаний и их амплитуда не зависят (в некоторых пределах) от начальных условий, они определяются параметрами системы; 2) при достаточно малых, но конечных изменениях этих параметров колебания сохраняются. Автоколебательные системы генерируют колебания, характеристики которых определяются параметрами систем, а форма колебаний — их устройством.

Релаксационные автоколебательные системы обычно имеют зубчатую форму колебаний. Их устройство, как правило, включает два очень важных элемента: накопитель энергии (или вещества) и переменное сопротивление, которое в зависимости от уровня энергии (вещества) в накопителе переключается с режима накопления на режим расхода и обратно. Все изученные геологические автоколебательные системы относятся к категории релаксационных и обладают этими элементами.

• 4.1.2. Автоколебательные системы, возникающие в недрах Земли при плавлении литосферы

В моделях автоколебательных систем, возникающих в ходе магматических процессов, рассмотрен перенос тепла через толщу, претерпевающую плавление и кристаллизацию. Учтены постоянный тепловой поток, скрытые теплоты плавления (кристаллизации), теплоемкость и теплопроводность, зависящие от состояния вещества, граничные условия. Деформации и механическое внедрение магмы не рассматривалось. В большинстве случаев система не генерирует колебаний, однако при определенных условиях в ней возникают тепловые колебания, приводящие к пульсации теплового потока и пульсирующему плавлению (кристаллизации) вещества. Накопителем энергии служит расплав (накапливается теплота плавления), переменным сопротивлением — тоже расплав, имеющий малую теплопроводность без конвекции и большую эффективную теплопроводность при конвекции. Наиболее интересна модель двухслойной литосферы [44, 48, 49, 126].

В этой модели, рассчитанной на гидроинтеграторе, анализировался процесс прохождения теплового потока через толщу, состоящую из двух слоев (более легкого и легкоплавкого сверху и более тяжелого и тугоплавкого внизу), с учетом плавления. Пред-

полагалось, что вещество нижнего слоя (В) могло растворяться в расплаве вещества верхнего слоя (А), образуя расплав смешанного состава A_nB_m), причем это растворение (или кристаллизация) осуществлялось в соответствии с заданной фазовой диаграммой при разных температурах, зависящих от концентрации A_nB_m в интервале от температуры плавления А до температуры плавления В. При растворении (кристаллизации) поглощалось (выделялось) заданное количество тепла. Теплофизические характеристики были подобраны таким образом, что слой А мог соответствовать нижней части земной коры, а В — верхней мантии. В начальный момент мощность А составляла 100 км, тепловой поток был неустановившимся (температура медленно повышалась и у основания А приближалась к температуре его плавления).

Опуская детали, перечислю основные черты эволюции модели (рис. 7). Слой А медленно плавился снизу вверх, вещество В растворялось в расплаве и диффундировало вверх, градиент концентраций в расплаве A_nB_m препятствовал возникновению конвекции. В верхней части расплава началось выпадение из него вещества В, новая граница слоев А и В оказалась значительно выше исходной, расплав оторвался от этой границы и путем «зонной плавки» (плавление внизу, кристаллизация вверху) стал медленно опускаться внутри слоя В, наращивая мощность и содержание В в расплаве. Модель приобрела четырехслойное строение (сверху вниз): 1) остатки нерасплавленного А — около 20 км; 2) вновь образовавшийся В, закристаллизовавшийся из верхней части расплава — около 100 км; 3) расплав A_nB_m — около 200 км; 4) остатки нерасплавленного В. На этой стадии развития модели отметим три обстоятельства, интересные для тектоники: 1) граница слоев А и В значительно поднялась за счет ухода в расплав нижней части А; 2) расплав перемещался путем «зонной плавки» не вверх, а вниз, навстречу тепловому потоку; 3) внутри слоя В образовалась мощная толща расплава («астенолинза»), более легкого, чем В. Последнее обстоятельство содержит энергетическую предпосылку для гравитационного тектогенеза.

Дальнейшее развитие модели пошло иначе. После длительного покоя концентрации в расплаве выравнялись настолько, что в нем началась конвекция, процесс резко активизировался и пошел в обратном направлении. Началась быстрая кристаллизация в подошве расплава и плавление в кровле. Путем «зонной плавки» расплав стал быстро перемещаться вверх (в направлении теплового потока), уменьшаться в размере и терять содержание В. Наконец, его состав достиг чистого А, и он закристаллизовался

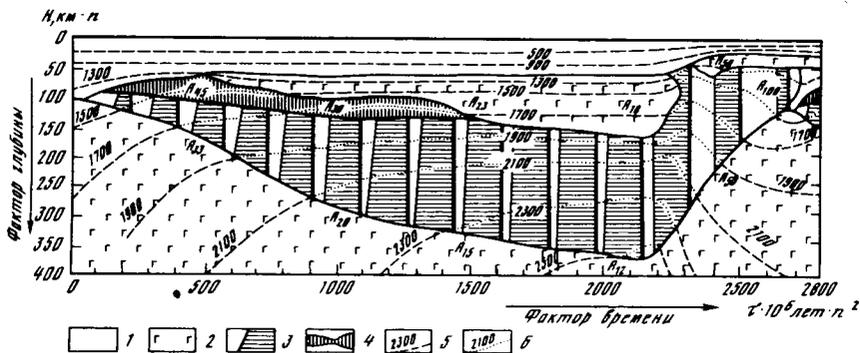


Рис. 7

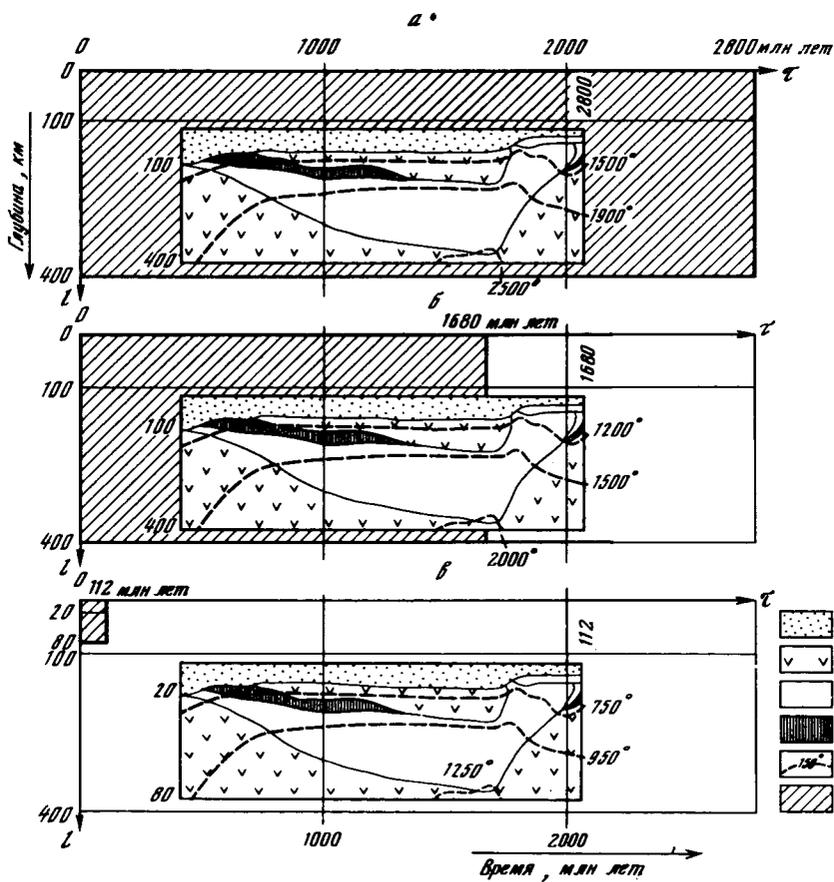


Рис. 8

Рис. 7. Термальный цикл в двухслойной модели литосферы

1 — твердая фаза *A*; 2 — твердая фаза *B*; 3 — расплав состава A_nB_m ; 4 — зона полурасплава; 5 — изотермы в твердых фазах ($^{\circ}C$ *k*); 6 — изотермы в расплаве и в зоне полурасплава ($^{\circ}C$ *k*); *k* и *n* — коэффициенты, зависящие от теплофизических характеристик и масштабов, выбранных при интерпретации модели

Рис. 8. Три варианта интерпретации модели: а — применительно к коре и верхней мантии Земли с полностью расплавленной астеносферой, б — то же с частично расплавленной астеносферой, в — применительно к внутрикоровым процессам на границе гранитного и базальтового слоев

1 — вещество *A*; 2 — вещество *B*; 3 — расплав смешанного состава; 4 — частично расплавленная зона; 5 — изотермы ($^{\circ}C$); 6 — площадь на графике «глубина — время», которую должен занять чертеж, изображенный в середине каждого графика, при трех вариантах интерпретации модели



в верхней части модели. Модель пришла в исходное состояние, цикл развития кончился. За первым циклом последовали второй, третий, т.е. модель стала развиваться как релаксационная автоколебательная система. Длительность цикла при упомянутой выше интерпретации модели составила около 2,5 млрд лет. Однако, используя критерии подобия, ей можно дать и другие многочисленные интерпретации. Так, при тех же размерах, принимая полурасплавленное состояние толщи A_nB_m , получим длительность около 1,5 млрд лет, а принимая исходную мощность слоя *A* в 10 км, полурасплава A_nB_m и температуры плавления *A* и *B* соответствующими температурам плавления гранита и базальта, получим длительность циклов около 100 млн лет [49] (рис. 8).

Таким образом, тепловые автоколебательные системы могут появляться у границ раздела на разных уровнях литосферы, сильно влияя на положение этих границ и состояние вещества в их окрестностях. Период колебаний зависит от параметров системы.

• 4.1.3. Автоколебательные системы, возникающие при деформации горных пород и движении ледников

В основе развития этих систем лежит постепенное накопление напряжений в системе до предела прочности, после чего происходит разрушение толщ или компетентных слоев и деформация при более низких напряжениях. Так, в структурах будинаж отчетливо проявлена ритмичность строения. Размеры будин пропорциональны пределу прочности соответствующих пластов. Периодичность деформаций в более крупных геологических объектах тоже зависит от параметров системы.

Моделями локальных релаксационных автоколебательных систем, связанных с деформациями горных пород, могут быть пульсирующие ледники, детально изученные гляциологами. Для пульсирующих ледников характерен переменный режим движения, которому соответствуют релаксационные автоколебания системы (П.А.Шумский [113]). По мнению М.Майера и А.Поста, для пульсирующих ледников характерно, что все они пульсируют повторно, некоторые до 10 раз и более. Пульсации равномерно периодические и не вызываются какими-либо внешними факторами (землетрясениями, колебаниями климата). Активная стадия кратковременна (менее 1 года—до 6 лет), после чего наступает длительная стадия покоя (15—100 лет и более), время полного цикла или активной стадии не имеет простого отношения к длине и площади ледника. Скорость движения льда во время активной фазы всегда значительно больше, по крайней мере на порядок, по сравнению со скоростью в тех же местах в период покоя. Полный цикл пульсации включает: 1) фазу активного продвижения, когда скорость движения льда скачкообразно увеличивается на один—два порядка и паводочная волна стремительно распространяется вниз по леднику, вызывая продвижение его конца вниз по долине в область мертвого льда и морен, оставленных предыдущей подвижкой; 2) фазу омертвления и деградации продвигающейся части ледника; 3) фазу восстановления, в течение которой ледник постепенно восстанавливает свой продольный профиль до начального положения [21].

Классическим примером пульсирующего ледника является хорошо изученный ледник Медвежий на Памире. Он пульсировал 4 раза. В 1963 г. лоб ледника, вздувшийся до 120—150 м, продвинулся по долине на 1600 м со скоростью до 40 м/сут. Поверхность ледника в результате понизилась на 50—70 м. Во время подвижки ледник был расколот перекрещивающимися трещинами на призматические блоки, а между осевой зоной ледника и краевыми зонами сформировались гигантские (в несколько километров) продольные разрывы. Движения сопровождалось выносом огромных масс льда (около 140 млн т) и морены. Через полгода нижняя часть ледника омертвела, началась нивелировка поверхности. В верховьях ледника было отмечено зарождение новой кинематической волны со средней скоростью движения льда 250—300 м/год. В 1970 г. гребень ледника двигался уже со скоростью 1,2—1,5 км/год, в 1973 г. произошла новая крупная подвижка. Все повторилось. Следующая подвижка произошла в 1989 г.

Ледниковая модель релаксационных автоколебательных систем доказывает, что такие системы могут действовать в геологических объектах, иметь большие размеры, длительные периоды колебаний и определять характер тектонических движений в радиусе их действия (например, в области распространения надвигов, тектонических покровов, шарьяжей и др.).

• **4.1.4. Автоколебательные движения флюидных систем, возникающие в условиях аномально высокого пластового давления (АВПД)**

Хорошо известно, что в осадочно–породных бассейнах существуют области и пласты с АВПД, создаваемым заключенными в них флюидами. Неравномерность распределения флюидного давления в толщах создает условия для нарушения прочности пластов гидроразрывами и перемещения флюидов в области более низкого давления.

Расчеты показывают, что под непроницаемыми для флюидов барьерами должны возникать особенно высокие давления, которые могут превышать литостатические. Предел прочности пород на разрыв значительно снижается в присутствии поверхностно–активных жидкостей [88], каковыми являются сами флюиды. В результате гидроразрыва под барьером возникает водяной лакколлит, приподнимающий толщу, по которому под действием тектонических сил может произойти смещение толщи [102]. После прорыва барьера происходит удаление флюида, а смещенная толща ложится на свое основание, возможно в несколько сдвинутом положении.

При гидроразрыве и последующем падении флюидного давления неизбежно раскрытие пор, трещинообразование, измельчение материала с образованием интрателлурических микститов, изменение физико–химических параметров флюида, выпадение солей из растворов, цементация микститов, минерализация и залечивание пор и трещин, накопление минерального вещества в структурных «ловушках» [56]. Примером такого механизма структурообразования и минерализации, вероятно, может быть структура Большого Каратау со свинцово–цинковым оруденением в слоистых карбонатных толщах.

Моделирование процесса возникновения и эволюции АВПД при фильтрации флюидов через слоистую толщу, распределения флюидного давления в 25–слойной модели на гидроинтеграторе ИГЛ [56] показало периодичность развития этого явления, его пульсирующий характер. Пульсации зарождаются под слоями с низким коэффициентом фильтрации (водоупорами). Каждый цикл

слагается из трех стадий: 1) стадии постепенного увеличения давления в толще под водоупором до уровня деструкции; 2) стадии высокого давления: кратковременного гидроразрыва и длительной флюидизации слоя, прорыва кровли и дефлюидизации с оттоком флюида в вышележащую толщу; 3) стадии падения давления и цементации пор и трещин. Затем цикл повторяется. В вышележащей толще под следующим водоупором происходят те же процессы, заметно смещаясь во времени. Длительность цикла зависит от размера объекта, прочности и фильтрационных свойств пород.

Интерпретация моделей для разных объемов пород с разными фильтрационными свойствами показала большую скорость процесса и частоту пульсаций (1 раз в 0,2—15 лет). В масштабе геологического времени это — очень часто: даже незначительные смещения пластов и минерализация толщ при каждом цикле после многократного повторения могут дать ощутимые результаты — формирование тектонических покровов, минеральных залежей. Полученные выводы подтверждают и развивают идеи В.С.Буртмана [6] и Л.В.Белякова [4] о роли флюидов в покровообразовании.

На графиках распределения флюидного давления в многослойной модели [56] видны пульсации пластового давления, общее затухание амплитуды высоких давлений в направлении к земной поверхности, асинхронное появление сверхвысокого давления на разных глубинах, смещение очагов гидроразрыва во времени.

Из модели следует, что при фильтрации флюида через слоистую толщу с относительно слабо проницаемыми горизонтами возникновение сверхлитостатических флюидных давлений в отдельных горизонтах — явление закономерное. Сверхвысокие давления существуют кратковременно, но появляются многократно. Миграция флюида через слоистую толщу осуществляется путем гидравлических разрывов, флюидизации и дефлюидизации отдельных горизонтов, что подтверждает результаты Б.М.Валева [8]. В каждом горизонте происходят многократные подъемы и падения давления флюида, которые могут иметь собственную ритмику. Нестационарность флюидных давлений, возникновение сверхлитостатических давлений, гидроразрывы и скачкообразная миграция флюидизированных очагов к поверхности и перемещение флюидов должны существенно влиять на формирование тектонических структур и очагов минерализации. Флюиды способны

оказывать «каталитическое» воздействие на процесс перекристаллизации и пластической деформации толщ.

Модель распределения АВПД в слоистой толще объясняет многофазность образования и многоэтажность локализации структурных ловушек для накопления углеводородов и нефти в нефтегазоносных бассейнах, а также образование стратифицированных и жильных рудных тел внутрiformационными рассолами (Pb—Zn—Ba, Sr, S и др.), образование триад: тектонический покров—интрателлурический микстит—рудная минерализация. Реальным проявлением флюидной автоколебательной системы в осадочно—породных бассейнах, вероятно, является недавно открытый гидрогеологический эффект Вартапяна—Куликова [9].

Приведенные примеры показывают, что в недрах Земли и на поверхности имеются условия для возникновения различных автоколебательных систем. Они имеют разную природу и генерируют колебания в таких процессах, как перенос тепла, перенос осадков, тектонические движения и др. Каждая система «квантует» процессы переноса вещества и энергии, превращая их в пульсирующие. При этом частота возникающих колебаний органически связана с самой системой и определяется ее параметрами. Взаимное наложение разнопорядковых систем и колебаний создает сложную ритмику развития Земли.

4.2. ВЗАИМОСВЯЗЬ ПРОЦЕССОВ В ЕДИНОЙ СИСТЕМЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Множество моделей геологических автоколебательных систем [17, 18, 28, 44, 51, 89, 105, 113, 125, 126], в том числе описанные выше, свидетельствуют о том, что тектоносфера насыщена ими и что они имеют разную природу, размеры и частоты колебаний. Каждая из них имеет собственный ареал распространения и собственное глубинное положение в толще литосферы. Вместе с тем, все они взаимодействуют и активно влияют на тектоническое развитие литосферы. Тектоническое значение возможности появления автоколебательных систем разного размера и на разных глубинах поясним двумя интерпретациями первой из рассмотренных выше моделей (см. рис. 7, 8).

Модель проплавления двухслойной среды, будучи интерпретирована для поверхности Мохоровичича, имеет период колебаний, измеряемый миллиардами лет, и охватывает глубины в несколько сотен километров, ареал ее распространения может приближаться к глобальному; расплав имеет основной состав, астенولينза заглублена на сотни километров. Та же модель для гра-

ницы гранитного и базальтового слоев имеет период колебаний, измеряемый несколькими десятками и сотнями миллионов лет, охватывает глубины в десятки километров, имеет более ограниченный ареал, кислый расплав, внутрикоровую астенолинзу. В то же время, вызываемые этими системами эффекты подобны: вначале уменьшается верхний слой, потом резко увеличивается; сначала возникает астенолинза при медленном погружении магм, потом исчезает с бурным восходящим магматизмом; в обоих случаях возникают астенолинзы, несущие в себе запас гравитационной энергии. Эти эффекты содержат движущие силы для тектонического течения, деформаций, метаморфизма, магматизма. Но в первом и втором случаях они возникают на разных уровнях и с разными ареалами распространения, т.е. самостоятельные энергетические источники тектонического течения и других процессов могут оказаться в разных местах и на разной глубине. Это очень важно для понимания возможности автономного движения отдельных блоков и пластин на разных уровнях литосферы.

Обе системы могут работать одновременно, накладываться друг на друга. Тогда крупные долгоживущие структуры, обусловленные глубинной системой, могут быть осложнены более мелкими и быстрее развивающимися структурами, связанными с системами меньшей глубинности. Так, закономерный структурный рисунок Казахстана в позднем палеозое на территории Северо-Балхашской впадины был завуалирован изометричными вулканотектоническими депрессиями, но по окончании активного вулканизма вновь проявился в виде систем разломов и роев даек [114].

Взаимодействие систем разных масштабов и разных типов порождает возможность не только возникновения движущих сил тектогенеза на разных уровнях литосферы, но и большого разнообразия движений. Так, проплавление литосферы приводит к образованию линзовидных тел, ограниченных наклонными поверхностями, что должно вызвать их деформацию в соответствии с клин-эффектом [48]. В таких условиях могут образоваться деформационные автоколебательные системы, аналогичные возникающим в пульсирующих ледниках и ведущие к образованию тектонических покровов. Выделение большого количества флюидов при поднятии изотерм на второй стадии проплавления может интенсифицировать пульсации флюидного давления в слоистых толщах и, соответственно, привести к надвиганию тонких пластин в них.

Неизбежность взаимного наложения разных механизмов тектогенеза заставляет отказаться от поисков единого универсального структурообразующего механизма и признать многофакторность тектонического течения литосферы. При таком подходе тектоносферу следует понимать как сложную неравновесную саморазвивающуюся систему, состоящую из множества взаимодействующих автоколебательных и других подсистем, содержащих или накапливающих энергию, необходимую для тектонического течения. Устанавливать ареалы действия таких подсистем предлагается при помощи совместного проведения корреляции геологических явлений и тектонофизического изучения моделей автоколебательных систем [44, 126]. Такое направление исследований пока непривычно, но оно позволит значительно глубже понять природу геотектонических процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследований тектонических деформаций и физики тектонических процессов сводятся к следующему.

Тектонические деформации, происходящие в неоднородных геологических средах, формируют закономерно построенные сочетания геологических структур мега-, макро- и микромасштаба, проявленные характерными парагенезами структурных форм и структурными рисунками. В мега- и макромасштабе это линейные и изометричные структурные парагенезы зон сдвигов, сбросов, надвигания и сшивания тектонических блоков, кольцевых структур, куполовидных поднятий, проседаний и др., в микромасштабе — закономерные сочетания внутрислойных форм микродеформаций (складчатых, кливажирования, растворения под давлением, внутрислойного и внутризернового отрыва, скальвания и др.). Закономерность сочетаний структурных форм является основанием для восстановления кинематической схемы тектонического движения и количественного измерения деформации, вращения и изменения объема пород с применением специально разработанных методов и номограмм.

Деформации возникают там, где перемещение (тектоническое течение) блоков и пластин испытывает изменение. Эти изменения вызываются или компенсируются автономными перемещениями и деформациями соседних масс горных пород, подчиняющимися принципу совместимости деформаций. Принцип совместимости определяет закономерности строения структурных рисунков и общий неоднородный характер тектонического течения. Эффекты неоднородной деформации устанавливают связи между распределением деформаций и перемещением горных масс при тектоническом течении литосферы.

Стресс-метаморфизм горных пород является главной формой релаксации напряжений, возникающих при тектогенезе, обязательной компонентой преобразования пород в условиях стресса. Реально существуют две разновидности метаморфизма в условиях стресса: S- и SPT-метаморфизм, отличающиеся характером изменения пород: только структуры (S) или структуры и минерального состава пород (SPT). Стресс-метаморфизм преобразует структуру и тесно связан с деформацией пород. Он происходит в разных PT-условиях при положительных и отрицательных температурах. Интенсивность и форма его развития характеризуется степенью и степенями стресс-метаморфизма. Исследование

стресс–метаморфизма является основой познания механизмов деформации и пластического течения пород в разных РТ–условиях и истории формирования тектонических структур.

Периодические геологические явления (формирование расслоенности в подкоровых и коровых частях литосферы, периодичность орогенических движений, вулкано–плутонической деятельности, внедрения флюидов в верхние части земной коры, тектонические движения в горных породах и в ледниках, ритмичность осадконакопления и др.) обусловлены не только внешними воздействиями, но и возникновением и развитием природных автоколебательных систем. Моделирование таких систем является теоретической основой для обнаружения и изучения автоколебательных систем в природе и познания закономерностей их развития.

Тектоническое течение, приводящее к расслоенности литосферы, обусловлено сложным взаимодействием неоднородной геологической среды и различных тектонических факторов (гравитации, бокового давления, тепловых и флюидных потоков) в условиях нестационарных геологических процессов, часто развивающихся по типу релаксационных автоколебательных систем. Основой познания причин и механизмов структурообразования в литосфере является комплексное изучение деформаций, тектонического течения, стресс–метаморфизма пород, парагенезов структур, структурных рисунков, природных автоколебательных систем и моделирование этих процессов. При этом тектоносферу следует рассматривать как единую саморазвивающуюся систему, испытывающую воздействие глубоких недр и космоса.

Развиваемое научное направление базируется на специально разработанных методах морфоструктурного тектонического анализа разных масштабов, структурно–петрологического анализа, тектонофизического анализа деформаций и тепло–массопереноса. Оно позволяет исследовать тектоническое течение литосферы как многопорядковый многофакторный процесс, имеющий закономерности, связанные с преобладающим влиянием того или иного фактора или их комбинаций. В этом процессе находят свое место не только отдельные типы тектонических структур, но и связанные с ними полезные ископаемые.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Архангельский А.Д., Шатский Н.С.* Схема тектоники СССР // Бюл. МОИП. Отд-ние геол. 1933. Т. 11, вып. 4. С. 327—348.
2. *Белоусов В.В.* Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 208 с.
3. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
4. *Беляков Л.В.* О роли давления поровых вод в механизме крупных надвиговых покровов // Геотектоника. 1968. N 4. С. 20—36.
5. *Берзин Н.А.* Зона главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. 147 с.
6. *Буртман В.С.* Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973. 104 с.
7. *Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В.* Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 5—33.
8. *Валяев Б.М.* Механизм накопления и разрядки упругих напряжений в активно флюидизирующихся очагах (в связи с процессами дегазации Земли) // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. С. 130—132.
9. *Вартанян Г.С., Куликов Г.В.* Гидрогеодеформационное поле Земли // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, N 2. С. 310—314.
10. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 327 с.
11. *Воейков А.И.* Климаты земного шара, в особенности России. 1884 // Избр.соч. Т.3. М.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 321—364.
12. *Вознесенский В.Д.* Структурные парагенезисы // Изучение тектонических структур: Метод. пособие по геол. съемке масштаба 1:50000. Л.: Недра, 1984. Вып. 16. С. 84—101.
13. *Гончаров М.А.* Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
14. *Гончаров М.А.* Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
15. *Гросвальд М.Г., Псарева Т.В.* Структура льда: Материалы гляциол. исследований. Земля Франца-Иосифа. М.: ИГ АН СССР, 1962. 100 с.
16. *Гросвальд М.Г., Псарева Т.В.* Метаморфизм льда // Оледенение Земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. С. 258—270.
17. *Девдариани А.С., Акивис Т.М.* Осадконакопление на окраинах океанов атлантического типа. М.: ИО АН СССР, 1989. 117 с.

18. *Девдариани А.С., Питовранов С.Е.* Некоторые закономерности эволюции материковых окраин атлантического типа (по результатам математического моделирования) // *Океанология*. 1981. Т. 21, вып. 2. С. 323—328.
19. *Делицин И.С.* Особенности пластической деформации кварца // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1974. N 3. С. 72—82.
20. *Делицин И.С.* Структурообразование кварцевых пород. М.: Наука, 1985. 191 с.
21. *Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б.* Новые данные о пульсациях современных ледников // *Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения*. 1971. Вып. 18. С. 191—218.
22. *Елисеев Н.А.* Структурная петрология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1953. 309 с.
23. *Ермолаев Н.П.* Факторы мобилизации и перераспределения рудных микроэлементов в углеродисто-кремнистых сланцах венда—нижнего палеозоя // *Проблемы осадочной геологии докембрия*. М.: Наука, 1981. Вып. 7, кн. 2. С. 82—88.
24. *Загорчев И.* Раннеальпийские деформации в красноцветных отложениях Полетненско—Скринской зоны. 2. Строение и деформации северной части Влахинского блока // *Geol. Balcan. Sofia*. 1981. Vol. 11 (1). P. 101—126.
25. *Загорчев И.С.* Распределение деформаций и деформационные фации // XXVII Междунар. геол. конгр.: Доклады. Т. 7: Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 181—184.
26. *Казаков А.Н.* Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. Л.: Наука, 1967. 109 с.
27. *Казимиров Д.А.* Об альпийских движениях и мезо-кайнозойских отложениях осевой части Туркестанского хребта // *Геол. сб. Львов. геол. о-ва*. 1954. N 1. С. 128—135.
28. *Кеонджян В.П., Монин А.С.* О концентрационной конвекции в земной мантии // *Докл. АН СССР*. 1980. Т. 253, N 1. С. 78—81.
29. *Клоос Э.* Деформация оолитов в складке Южных гор, Мэриленд // *Вопросы структурной геологии*. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. С. 96—156.
30. *Копп М.Л.* О происхождении складчатых зон эпигеосинклинальных орогенных поясов (на примере восточной части Альпийского пояса Евразии) // *Геотектоника*. 1979. N 2. С. 94—107.
31. *Коржинский Д.С.* Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности // *Тр. ИГН АН СССР. Сер. петрограф.* 1940. Вып. 12, N 5. 215 с.

32. *Коржинский Д.С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
33. *Котина Р.П., Швецов П.Ф.* Формирование автономной рудогенерирующей структуры на стадии метазенеза // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, N 2. С. 396—399.
34. *Кристли Дж., Эрделл А.Дж.* Деформационные структуры в минералах // Электронная микроскопия в минералогии. М.: Мир, 1979. С. 363—391.
35. *Леонов М.Г.* Зеленосланцевый метаморфизм — опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 130 с.
36. *Логвиненко Н.В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
37. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации известняков в зонах дробления, сопровождающих крупные разломы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. N 4. С. 102—106.
38. *Лукьянов А.В.* Структура Аксоран-Акжальской зоны разломов в Центральном Казахстане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. N 2. С. 3—19.
39. *Лукьянов А.В.* Горизонтальные движения по разломам при современных катастрофических землетрясениях // Тез. докл. Душанбин. сессии II Всесоюз. тектонич. совещ. 1962. С. 30—31.
40. *Лукьянов А.В.* Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 34—112.
41. *Лукьянов А.В.* Горизонтальные движения по разломам при современных катастрофических землетрясениях // Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964. С. 160—171.
42. *Лукьянов А.В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 210 с.
43. *Лукьянов А.В.* Деформации минеральных зерен, слоев и толщ — индикаторы поля напряжений при формировании тектонических покровов Памира // Механика литосферы: (Тез. докл.). М.: НТО Горное, 1974. С. 115—118.
44. *Лукьянов А.В.* Моделирование систем, имеющих циклическое развитие // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 28—32.
45. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105—146.

46. Лукьянов А.В. Важнейшие эффекты неоднородной деформации // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. Новосибирск: СО АН СССР, 1982. С. 93—95.
47. Лукьянов А.В. Проблемы изучения тектонического течения горных пород // XXVII Междунар. геол. конгр.: Доклады. Т. 7: Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 149—155.
48. Лукьянов А.В. Проблемы физики тектонических процессов // Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985. С. 53—62.
49. Лукьянов А.В. Собственные колебания в моделях геологических автоколебательных систем // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 94—112.
50. Лукьянов А.В. Стресс-метаморфизм и тектоническое течение литосферы // Geol. Carpat. Bratislava. 1986. Vol.37, N 3. S. 267—276.
51. Лукьянов А.В. Релаксационные автоколебательные системы в геологических процессах: Моделирование // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 1. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 8—86.
52. Лукьянов А.В. Структуры тектонического сшивания в земной коре и на моделях // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. Киев: ИГ АН УССР, 1987. С. 108—109.
53. Лукьянов А.В. Некоторые методологические проблемы, возникающие при изучении тектонических деформаций // Изучение тектонических деформаций. М.: ГИН АН СССР. 1987. С. 7—32.
54. Лукьянов А.В. Изучение тектонического течения горных масс при геологическом картировании // Структурный анализ кристаллических комплексов: (Тез. II Всесоюз. шк.). М.: АН СССР, 1988. С. 85—86.
55. Лукьянов А.В. Стресс-метаморфизм (анализ понятия) // Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 32—40.
56. Лукьянов А.В., Быкова Ю.М., Зиньков В.В. Распределение давлений во флюиде, мигрирующем через слоистую толщу: Моделирование // Изучение тектонических деформаций. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 137—158.
57. Лукьянов А.В., Загубный Д.Г., Лошманов Е.В. Структуры тектонического сшивания в земной коре и на моделях // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наук. думка, 1990.
58. Лукьянов А.В., Лукьянова В.Т. Анализ парагенезов структур как метод прогнозирования и исследования генезиса месторождений // Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах. М.: Наука, 1979. С. 143—144.

59. Лукьянов А.В., Лукьянова В.Т. Стресс-метаморфизм в мезозойско-кайнозойских породах Средней Азии // Бюл. МОИП. Отд-ние геол. 1982. Вып. 3. С. 117.
60. Лукьянов А.В., Лукьянова В.Т. Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 2. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 121—172.
61. Лукьянов А.В., Щерба И.Г. Тектоническое районирование и составление среднемасштабных тектонических карт складчатых областей на основе парагенетического анализа структур // Принципы и методы тектонического районирования, тектоническая терминология. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1968. С. 20—22.
62. Лукьянов А.В., Щерба И.Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемасштабных структурных карт складчатых областей // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972. Т. 5. С. 15—24.
63. Лукьянова В.Т. Своеобразные формы стрессового преобразования в углеродисто-кремнистых сланцах Зеравшанского хребта // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 2. С. 118—121.
64. Лукьянова В.Т. Катагенез и стрессовые преобразования пород как метод познания генезиса стратиформных месторождений // Генезис редкометальных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 43—62.
65. Лукьянова В.Т., Лукьянов А.В. Эпигенетические микроструктуры осадочных пород в полях напряжения разного типа // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 2. С. 108—123.
66. Луцицкий И.В., Громин В.И., Ушаков Г.Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких температур и давлений. Новосибирск: Наука, 1967. 74 с.
67. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 171 с.
68. Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 322 с.
69. Маракушев А.А. Минеральные фации метаморфических пород // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282, № 5. С. 1230—1233.
70. Маракушев А.А., Фельдман В.И., Феногенов А.Н. Систематика метаморфических пород по фациям и количественному минеральному составу // Бюл. МОИП. Отд-ние геол. 1987. Т. 62, вып. 1. С. 63—78.
71. Милеев В.С. Кинематические условия формирования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтубинского антиклинария // Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 181—365.

72. Милеев В.С. Структурный парагенезис — основа корреляции структурных форм, сформированных в единых динамо-кинематических условиях // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978. С. 44—55.

73. Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.

74. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 535 с.

75. Моррисон-Смит Д.Дж. Дислокационные структуры в синтетоническом кварце // Электронная микроскопия в минералогии. М.: Мир, 1979. С. 397—404.

76. Мушкетов И.В., Мушкетов Д.И. Физическая геология. Т. 1, изд. 4-е. Л.; М.: ОНТИ НКТП СССР, 1935. 908 с.

77. Паталаха Е.И. Оценка степени деформированности складчатых толщ // Тектоника и динамометаморфизм палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1967. С. 48—110.

78. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 168 с.

79. Пейве А.В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. М.: Изд-во МОИП, 1947. 208 с.

80. Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 3. С. 36—54.

81. Перцов Н.В. Физико-химическое влияние жидких фаз на разрушение горных пород // Физико-химическая механика природных дисперсных систем. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 107—117.

82. Расцветаев Л.М. Опыт палеодинамического анализа Келятской антиклинали (Восточный Копет-Даг) // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1969. С. 40—59.

83. Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 145—197.

84. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 2. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173—235.

85. Розенбуш Г. Описательная петрография. М., 1934. 650 с.

86. Рэмзи Дж.Г. Количественная оценка деформаций горных пород: Обзор // XXVII Междунар. геол. конгр.: Доклады. Т. 7: Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 135—149.

87. Сагандыков К.С., Судоргин А.А., Житников А.А. Низкотемпературные метаморфизованные формации верхнего протерозоя—палео-

зоя Срединного Тянь-Шаня // *Метаморфические формации*. М.: Наука, 1981. С. 110—114.

88. *Сальников Д.И., Траскин В.Ю.* Основные представления физико-химической геомеханики // *Изучение тектонических деформаций*. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 33—83.

89. *Сергин В.Я., Сергин С.Я.* Системный анализ проблемы больших колебаний климата и оледенения Земли. Л.: Гидрометеониздат, 1978. 279 с.

90. *Силаев В.И.* Минералогия и литогенез ордовикских отложений Центрального Пайхоя. Л.: Наука, 1978. 87 с.

91. *Сорвачев К.К.* Пластические деформации в гранитогнейсовых структурах. М.: Наука, 1978. 124 с.

92. *Старостин В.И.* Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 261 с.

93. *Стороженко А.А., Стороженко И.К.* Влияние литологических особенностей углеродистых терригенных толщ на локализацию золотого оруденения // *Проблемы осадочной геологии докембрия*. М.: Наука, 1981. Вып. 7, кн. 2. С. 235—238.

94. *Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР*. М.: Наука, 1980. 250 с.

95. *Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования*. М.: Наука, 1990. 292 с.

96. *Тохтуев Г.В.* Закономерности деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах. Киев: Наук. думка, 1972. 122 с.

97. *Трифонов В.Г.* Позднепалеозойская структура Северного Прибалхашья и ее происхождение. М.: Наука, 1967. 255 с.

98. *Урусевская А.А.* Механические свойства кристаллов // *Современная кристаллография*. Т. 4: Физические свойства кристаллов. М.: Наука, 1981. С. 47—152.

99. *Уткин В.П.* Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // *Докл. АН СССР*. 1978. Т. 240, № 2. С. 400—403.

100. *Уткин В.П.* Геодинамические условия тектономагматической активизации Сихотэ-Алиня // *Тихоокеан. геология*. 1984. № 6. С. 37—47.

101. *Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 163 с.

102. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.

103. *Херасков Н.П.* Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.

104. *Цытович Н.А.* Проблемы механики грунтов и скальных пород в геомеханике // VIII Междунар. конгр. по механике грунтов. М.: 1973. 34 с.
105. *Чупрынин В.И.* Разрывные автоколебания в геофизических системах. М.: Наука, 1985. 93 с.
106. *Шатский Н.С.* Избранные труды. Т. 3. М.: Наука, 1965. 348 с.
107. *Шванов В.Н.* Литоформационная корреляция терригенных и метаморфических толщ: Южный Тянь-Шань. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 213 с.
108. *Шванов В.Н., Гойло Э.А., Семенова Л.П.* Проявления глубокого эпигенеза и метаморфизма в терригенной толще палеозоя Ферганского хребта // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 6. С. 102—110.
109. *Шванов В.Н., Котов Н.В.* Геология и $T-P$ параметры метаморфизма толщ в синформных структурах Южного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 1979. № 4. С. 85—94.
110. *Штауб Р.* Механизм движений земной коры в приложении к строению земных горных систем. Л.; М.: ГОНТИ, 1938. 272 с.
111. *Штрейс Н.А.* Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1951. 377 с.
112. *Шукрун П., Сэжуре М.* Тектоника Пиренеев: роль сжатия и силы тяжести // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 154—167.
113. *Шумский П.А.* Ледники // Большая советская энциклопедия. 3-е изд. Т. 14. М.: Изд-во БСЭ, 1973.
114. *Щерба И.Г.* Герцинская структура Северного Прибалхашья. М.: Наука, 1973. 164 с.
115. *Эз В.В.* Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М.: Наука, 1976.
116. *Breithaupt A.* Die Paragenesis der Mineralien. Freiberg: Engelhardt, 1849. 276 s.
117. *Cloos E.* Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland // Bull. Geol. Soc. Amer. 1947. Vol. 58. P. 843—918.
118. *Escola P.* The mineral facies of rocks // Norsk geol. tidsskr. 1920. Bd. 6. S. 143—194.
119. *Flinn D.* On folding during three dimensional progressive deformation // Quart. J. Geol. Soc. London. 1962. Vol. 118. P. 385—428.
120. *Flinn D.* The deformation matrix and the deformation ellipsoid // J. Struct. Geol. 1979. Vol. 1. P. 299—307.
121. *Harker A.* On slaty cleavage and allied rock structures with special reference to the mechanical theories of their origin // Rep. Brit. Assoc. Meet. 1885. № 55. P. 1—40.

122. *Harker A.* Metamorphism: A study of the transformations of rock masses. L. Methuen, 1939. 362 p.
123. *Heim A.* Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel: Schwabe, 1878.
124. *Hossak J.R.* Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (S. Norway) // *Tectonophysics*. 1968. Vol. 5. P. 315—339.
125. *Lukjanov A.V.* External and internal causes of the cycles in some geological phenomena // *J. Interdiscipl. Cycle Res.* 1972. Vol. 3, № 3/4. P. 358.
126. *Lukjanov A.V.* Self-excited oscillation in geological systems: (Model studies and problems of correlation) // *Global correlation of tectonic movements*. Edinburgh: Wiley, 1987. P. 231—272.
127. *Lukjanov A.V., Lukjanova V.T.* Dynamometamorphose in frühen Stadien der Katagenese // *Deformation und Metamorphose von Gesteine*. Potsdam, 1987. Bd. 2. S. 150—174.
128. *Mitra G.* Ductile deformation zones and mylonites: The mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks // *Amer. J. Sci.* 1978. Vol. 273, № 8. P. 1057—1084.
129. *Nicolas A., Poirier J.P.* Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. N.Y.: Wiley, 1976.
130. *Ramberg H.* Evolution of pygmatic folding // *Norsk. geol. tidsskr.* 1959. Bd. 39. S. 99—151.
131. *Ramberg H.* Selective bulking of composite layers with contrasted rheological properties: A theory for simultaneous formation of several orders of folds // *Tectonophysics*. 1964. Vol. 1, № 4. P. 307—342.
132. *Ramsay J.G.* Folding and fracturing of rocks. N.Y.; L.: McGraw-Hill, 1967. 568 p.
133. *Ramsay J.G., Huber M.J.* The techniques of modern structural geology. L.; N.Y.: Acad. Press, 1983. Vol. 1: Strain analysis. 307 p.
134. *Sorby H.C.* On the application of quantitative methods to the study of the structure and history of rocks // *Quart. J. Geol. Soc. London*. 1908. Vol. 64. P. 171—232.
135. *Turner F.J., Weiss L.E.* Structural analysis of metamorphic tectonics. N.Y.: McGraw-Hill, 1963. 545 p.
136. *Zwart H.J.* On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees) // *Geol. Rundsch.* 1962. Bd. 52. S. 38—65.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая. Парагенетический анализ структур и тектоническое течение	8
1.1. Парагенетический анализ структур	8
1.1.1. Парагенетический анализ	8
1.1.2. Парагенезы структур и структурные рисунки	9
1.1.3. Многопорядковость парагенетического анализа	11
1.2. Использование парагенетического анализа структур для геодинамических исследований	15
Глава вторая. Тектоническое течение и деформации	20
2.1. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере	20
2.2. Изучение и измерение пластических деформаций и тектонического течения	23
2.3. Эффекты неоднородной деформации, их роль в формировании тектонических структур и расслоенности литосферы	28
2.4. Структуры пластической деформации горных пород в иллюстрациях	35
Глава третья. Деформации и метаморфизм	105
3.1. Механизм пластической деформации	105
3.2. Стресс–метаморфизм как форма проявления деформации	109
3.3. Единство деформации и метаморфизма	112
3.4. Типы и градации стресс–метаморфизма	115
Глава четвертая. Автоколебательные системы как возможная причина многофакторности тектонического течения, его неравномерности во времени и неоднородности в пространстве	120
4.1. Моделирование природных автоколебательных систем	120
4.1.1. Автоколебательные системы	121
4.1.2. Автоколебательные системы, возникающие в недрах Земли при плавлении литосферы	122
4.1.3. Автоколебательные системы, возникающие при деформации горных пород и движении ледников	125
4.1.4. Автоколебательные движения флюидных систем возникающие в условиях аномально высокого пластового давления (АВПД)	127
4.2. Взаимосвязь процессов в единой системе тектоносферы	129
Заключение	132
Литература	134

CONTENTS

Introduction	3
Chapter one. Paragenetic analysis of structures and tectonic flow	8
1.1. Paragenetic analysis of structures	8
1.1.1. Paragenetic analysis	8
1.1.2. Paragenesis of structures and structural patterns	9

1.1.3. Multirangeness of paragenetic analysis	11
1.2. Paragenetic analysis of structures in geodynamics	15
Chapter two. Tectonic flow and deformation	20
2.1. Ductile deformation and tectonic flow in lithosphere	20
2.2. The study and evaluation of ductile deformation and tectonic flow	23
2.3. Effects of heterogeneous deformation, their role in tectonic structuring and layering of lithosphere	28
2.4. Illustrations of ductile deformation structures in rocks	35
Chapter three. Deformation and metamorphism	105
3.1. Mechanism of ductile deformation	105
3.2. Stress-metamorphism as a form of manifestation of deformation	109
3.3. Unity of deformation and metamorphism	112
3.4. Types and grades of stress-metamorphism	115
Chapter four. Self-excited oscillating systems as a possible cause of the tectonic flow polyfactority, its non-uniformity in time and space	120
4.1. Modelling of geological self-excited oscillating systems	120
4.1.1. Self-excited oscillating systems	121
4.1.2. Self-excited systems arising in the Earth interior with the lithosphere melting	122
4.1.3. Self-excited systems arising with the rocks deformation and glaciers creeping	125
4.1.4. Self-excited oscillations in fluid systems arising in conditions of anomalous high pressure	127
4.2. Interdependence of processes in the united system of tectonosphere	129
Conclusion	132
References	134

Научное издание

ЛУКЬЯНОВ

Алексей Владимирович

**ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ
И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ В ЛИТОСФЕРЕ**

Труды, вып. 460

Утверждено к печати

Геологическим институтом АН СССР

Редактор М.А.Яценко

Художественный редактор И.Ю. Нестерова. Технический редактор Е.В. Лойко

ИБ № 48512

Подписано к печати 26.06.91 Формат 60 × 90^{1/16} Бумага офсетная советская
Печать офсетная Усл. печ. л. 9 Усл. кр. отт. 9,25 Уч.изд. л. 10. Тираж 740 экз.
Тип. зак. 1633. Цена 4 р.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В.485 Профсоюзная ул., 90.

2-я типография издательства "Наука" 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер, 6.

Оригинал-макет подготовлен
с помощью персонального компьютера
в АН СССР.