

Г. К. БОНДАРИК, А. М. ЦАРЕВА, В. В. ПОНОМАРЕВ

---

# ТЕКСТУРА И ДЕФОРМАЦИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

552. 52

ТЕКСТУРА  
И ДЕФОРМАЦИЯ  
ГЛИНИСТЫХ  
ПОРОД

1220



МОСКВА «НЕДРА» 1975.



Бондарик Г. К., Царева А. М., Пономарев В. В. Текстура и деформация глинистых пород. М., «Недра», 1975, 168 с.

В книге рассмотрен комплекс методов (визуальный, оптический, рентгеноструктурный) оценки текстуры глинистых пород, позволяющий получать качественную и количественную оценку текстуры. Впервые приводятся результаты изучения перестройки текстуры глинистых пород в процессе консолидации, при компрессионном уплотнении, одноосном сжатии, сдвиге. Рассмотрена специальная приставка к дифрактометру, дающая возможность проследить непосредственно в процессе опыта изменение текстуры глинистой породы естественной влажности, находящейся под нагрузкой.

Большой интерес представляют приводимые впервые в отечественной литературе результаты применения комплекса петрографических методов к изучению текстуры оползневых накоплений. Показано, что петрографические методы дают возможность устанавливать положение и мощность зон деформаций пород в оползневых телах и тем самым уточнять механизм процесса смещения пород.

Книга предназначена для инженеров-геологов, грунтоведов и петрографов, а также для специалистов, интересующихся природой прочности и деформационного поведения глинистых пород.

Таблиц 25, иллюстраций 55, список литературы — 142 назв.

Б 20806—088  
043 (01) — 75 41—75

© Издательство «Недра», 1975

*Генрих Кондратьевич Бондарик  
Анна Матвеевна Царева  
Виктор Васильевич Пономарев*

#### Текстура и деформация глинистых пород

Редактор издательства **Л. Н. Федорова**. Технический редактор **Л. В. Дунаева**.  
Корректор **М. П. Курылева**

Сдано в набор 26/VII 1974 г. Подписано в печать 28/XI 1974 г. Т-19174.  
Формат 60 × 90<sup>1/16</sup>. Бумага кн.-журн. Печ. л. 10,5. Уч.-изд. л. 12,03.  
Тираж 3800 экз. Заказ № 1163/5169—2. Цена 1 р. 20 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.  
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете  
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговле.  
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В инженерной геологии, вероятно, раньше, чем в других отраслях геологии, получило распространение представление о горной породе как о естественной трехфазной системе, включающей минеральную компоненту, воду и газовую составляющую. Структура системы, ее текстура, состав, состояние и свойства взаимосвязаны, поэтому нельзя изучать свойства, нельзя познать природу свойств, например прочности, не изучая структурно-текстурные особенности породы. Вследствие этого в современной инженерной геологии большое внимание уделяется изучению структуры и текстуры горных пород, в особенности пород со сложным деформационным поведением — глинистых. Исследование структуры и текстуры горных пород до последнего времени было все же только качественным. Это тормозило использование данных о структурно-текстурных особенностях пород в инженерной геологии, ибо качественные оценки структуры и текстуры очень трудно связать с количественными мерами, какими характеризуются физико-механические свойства горных пород.

Большую актуальность в связи с этим приобретает разработка количественных методов структурно-текстурного анализа, соответствующих количественных показателей структуры и текстуры, а также разработка вопросов взаимосвязи этих показателей с показателями физико-механических свойств горных пород.

Текстура породы наследует и отражает черты обстановки литогенеза, поэтому заслуживает внимания установление зависимостей между количественными показателями структуры породы и количественными характеристиками процессов, обусловивших формирование горной породы, в том числе ее текстуры. Например, если бы удалось установить связь между текстурой и характеристиками процесса деформирования горной породы с величиной и направлением нагрузок, длительностью их воздействия и их режимом, то это дало бы мощное средство познания не только инженерам-геологам,

но и специалистам других отраслей геологии, интересующимся реконструкцией истории геологического развития.

Установление взаимосвязи текстуры с процессом деформирования потребует прежде всего разделения процесса изменения текстуры пород на две составляющие части: обратимую и остаточную, или необратимую.

Наибольший интерес, естественно, представляет необратимая, или остаточная, часть изменения текстуры, представляющая собой как бы «память» породы, в которой запечатлены сведения об ее формировании и развитии, об истории процессов литогенеза. Учитывая это, авторы попытались отделить обратимую часть процесса изменения текстуры, сопутствующую упругим деформациям породы, от необратимой части процесса. Для решения этого вопроса потребовалось сконструировать специальную приставку к дифрактометру, которая позволяет непрерывно изучать перестройку пространственной ориентации структурных элементов глинистой породы в процессе ее консолидации, при компрессии и в ходе разгрузки. С помощью приставки получены данные, показывающие, что остаточная часть изменения текстуры в среднем составляет 70—80% от общего изменения и, следовательно, по необратимым изменениям текстуры можно судить о процессе деформирования.

В начале книги приведены общие сведения об изучении текстуры пород, дается определение понятий «структура» и «текстура», рассматривается схема разделения текстуры и методы изучения текстуры глинистых пород. Несколько следующих глав книги посвящены изучению процесса перестройки пространственной ориентации элементов структуры в ходе консолидации, компрессии, одноосного сжатия, одно- и многоплоскостного сдвига. Исследования проводились на искусственно приготовленных образцах с заданными минеральным составом, исходной текстурой и физико-механическими свойствами и на образцах природных глинистых пород. Авторы моделировали процесс изменения текстуры, задавая при разных типах деформирования нужные граничные условия и наблюдая, что происходит с текстурой породы на мезо- и микроуровне в различные моменты процесса деформирования, как изменяется текстура, под влиянием каких причин и, в особенности, что индицирует и насколько тесно она связана с деформацией. Таким образом, авторы решали прямую задачу: объект с заранее известными текстурой и свойствами деформировали в рамках заданных параметров и граничных условий и изучали процесс перестройки пространственной ориентации эле-

ментов и его окончательные результаты, т. е. конечную текстуру. Далее авторы переходили к природным объектам и, опираясь на результаты моделирования, пытались решать обратную задачу: по природной текстуре глинистой породы установить характер ее деформирования. Попытки решения обратной задачи оказались успешными. В главе VI читатель найдет впервые приводимое в литературе изложение результатов анализа текстуры применительно к исследованию оползневых процессов. Показано, что изучение текстур оползневых накоплений дает возможность: устанавливать число и местоположение зон смещения, их мощность и тип смещения пород и, следовательно, пролить свет на механизм процесса перемещения пород на склонах. Авторы не считают, что методы текстурного анализа являются главными при изучении оползневого процесса, но они должны занять свое место в арсенале средств познания процесса смещения пород на склонах.

Особое место в книге занимает глава VII, где впервые показано применение текстурного анализа для исследования процесса деформирования пород при воздействии на них рабочих органов полевых и лабораторных приборов: конических наконечников зондов (статическое зондирование), крестовин (крыльчатое зондирование или лопастные испытания), камер прессиометров.

Специалистов, занимающихся разработкой полевых и лабораторных методов испытания пород, проводимых для определения их прочности и сжимаемости, интересует напряженное состояние породы в зоне влияния рабочего органа прибора и ее деформации, деформационное поведение породы. Широко распространенные методы фотоупругости, месдоз и другие предназначены для исследования напряженного состояния. Что же касается деформаций породы, то о них судят главным образом на основании наблюдений за перемещением (деформированием) реперов или покрашенных слоев породы в ходе специальных экспериментов, проводимых в лотках или в натуральных условиях.

Для изучения деформационного поведения породы авторы предлагают использовать текстурный анализ, дополненный изучением свойств пород. Приведенные в книге данные не только свидетельствуют о преимуществе метода изучения деформаций породы по ее текстурным признакам, но, по-видимому, будут интересны и с той точки зрения, что они раскрывают строение области воздействия на породу рабочих органов приборов.

Остается заметить, что в книге изложены результаты работ, выполнявшихся в течение более чем 10 лет.

В СССР изучением поведения текстур глинистых пород при их деформировании под разными нагрузками впервые начала заниматься Ц. М. Райтбурд. Ею в 1956 г. во ВСЕГИНГЕО начаты исследования, результатом которых явился комплекс методов полуколичественной оценки показателей текстуры глин [69, 70, 71]. Авторы настоящей работы, начиная с 1962 г., выполнили очень большой объем экспериментальных, нередко весьма сложных и трудоемких работ, что позволило получить обоснованные, опирающиеся на статистику, выводы. Читатель легко убедится в этом, прочитав соответствующие главы книги.

Цели, которые преследовали авторы, заключались в следующем.

1. Показать возможности и перспективы использования текстурного анализа глинистых пород для оценки их деформационного поведения, для познания механизма процесса деформирования, а значит, и природы их прочности.

2. На конкретных примерах показать подход к решению некоторых вопросов и методику их решения.

Если после ознакомления с книгой читатель сочтет, что перечисленные цели достигнуты, авторы будут удовлетворены. Авторы отдают себе отчет в том, что в книге могут быть обнаружены недочеты. Указание на них будет принято с признательностью.

## ГЛАВА I

### ТЕКСТУРА ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ПОРОД И ЕЕ СВЯЗЬ С ДЕФОРМАЦИЯМИ

Исследованиями физико-механических свойств песчано-глинистых пород и их изменений под влиянием сооружений установлено, что к числу основных факторов, определяющих свойства пород и, следовательно, их поведение, наряду с минеральным составом и состоянием, следует относить их структурно-текстурные особенности. На необходимость учета структуры и текстуры пород при оценке ее свойств впервые обратил внимание М. М. Филатов [90]. Его выводы были подтверждены работами И. В. Попова [64], В. О. Вильямсона [141, 142] и многих других. Возникла необходимость в изучении этих особенностей. Однако глинистая порода и основная составляющая ее часть (глинистые минералы) в силу высокой дисперсности является весьма сложным объектом исследования и до последнего времени была практически недоступна для детальных исследований. Только в связи с пополнением арсенала инженерно-геологических и петрографических лабораторий рентгеновскими камерами, позволяющими улавливать отражения в области малых углов, дифрактометрами, электронными микроскопами и другой подобной аппаратурой появилась возможность серьезно заниматься изучением глубинного строения и структурно-текстурных особенностей песчано-глинистых пород.

Результаты некоторых исследований структурно-текстурных особенностей можно найти в работах И. К. Митчела [121], Ц. М. Райтбурд [69, 71], Ц. М. Райтбурд и В. И. Муравьева [70], В. О. Вильямсона [141, 142], Т. Т. Клубовой [44, 45], А. К. Ларионова [48, 49], Г. В. Лэмба [116] и др. В связи с тем, что отработанных методов изучения строения песчано-глинистых пород не было, да и не могло быть до тех пор, пока этим вопросом не начали заниматься вплотную, многие специалисты в процессе работы вынуждены были создавать методы или приспособлять существующие методы исследования. Сейчас можно считать отработанным комплекс методов, позволяющий оценивать структурно-текстурные особенности песчано-глинистых пород и получать при этом некоторые количественные показатели текстуры.

#### 1. ПОНЯТИЕ О ТЕКСТУРЕ, УРОВНИ ТЕКСТУРЫ, СХЕМА РАЗДЕЛЕНИЯ ТЕКСТУРЫ

Общеприняты, а тем более стандартизированные определения понятий «структура» и «текстура» горных пород, к сожалению, пока отсутствуют. Вместе с тем понятия «структура» и «текстура» горных

пород широко используются в настоящей работе, поэтому целесообразно дать их определение. В соответствии с распространенным у нас в стране толкованием этих понятий [53] под структурой горной породы предлагается понимать ее строение, определяемое размером и формой структурных элементов (блоков, агрегатов, зерен и др.), характером их поверхностей и количественным соотношением между разными структурными элементами. Под текстурой горной породы следует понимать взаимное расположение структурных элементов и их пространственную ориентацию. Любая горная порода представляет собой систему, состоящую из ряда структурных элементов. Такими элементами в зависимости от масштаба рассмотрения породы могут быть слои, линзы, блоки пород другого состава, трещины, конкреции, минеральные зерна, блоки минеральных зерен, трещины, разбивающие зерна, монокристаллы, аморфный наполнитель и т. п.

Изучение структурно-текстурных особенностей глинистых пород, проводимое в разных масштабах, начиная с уровня обнажения и кончая отдельной глинистой частицей, потребовало детализации понятий структура и текстура пород применительно к разным масштабам.

Подобная разработка была выполнена Е. М. Сергеевым [76] и М. Ф. Викуловой [3]. Они предложили различать макро-, мезо- и микроструктуру и соответственно текстуру глинистых пород. Разделение структуры и текстуры глин на три категории, естественно, условно и определяется размером структурных элементов и методами их изучения (табл. 1).

Таблица 1

Комплексе методов изучения структурно-текстурных особенностей и возможности каждого из них

Методы изучения	Структурные элементы		
	макро-	мезо-	микро-
Визуальный и с 10 <sup>x</sup> лупой	Изучаются	Изучается только общая характеристика	Не изучаются
Оптический	Не изучаются	Изучаются	Изучается только общая характеристика
Рентгеновский Электронно-микроскопический	То же	Не изучаются Изучается только общая характеристика	Изучаются »

Макроструктура и макротекстура характеризуют особенности строения породы, наблюдаемые невооруженным глазом в обнажениях и горных выработках, а также при описании монолитов в лабораторных условиях. Для характеристики макротекстуры иногда применяют лупу. На основании результатов изуче-

ния макротекстуры и макроструктуры представляется возможным судить о строении горных пород как геологических тел в целом.

Структурными элементами макроструктуры и макротекстуры глинистых пород являются слои и линзы пород другого литологического состава, включения и новообразования (галька, валуны, стяжения журавчики), трещины, ходы землероев, органические остатки и т. п. Виды макроструктур и макротекстур и методы их изучения рассмотрены в Методическом пособии [53].

Мезоструктура и мезотекстура позволяют понять особенности строения породы на основании изучения ее образца в шлифах, аншлифах и пришлифовках с помощью лупы, поляризационного и отражательного (металлографического) микроскопов при увеличениях 50—600×.

Мезоструктурными элементами являются кристаллические образования первичных минералов, обломки пород, агрегаты и блоки глинистой составляющей, органическое вещество. Мезоструктуры и мезотекстуры изучают для оценки характера и взаимосвязи структурных элементов, оказывающих влияние на формирование физико-механических свойств горных пород. Данные о разрешающей способности методов изучения мезо- и микроструктуры (текстуры) приведены в табл. 2.

Микроструктура и микротекстура. Изучение микроструктуры и микротекстуры ведут в шлифах с помощью поляризационного микроскопа при максимальных увеличениях до 1200 раз, по снимкам, полученным с помощью электронного микроскопа при увеличениях в 1500—200 000 раз и рентгеновским, фотографическим и дифрактометрическим методами.

Элементами микроструктуры являются кристаллы глинистых минералов, агрегаты глинистых частиц, мелкие частицы неглинистых минералов, агрегаты, образованные частицами обломочных и глинистых минералов, кристаллы солей, остатки микрофауны и микрофлоры и даже аморфные вещества. Изучением микроструктуры и микротекстуры должна завершаться комплексная характеристика структурно-текстурных особенностей или строения породы. Так как макро-, мезо- и микротекстуру изучают разными методами, в литературе сравнительно редко дается комплексная оценка структуры и текстуры пород. Чаще всего приводят данные исследования текстуры породы одного уровня (макро-, мезо- или микро-). Большая часть работ посвящена изучению мезотекстуры глинистых пород (В. О. Вильямсон [141, 142], А. Я. Туровская [83, 84, 85, 86, 87], В. С. Шibaкова [99, 100], И. С. Чаленко [138], Т. Т. Клубова [44, 45], С. С. Вялов и др. [14]).

Результаты изучения микротекстуры глинистых пород содержат работы Г. В. Лэмба [116], Ц. М. Райтбурд [69, 70, 71], Г. Г. Ильинской и Г. А. Рекшинской [41], И. С. Чаленко и др. [139]. В ряде работ приводятся классификации структуры и текстуры глинистых, песчано-глинистых и глинисто-алевритовых пород. В основу классификаций, как правило, вкладывают разные признаки (наиболее

Разрешающая способность методов изучения мезо- и микротекстур (структур)

Структурный элемент	Метод		
	оптический	рентгеновский	электронно-микроскопический
Монокристалл < 0,005 мм	Не различаются	Количественно определяется расположение пространственных осей различных по минералогическому составу монокристаллов и их размер	Определяются размер, форма и характер поверхности монокристаллов
Монокристалл > 0,005 мм	Определяются состав, размер и кристаллографическая ориентация	То же	Рассматриваются особенности поверхности
Микроагрегат	Определяются размер, характер кристаллографической ориентации монокристаллов внутри агрегата, наличие и характер границ раздела между отдельными микроагрегатами	Не различаются	Полуколичественно определяется ориентация монокристаллов внутри микроагрегата и характер границ раздела между отдельными микроагрегатами. Определяется размер монокристаллов и микроагрегатов
Блок (соединение в отдельность либо аксиально-ориентированных микроагрегатов, либо микроагрегатов, имеющих границы раздела)	Определяются размер блока, граница раздела между блоками, микроагрегаты, составляющие блок, граница раздела между микроагрегатами, кристаллографическая ориентация монокристаллов внутри микроагрегатов и пространственная ориентация микроагрегатов внутри блока	Не различаются	То же
Скопления монокристаллов > 0,005 мм: а) гнездовидные б) линзовидные в) слоистые	Определяются пространственная ориентация скоплений, размер, форма, кристаллографическая ориентация монокристаллов внутри скоплений	Не рассматривается	Не рассматривается
Аморфное вещество в виде пленок на первых четырех типах структурных элементов	Определяется при толщине пленки не < 0,002 мм	Определяется наличие при содержании > 10 - 15%	Определяются особенности распределения пленок по поверхности и качественная характеристика их

надежные). Так, в классификации М. Ф. Викуловой [13] выделено шесть групп микро- и мезотекстуры по следующим признакам: по взаимному расположению структурных элементов; по различиям в окраске тонкодисперсных компонентов глинистых пород; по изменению пород, обусловленному периодическим увлажнением; по степени уплотнения пород в ходе диагенеза; по нарушениям первичного залегания структурных элементов глинистых пород; по степени метаморфизации пород.

Классификация Е. М. Сергеева [21] значительно проще: она предусматривает выделение ориентированной и беспорядочной текстуры.

В последних работах Т. Т. Клубовой [44, 45] приводится классификация текстуры, построенная на принципах, сформулированных Н. Б. Вассоевичем [12]. Основными признаками предложенной классификации являются: пространственное расположение структурных элементов, условия формирования и прочностные показатели глинистых и глинисто-алеуритовых пород.

Классификация А. К. Ларионова [49] является наиболее полной. В ее основу положены процессы формирования глинистых пород, их литологические особенности и взаимоотношения отдельных структурных элементов, выделяемых по размерам ( $>0,05$  и  $<0,04$  мм) с учетом жидкой и газообразной составляющих породы.

Следует заметить, что термин «текстура» А. К. Ларионов употребляет лишь для обозначения макротекстур. Мезо- и микроструктура, мезо- и микротекстура пород, их плотность, пористость, вид воды и другие компоненты породы и ее свойства включаются им в понятие «структура породы». Классификация А. К. Ларионова предусматривает деление структуры пород на: класс, подкласс, тип, вид, разновидность. В основу деления положены перечисленные выше петрографические показатели, составные компоненты породы и ее свойства. Автор приводит методы определения каждого из классификационных признаков. Многие методы, разработанные автором, не получили широкого распространения, что ограничивает возможность применения предложенной классификации. Для получения всех перечисленных в классификации показателей необходимо привлечь к работе по классификации структуры инженерно-геологическую, петрографическую и химическую лаборатории, что, как правило, трудно выполнимо, особенно в производственных организациях.

В настоящей работе предлагается схема разделения текстуры глинистых, песчано-глинистых и глинисто-алеуритовых пород (табл. 3). При ее составлении учтены классификации, приведенные в работах Е. М. Сергеева [21], А. К. Ларионова [49], М. Ф. Викуловой [13], Т. Т. Клубовой [44, 45] и в «Методическом пособии» [53].

Характер необратимых изменений текстуры песчано-глинистых пород, происходящих при различных деформациях, зависит не только от вида деформации, влажности, плотности и прочности породы,

Схема разделения текстур глинистых, алеврито-глинистых и песчано-глинистых пород

Структура	Текстура					
	Макро-			Мезо-		
	Тип	Краткая характеристика	Структурные элементы	Тип	Краткая характеристика	Структурные элементы
1	2	3	4	5	6	7
Пелитовая	Массивный Глыбовый и комковатый	Сплошной однородный массив Массив разбит сетью трещин на бесформенные глыбы от 1,0 до 0,10 м	Не выделяются Остроугольные обломки (глыбы)	Беспорядочный  Пятнистый	Структурные элементы не имеют строгого порядка в пространственном расположении  В беспорядочную мезотекстуру включается органическое вещество в виде бесформенных пятен, не имеющих порядка в пространственном расположении	Пелитоморфные частицы неглинистых минералов, агрегаты и блоки глинистых частиц Те же, с включением органического вещества

Слоистый	Массив состоит из отдельных слоев, имеющих преимущественную пространственную ориентацию; между слоями могут быть налеты окислов железа, микрокристаллического гипса и карбонатов	Слой от нескольких сантиметров до нескольких метров	Упорядоченный	Структурные элементы имеют преимущественную пространственную ориентацию (с одной осью ориентации)	Частицы, агрегаты, блоки от 10 до 60 м
Плитчатый и сланцеватый	Массив состоит из отдельных плиток, имеющих преимущественную пространственную ориентацию. Плитки разделены сетью трещин, имеющих два-три направления ориентации	Отдельные плитки различных размеров, но всегда толщина их на один-два порядка меньше длины	Послойно-упорядоченный	Отдельные прослойки имеют общую пространственную ориентацию. Внутри них ось ориентации структурных элементов может быть расположена под небольшим (до 20°) углом к оси ориентации слоев	То же
Алевропелитовая	Все типы макротекстур, встречающиеся для пелитовой текстуры		Мезослоистый	Слоистость создается ориентированным расположением органического вещества	То же, и прослой органического вещества Алевритовые зерна, первичные агрегаты и блоки, вторичные (сложные) агрегаты, органическое вещество То же
			Беспорядочный	Все структурные элементы не имеют преимущественной пространственной ориентации	
			Пятнистый, гнездовидный	Отдельные структурные элементы концентрируются в виде отдельных бесформенных гнезд и пятен, не имеющих преимущественной пространственной ориентации	
			Мезослоистый	Отдельные структурные элементы сгруппированы в слои. Наблюдается переслаивание прослоев, состоящих из ориентированных частиц, агрегатов и блоков глинистого состава с прослоями алевритового материала. Нередко слоистость создается органическим веществом	Алевритовые зерна, первичные и вторичные агрегаты, блоки, органическое вещество
Упорядоченный	Все структурные элементы имеют преимущественную ориентацию. Алевритовый и органический материалы равномерно распределены в глинистой массе	То же			

Текстура								
Микро-								
Тип	Краткая характеристика	Количественные показатели						Структурные элементы
		оптического анализа	рентгеновского анализа					
			прямые полюсные фигуры		обратные полюсные фигуры			
		показатель ориентации $C$	угловая дисперсия текстуры $\alpha^*$ , град	число осей ориентации и углы отклонения их от характерного направления	коэффициент ориентации кристаллографических плоскостей			
$P_{00l}$	$P_{0k0}$				$K = \frac{P_{00l}}{P_{0k0}}$			
8	9	10	11	12	13	14	15	16
Беспорядочный	Структурные элементы не имеют строгого порядка в пространственном расположении. Отдельные частицы собраны в агрегаты, не имеющие преимущественной пространственной ориентации. Внутри агрегатов частицы могут иметь одну ось ориентации. Отдельные частицы и агрегаты собраны в блоки, не имеющие преимущественной пространственной ориентации. Внутри блоков элементы могут	0-15	60-90	Нет	0,9-1,1	0,9-1,1	1,0	Частицы < 5 $\mu$
Микроагрегатный		10-50	60-90	Нет	0,9-1,1	0,9-1,1	1,0	Агрегаты 10 $\mu$
Блочный		10-50	60-90	Несколько	0,9-1,1	0,9-1,1	1,0	Блоки до 60 $\mu$

	60—85	15—30	Одна ось 0°, 10°	> 2,0	≤ 1,0	> 2,0	Частицы, агрегаты, блоты
Упорядоченный	иметь одну ось ориентации Структурные элементы имеют преимущественную ориентацию	60—85	15—30	Одна ось 0°, 10°	≤ 1,0	> 2,0	
Беспорядочный	Все структурные элементы не имеют преимущественной пространственной ориентации	10—30	60—90	Нет	0,9—1,1	1,0	Глинистые частицы, агрегаты, сколы То же
Плещочно-беспорядочный	Наряду с беспорядочным расположением структурных элементов отмечается наличие тонких ориентированных пленок вокруг алевритовых зерен	10—30	60—90	Нет	0,9—1,1	1,0	
Упорядоченный	Все структурные элементы имеют преимущественную пространственную ориентацию с одной или несколькими осями ориентации	60—85	20—50	Одна или несколько осей ориентации с углами 0°, ±10—30°	0,9—1,1	> 1,0 ≤ 2,0	»
Плещочно-упорядоченный	Основная масса структурных элементов имеет преимущественную ориентацию, однако вокруг алевритовых зерен наблюдаются ориентированные глинистые пленки толщиной до 0,02 мм	50—70	20—50	Одна или несколько осей ориентации с углами 0°, ±10—30°	0,9—1,1	> 1,0 ≤ 2,0	»

но и от типа исходной текстуры. Для получения единообразной характеристики этих изменений и их систематизации желательно опираться на единую схему типизации текстуры, в которой предусматривается разделение текстуры на три уровня (макро-, мезо- и микро-) и выделение в пределах каждого уровня типов текстур. В достижении унификации характеристик текстур и их систематизации в основном заключается цель предлагаемой авторами схемы разделения текстуры глинисто-алеврито-песчаных пород. В отличие от существующих классификаций текстуры в схеме предусматривается использование для типизации текстуры пород количественных критериев их различия (особенно для микротекстуры). Это, по мнению авторов, позволяет добиться унификации установления текстуры. Кроме того, схема предполагает использование только петрографических показателей, большинство из которых можно получить в любой петрографической лаборатории, занимающейся изучением песчано-глинистых пород. Разделение текстуры на типы в рамках соответствующего уровня текстуры (макро-, мезо- и микро-) основано на определении вида структурных

элементов и оценке их пространственного расположения. Для этого в схему включены типы структурных элементов, по которым производится оценка текстуры разных уровней. Типы текстуры невозможно рассматривать в отрыве от общей характеристики структуры породы в целом, поэтому схемой предусматривается привязка типов текстуры различных уровней к четырем градациям структуры: пелитовая, алевро-пелитовая, псаммо-пелитовая и псаммо-алевро-пелитовая. Поскольку макро-, мезо- и микротекстуры для последних двух градаций структуры те же, что и для алевро-пелитовой (разница — в появлении среди структурных элементов песчаных зерен), в схеме они не приводятся.

В схеме не получили отражения также вторичные изменения всех перечисленных типов мезотекстуры пород, претерпевших в процессе литогенеза микросдвига. Вторичные изменения текстуры проявляются в виде наложения на исходную текстуру сетки линий сдвига с хорошей ориентацией структурных элементов по этим линиям. Так как в каждом отдельном случае эти изменения могут быть различны, характеристика их дается при описании исходной текстуры.

Поскольку для макро- и мезоуровня названия типов текстуры могут повторяться (например, слоистая текстура), авторы сочли целесообразным для мезоуровня текстур использовать приставку мезо. Этим достигается различие в обозначении подобной текстуры, определяемой по пространственному размещению структурных элементов разных уровней.

Характеристики макро- и мезотекстуры в основном описательные, а для микротекстуры, как указывалось, даются количественные показатели пространственной ориентации структурных элементов, полученные оптическим и рентгеновским методами. Показатели дают возможность не только типизировать текстуру применительно к рассматриваемой схеме, но и оценивать степень необратимых изменений текстуры породы. Это достигается путем сравнения показателя ориентации и угла дисперсии текстуры исходного образца и образца породы с измененной текстурой.

Авторы далеки от мысли считать, что предлагаемая ими схема разделения текстуры вполне завершена и всеобъемлюща. В последующем, по мере накопления материалов, она, по-видимому, будет дополнена и расширена.

В схеме не нашла места текстура алевроитовых (лёссовых) пород. Это объясняется тем, что текстура лёссовых пород настолько своеобразна, что требует собственной классификации. Элементы подобной классификации и методы определения показателей текстуры содержит монография А. К. Ларионова, В. А. Приклонского, В. П. Ананьева [50].

## 2. СВЯЗЬ ТЕКСТУРЫ С ДЕФОРМАЦИЯМИ ГОРНЫХ ПОРОД

Накопленный к настоящему времени экспериментальный материал свидетельствует о наличии тесной связи между механическими (деформационными и прочностными) свойствами песчано-глинистых

1220

пород и их структурно-текстурными особенностями. Если текстура горной породы связана с показателями, характеризующими ее прочность и деформационное поведение, то логично решение обратной задачи, а именно, по текстуре породы судить о ее свойствах. Видимо, это обстоятельство лежит в основе всех попыток использовать текстуру песчано-глинистых пород в качестве индикатора деформаций, которые они претерпели, и попыток по изменению текстуры пород судить о типе, интенсивности и стадии деформации. Реализация этого стала возможной с появлением в последние годы соответствующих технических средств. Вначале эксперименты проводились на пластах глинистых пород мономинерального состава. Текстура и ее изменение первоначально оценивались оптическим методом, в шестидесятых годах стали использоваться рентгеновский метод, а затем и электронно-микроскопический.

Изменение текстуры исследовали при компрессии, при одноосном и трехосном сжатии, при сдвиге породы и при других видах ее деформирования. Подавляющая часть подобных исследований проведена на водонасыщенных глинистых пастах каолинитового состава. Это связано с тем, что в каолинитовых пастах значительно проще уловить изменение текстуры благодаря более совершенной и относительно устойчивой кристаллической решетке этого минерала по сравнению с другими глинистыми минералами. Изучению структурно-текстурных последствий деформирования каолинитовых паст посвящены работы В. О. Вильямсона [141, 142], В. Р. Бьюссема и Б. Надь [105], Ц. М. Райтбурд [69, 70, 71], Р. Т. Мартина [119], И. С. Чаленко [139]. Рядом исследователей изучены необратимые изменения текстуры мономинеральных глинистых паст монтмориллонитового и иллитового (гидрослюдистого) состава. В работах И. В. Попова [64], В. Энгельгардта и К. Х. Гайда [111], И. Я. Тима [140] рассматриваются текстурные изменения монтмориллонитовых и каолинитовых паст, Р. Е. Олсона [127] — иллитовых. Н. Р. О'Брайн [126] исследовал изменение текстуры иллитовых и каолинитовых паст. В. С. Фадеевой [88] выполнена аналогичная работа на образцах монотермитовых паст. И. Т. Розенквистом [130], А. Я. Туровской [84, 85], И. К. Митчелом [122] и другими изучены изменения текстуры природных образцов глинистых пород с ненарушенным сложением мономинерального и полиминерального состава.

В перечисленных работах деформации глинистых пород и вызванные ими изменения в текстуре оценивались в лабораторных условиях в процессе искусственно создаваемого деформирования пород при изучении их прочности и сжимаемости.

Необратимые изменения текстуры глинистых пород, происходящие в ходе их деформирования при различных физико-геологических и инженерно-геологических процессах, не изучены. Вместе с тем исследование природных деформаций песчано-глинистых пород посредством оценки необратимых текстурных изменений представляет значительный интерес при изучении оползней, селей,

солифлюкции, обвалов и других физико-геологических процессов, приносящих большой ущерб народному хозяйству. Подобные исследования были начаты в 1962 г. во ВСЕГИНГЕО после детального изучения необратимых изменений текстуры глинистых паст и глинистых пород природного сложения, при компрессии, одноосном сжатии, одно- и многоплоскостном сдвиге. При исследованиях текстуры глинистых пород авторы применяли комплекс разработанных во ВСЕГИНГЕО методов, позволивших количественно, с помощью соответствующих показателей, характеризовать текстуру [72]. Обобщив накопленный опыт, в том числе обширный материал многолетних собственных экспериментальных работ, авторы пришли к заключению, что подобные исследования открывают широкие возможности познания различных природных процессов, протекающих в глинистых породах. Такое заключение имеет существенное обоснование. Оно опирается на следующие основные положения.

1. Текстура глинистой породы (особенно водонасыщенной) весьма чувствительна к внешним воздействиям. Каждая деформация оставляет в ней свой след в виде тех или иных необратимых изменений, выражающихся в перестройке пространственной ориентации отдельных структурных элементов.

2. Характер и количественная оценка изменения текстуры, по которой можно судить об интенсивности перестройки пространственной ориентации элементов, зависят от исходной текстуры, минерального состава породы, ее физического состояния и вида деформаций.

3. Не все структурные элементы одновременно претерпевают пространственную перестройку. В первую очередь происходит изменение ориентации отдельных глинистых частиц и мелких агрегатов, затем изменяют положение крупные агрегаты, блоки и алевритовые частицы. Нередко деформации приводят к разрушению структурных элементов. Первыми разрушаются блоки, затем крупные агрегаты и в последнюю очередь (лишь при длительном действии больших нагрузок) мелкие агрегаты (Р. Руш [132]) и идет процесс полной перестройки пространственной ориентации с изменением состава структурных элементов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССА  
ИЗМЕНЕНИЯ ТЕКСТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

## 1. Методы изучения текстуры глинистых пород

Для изучения макро-, мезо- и микротекстуры глин в настоящее время используют следующие методы: визуальное описание, оптический; электронно-микроскопический; рентгеновский (фотографический и дифрактометрический), магнитной анизотропии. Перечисленные методы различаются разрешающей способностью, возможностью применения для изучения текстуры разных уровней и точностью. Поэтому целесообразно для получения комплексной оценки текстуры использовать набор методов. Этим обеспечивается полнота и достоверность оценки.

Данные о макро- и мезотекстуре, а также общие представления о микротекстуре получают при визуальном описании пород и при изучении шлифов оптическим методом с помощью поляризационного микроскопа. В основу получения полуколичественных показателей текстуры глинистых пород оптическим методом положена оптическая анизотропия кристаллов глинистых минералов и ориентированных микроагрегатов, ведущих себя в скрещенных николях как один псевдокристалл.

Оптический метод дает общую картину распределения микроагрегатов глинистых частиц, позволяет оценить величину микроагрегатов, если они достаточно велики ( $> 5 \mu$ ), характер связи пылеватых частиц с глинистой массой и их взаимное расположение.

Этот метод, предусматривающий полуколичественную оценку микротекстуры, был введен впервые в нашей стране для изучения текстур в глинах А. Я. Туровской [83], Ц. М. Райтбурд и В. И. Муравьевым [70] и далее использован и развит В. С. Шibaковой [99, 100], А. М. Царевой [96, 97], Р. В. Максимьяк [51] и др.

Электронно-микроскопическое изучение микроструктуры и микротекстуры позволяет судить о размере и форме микроструктурных элементов, определить характер их ориентации в пространстве. Электронный микроскоп обладает разрешающей способностью 30—50 Å, т. е. позволяет изучать строение участков поверхности частиц, размер которых 2—3  $\mu$ .

Одним из преимуществ электронной микроскопии по сравнению с другими методами является непосредственная оценка взаимного положения кристалликов в микроагрегате. Для характеристики микроструктуры и микротекстуры глинистых пород используются электронные микроскопы просвечивающего типа и так называемые

сканирующие (растровые) микроскопы, позволяющие методом «на отражение» проводить прямое исследование образцов.

При использовании микроскопов просвечивающего типа исследование структурно-текстурных особенностей пород ведут методами ультратонких срезов и реплик [20, 38, 39, 40, 41, 53]. Большие возможности исследования микротекстуры глин открывает растровый микроскоп [10, 49].

Рентгеновский фотографический метод изучения микротекстуры предусматривает получение ее полуколичественной оценки. В СССР метод рентгеноструктурного анализа глин впервые начал применяться во ВСЕГИНГЕО [66, 69, 71].

Рентгеновский метод позволяет оценивать показатели ориентации отдельных глинистых минералов в полиминеральных образцах и дает более полную информацию о текстуре по сравнению с другими методами.

В связи с развитием рентгеновского дифрактометрического метода появилась возможность получать статистики распределения в объеме глинистых частиц с построением полюсных фигур, характеризующих такое распределение [66, 112, 118, 119, 140].

В последние годы предпринимаются попытки применить для изучения текстуры глинистых пород метод магнитной анизотропии, с помощью которого можно количественно характеризовать текстуру в объеме достаточно большой пробы. Он позволяет оценивать текстуру на образцах глинистых пород естественного сложения, естественной влажности и плотности, а процедура приготовления проб простая [60, 61, 62].

Из перечисленных методов авторы использовали комплекс, включающий визуальный, оптический, рентгеновский [72]. Работы авторов и других специалистов [96, 97, 139] показали, что подобный комплекс наиболее рационален при исследовании текстуры глинистых пород на одном и том же тонком срезе. Авторы пришли к выводу, что сочетание оптического и рентгеновского метода дает достаточно полную характеристику текстуры глинистых пород. При этом целиком используются преимущества каждого способа. Оптическим методом устанавливают преимущественную ориентацию глинистых частиц и агрегатов на отдельных участках шлифа, а рентгеновским — ориентацию каждого минерала внутри этих участков.

## ВИЗУАЛЬНОЕ ОПИСАНИЕ МАКРОТЕКСТУРЫ

Визуальная характеристика макротекстуры глинистых пород производилась главным образом для образцов ненарушенного сложения в полевых условиях при описании обнажения, стенок шурфов, расчисток и кернов пород из скважин. Для изучения текстуры скважины проходили со сплошным отбором монолитов вдавливаемым или обуривающим грунтоносом. Оценивали макротекстуру породы при естественной влажности. Особое внимание обращалось на те признаки породы, которые позволяют оценить текстуру и которые,

как правило, упускают при исследовании мезо- и микротекстуры. К таким признакам относятся:

а) окраска образца, равномерность ее распределения и изменения;

б) крупные (до 1 см и больше) пустоты, их форма, ориентация, характер стенок;

в) крупные включения, их характер, состав, форма, взаимодействие с окружающей массой;

г) выцветы окислов железа, солей и т. д.

Визуальную характеристику макротекстуры вначале давали по внешней поверхности образца, а затем, после разделения его по центру на две равные части, описывали свежий разрез. Признаки, характеризующие макротекстуру, записывали в таблицу: № образцов, вид испытания, цвет породы и изменение его по высоте образца, основные показатели макротекстуры, местонахождение в образце пустот, включений, выцветов. Описание давало возможность обнаружить дефекты, образовавшиеся при приготовлении образца.

В результате визуальной характеристики пород выбирали образцы пород для детального исследования мезо- и микротекстуры. Отобранный образец высушивали до воздушно-сухого состояния, затем в местах разреза с поверхности снимали слой с нарушенной текстурой. Зачистку выполняли либо скальпелем, либо напильником. Снимали слой в 2—3 мм в зависимости от исходной влажности образца. (Процесс зачистки сухого образца, как известно, не вызывает нарушения его текстуры.)

После зачистки из образца вырезали отдельные пластинки для изучения мезо- и микротекстуры оптически — в прозрачных шлифах и рентгеновским методом. Образцы пород для оптического и рентгеновского исследований отбирали так, чтобы охарактеризовать разными методами практически одну и ту же площадку.

### ИЗУЧЕНИЕ МЕЗОТЕКСТУРЫ ОПТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Мезотекстуру глинистых пород характеризовали оптическим методом в прозрачных шлифах. Шлифы готовили из глинистой пластинки после предварительной проварки ее в растворе канифоли с ксиололом. Характеристики текстуры начинали с изучения макро- и мезопористости. С этой целью увеличенное изображение шлифа проектировали на лист белой бумаги. Наиболее эффективным оказалось увеличение шлифа в 10—15 раз; большее увеличение давало нечеткие границы стенок пор, а меньшее не позволяло обнаружить мезопоры 0,05 мм. Наблюдение проекции шлифа дает возможность оценить характер распределения, размер, форму и направление ориентации пор крупнее 0,05 мм.

При просмотре шлифа по форме пор, характеру стенок, ориентации пор, трещиноватости вокруг последних и по другим признакам легко отличить естественные поры образца от пустот, образовавшихся

при изготовлении шлифа, как показано на рис. 1, а и б. На рис. 1, а видны пустоты, образовавшиеся при шлифовании, а на рис. 1, б все поры имеют естественное происхождение.

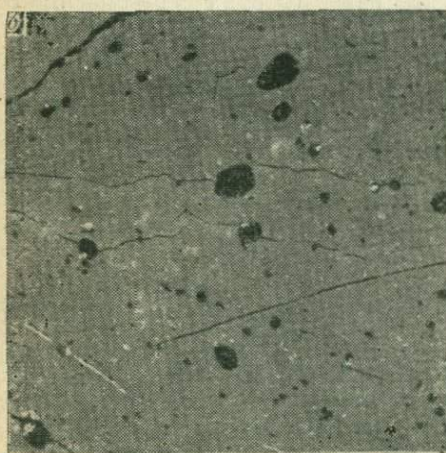
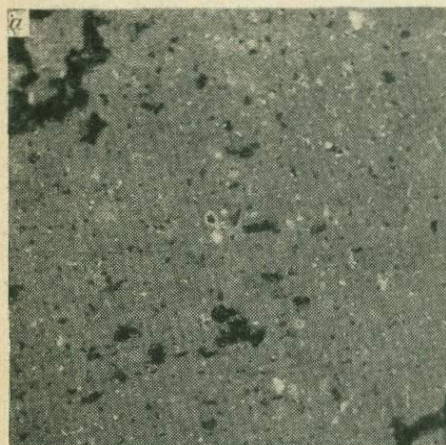


Рис. 1. Негативный снимок шлифов каолининовой пасты. Ув.  $15\times$ .

а — в шлифе много пустот (бесформенные черные пятна), образовавшихся в результате изготовления шлифа (выкальвание зерен неглинистых минералов); б — в шлифе поры естественного происхождения (округлые черные пятна)

По негативному снимку определяли количество пор крупнее  $0,05$  мм, приходящихся на единицу площади (удельное число пор). Это определение проводили следующим образом. На листе бумаги вырезали квадраты (с учетом увеличения), соответствующие площади шлифа в  $1$  мм<sup>2</sup>,  $2$  мм<sup>2</sup> и т. д. Полученную квадратную рамку накладывали на нужный участок фотографии шлифа и внутри его подсчитывали число пор и распределение их по размерам. Поры по размерам разбивались на четыре основные группы — крупнее  $0,5$  мм;  $0,5$ — $0,3$  мм;  $0,3$ — $0,1$  мм;  $0,1$ — $0,05$  мм. Общее количество пор на единицу площади принимали за 100% и подсчитывали процентное содержание пор каждой группы.

Мезотекстуру изучали в шлифах с помощью поляризационного микроскопа МИН-8 по методу Ц. М. Райтбурд и В. И. Муравьева [70]. Вначале описывали шлиф при увеличении в  $80$ — $100$  раз. Приводили структурные и текстурные характеристики песчаных и алевроитовых включений: определяли их размер, форму, распределение в глинистой массе, характер контактов между включениями и глинистой массой, направление ориентации пылеватых и песчаных частиц. Затем просматривали весь шлиф в вертикальном и горизонтальном

направлениях. Цель просмотра состояла в оценке характера и однородности мезотекстуры всего образца; в выделении участков с мезотекстурой, отличающейся от мезотекстуры основной площади шлифа;

в определении положения участков с аномальной мезотекстурой по отношению к направлению прилагаемой нагрузки или к направлению действия природных процессов.

Мезо- и частично микротекстуру основной глинистой массы шлифа изучали при увеличении в 600—900 раз. При этом отмечали особенности структурных элементов, формирующих мезотекстуру, давали характеристику отдельных глинистых агрегатов и блоков, их размеров, формы, взаимосвязи, характера контактов, намечали направление ориентации, определяли количество осей ориентации и, по возможности, угол между отдельными осями. Количественные показатели структуры и текстуры глин определяли непосредственными измерениями в шлифах. Для отдельных характерных образцов были намечены вертикальные и горизонтальные сечения, в которых предполагалось определить показатель ориентации глинистых частиц и агрегатов.

В основу получения количественных показателей текстуры глинистых пород оптическим методом положена оптическая анизотропия кристаллов глинистых минералов и ориентированных микроагрегатов, ведущих себя в скрещенных николях, как один псевдокристалл. Количественно показатель ориентации определяли с помощью микрофотометра Берека и насадки МФН-1. При относительной однородности мезо- и микротекстуры определение показателя ориентации проводили по точкам в вертикальном направлении сверху вниз в центре шлифа и в горизонтальном направлении справа налево также в центре шлифа. В случае послойной неоднородности ориентации глинистых частиц и агрегатов для выделяющихся прослоев промеряли еще один горизонтальный разрез и значение показателя ориентации для этого разреза давали особо с указанием местоположения прослоя в образце. В зависимости от однородности текстуры и размеров микроагрегатов и блоков применяли увеличение в 160—480 раз.

Во время измерения показателя ориентации в некоторой точке шлиф был строго закреплен держателями до получения полной характеристики ориентации. После определения показателя ориентации в данной точке шлиф перемещали в нужном направлении снизу вверх или справа налево так, чтобы нижний или правый край изученного поля зрения оставался вверху или слева наблюдаемого поля.

Таким образом, от точки к точке вычисляли показатель ориентации по разрезам, намеченным для исследования. В среднем в зависимости от увеличения в вертикальном направлении описывали 30—50 точек, а в горизонтальном — до 80.

В каждой точке определяли яркость поля в положениях полного погасания и полного просветления. Показатель ориентации  $C$  глинистых частиц и агрегатов вычисляли по формуле [70]

$$C = \left(1 - \frac{T_{\min}}{T_{\max}}\right) \cdot 100\%,$$

где  $T_{\min}$  — значение яркости поля в положении погасания, полученное с помощью визуального микрофотометра Берека;  
 $T_{\max}$  — значение яркости поля в положении полного просветления.

Показатель ориентации для шлифа в целом в случае однородной мезо- и микротекстуры породы определяли как среднеарифметическое во всех точках. При послойной неоднородности среднее значение показателя ориентации вычисляли для каждого отдельного прослоя.

Показатель  $S$  хорошо отражает действительную степень ориентации глинистых частиц и агрегатов и дает удовлетворительную сходимость с показателем ориентации, полученным рентгеновским фотографическим и дифрактометрическим методами.

После определения мезотекстуры из серии изучаемых образцов породы выбирали единичные, характерные для отдельных типов пород образцы, для которых проводили детальное исследование микротекстуры рентгеновским методом с количественной оценкой отдельных показателей.

### РЕНТГЕНОВСКИЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ МИКРОТЕКСТУРЫ

Возможность изучения кристаллографической ориентации зерен поликристаллического материала заложена в основе самого метода рентгеноструктурного анализа поликристаллов.

Кристалл по отношению к рентгеновским лучам играет роль дифракционной решетки с очень большим числом штрихов. Рентгеновские лучи, пройдя через монокристалл, дают на фотопластинке совокупность дифракционных пятен. Расстояния между периодически повторяющимися в пространстве системами атомов, образующими кристаллическую решетку, определяют геометрию дифракционной картины.

При исследовании поликристаллических образцов, состоящих из бесконечного множества хаотически расположенных зерен — монокристаллов, дифрагированные лучи образуют в пространстве непрерывную поверхность конуса с углом  $2\theta_{hkl}$  от оси, с которой совпадает направление первичного луча ( $\theta_{hkl}$  — угол отражения от какой-либо кристаллографической системы плоскостей  $(hkl)$ ).

Если такой конус пересечь фотопленкой, расположенной в плоскости, перпендикулярной направлению первичного луча, на ней зафиксируется концентрическая окружность, центром которой будет след первичного пучка. Поскольку систем атомных плоскостей  $(hkl)$  много, то на рентгенограмме получается система таких концентрических окружностей. Если в образце имеется преимущественная ориентировка кристаллитов одной из кристаллографических систем плоскостей  $(hkl)$ , то отраженными лучами будет заполнен не весь конус с углом  $4\theta_{hkl}$ , а только та часть его поверхности, для которой нашлись соответствующим образом по отношению к первичному рентгеновскому пучку расположенные плоскости  $(hkl)$ .

Таким образом, наличие преимущественной ориентации кристаллографических плоскостей может проявиться в общем усилении,

ослаблении или отсутствии линий рентгенограмм при изменении положения образца по отношению к падающему рентгеновскому лучу.

Удобно рассмотреть наличие преимущественных ориентировок с помощью стереографической проекции (рис. 2). Поликристалл помещается в центр сферы, а кристаллографические плоскости ( $hkl$ ) заменяются нормальными к ним. Тогда нормали к плоскостям ( $hkl$ ) поликристалла при пересечении с воображаемой сферой оставят на ней каждая свою точку выхода. Если кристаллы не имеют преимущественной пространственной ориентации, эти точки (выходы нормалей) будут равномерно расположены на сфере. Если в расположении кристаллов имеется преимущественная ориентация, на сфере появятся аномалии. Для удобства оценки пространственной ориентации рассматриваются не распределение нормалей на сфере, а эквивалентная проекция, на которую проектируются все точки выхода нормалей верхней полусферы.

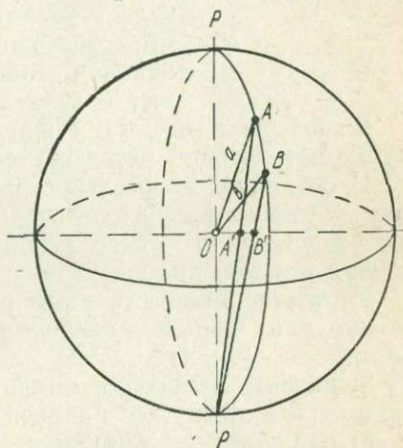


Рис. 2. Стереографические проекции.

$A'$  и  $B'$  — проекции точек  $A$  и  $B$  на сфере. Плоскость образца совпадает с плоскостью проекции. Линии  $a$  и  $b$  — нормали к плоскостям решетки

Как показано на рис. 2, отрезки  $a$  и  $b$  являются нормальными к плоскостям решетки образца, плоскость которого совпадает с плоскостью проекции.  $A, B$  — выходы нормалей на сфере, а  $A'$  и  $B'$  — стереографические их проекции при проектировании из точки  $P$  — южного полюса сферы. Если таким образом спроектировать все выходы нормалей к кристаллографическим плоскостям ( $hkl$ ) сферы на стереографическую проекцию, получим полюсную фигуру, характеризующую распределение ориентировок в пространстве. Это распределение полюсной плотности [нормалей к плоскостям ( $hkl$ )] связано с экспериментально регистрируемой интенсивностью отражений  $hkl$  на рентгенограммах или дифрактограммах. Построение полюсной фигуры при фотографическом методе рентгеновского анализа очень трудоемко и требует не менее 10 снимков, т. е. приходится проходить интервал в  $90^\circ$  съемкой через  $10^\circ$  или чаще.

Ц. М. Райтбурд [69, 71] была разработана методика полуколичественной оценки аксиальных микротекстур глин без построения полюсной фигуры, а путем съемки двух рентгенограмм. Это возможно в том случае, если известно направление оси ориентации. Первый снимок получается при условии, когда образец установлен так, что ось ориентации перпендикулярна направлению рентгеновского луча и второй — ось ориентации параллельна рентгеновскому лучу.

С помощью метода вводятся полуколичественные показатели текстуры:

$C$  — степень ориентации

$$C = \frac{I_{\max}}{I_{\min}},$$

где  $I_{\max}$  и  $I_{\min}$  — максимальная и минимальная интенсивности кольца рентгенограмм ( $00l$ ), оцениваемые визуально в десятибалльной системе;

$\alpha$  — угол разброса текстуры, характеризуемый половиной угловой области по кольцу рентгенограммы, в пределах которой  $I^{00l} > 0,75 I_{\max}^{00l}$ .

В последние годы стал широко применяться рентгеновский дифрактометрический метод изучения текстур. Он позволяет:

1) с большой скоростью строить полюсные фигуры, которые полностью характеризуют пространственное распределение кристаллитов относительно любого заданного направления (например, направления приложения нагрузки);

2) ввести количественные показатели текстуры, что особенно важно для оценки изменения текстур при различных деформациях;

3) изучать изменения микротекстур непосредственно в процессе воздействия нагрузки на специально разработанных приставках;

4) полностью автоматизировать процесс получения данных.

Количественные показатели микротекстуры, получаемые дифрактометрическим методом, по полноте получаемой информации можно разделить на три вида. Наиболее полную количественную информацию о микротекстуре дают прямые полюсные фигуры, представляющие собой стереографические проекции нормалей к кристаллографическим плоскостям ( $hkl$ ) на выбранную плоскость в образце. Данные так называемых обратных полюсных фигур, рассматриваемых ниже, дают более общие количественные показатели ориентации частиц, т. е. меньше детализируют характеристики текстуры. И, наконец, существуют количественные дифрактометрические методы, дающие лишь самую общую характеристику микротекстуры. Эти методы исходят из того, что интенсивность отражения от кристаллографической плоскости меняется с количеством материала, ориентированного в отражающем положении, и основаны на сравнении высот или площадей дифракционных пиков для измерения преимущественной ориентации [120, 136].

Текстурная приставка к дифрактометру УРС-50И. Для изучения преимущественных ориентаций структурных элементов, возникающих в глинистых породах, авторами была создана специальная текстурная приставка, сочетающая съемку «на просвет» и «на отражение» по методу Л. Г. Шульца. За основу была принята конструкция приставки института ЦНИИЧМ [7]. Эта приставка, так же как и приставка ГП-2, разработанная на ее базе и в последнее время выпускаемая промышленностью для ком-

плектации дифрактометра ДРОН-1, приспособлена для исследования ориентировок в металлах.

Необходимость разработки специальной приставки для изучения текстуры глин обусловлена тем, что дифракционная картина глинистых минералов отличается от картины других кристаллических веществ. Она характеризуется расположением основных дифракционных линий в малоугловой области. Для металлов эта область не является важной и поэтому во всех текстурных приставках для их исследования область малых углов перекрывается держателем образца. Кроме того, в дифракционной картине глинистых минералов наблюдается перекрытие многих дифракционных линий в результате их низкой симметрии; высокий уровень фона и низкий уровень интенсивности ряда дифракционных линий и т. п. Трудность вызывает также приготовление идентичных образцов для исследования. Последнее особенно важно, когда требуется построить полную полюсную фигуру двумя методами: «на просвет» и «на отражение».

В нашу конструкцию были внесены изменения по сравнению с приставкой ЦНИИЧМ. Они заключались в следующем.

1. Предусмотрено приспособление для перемещения рабочей поверхности образца вдоль оси *HH* (рис. 3) в методе «на отражение». Это позволило более точно совмещать рабочую поверхность образца с вертикальной осью приставки *AB* и значительно улучшило условия юстировки приставки.

2. Держатель образца дает возможность выводить рабочую поверхность образца в нулевом положении в вертикальную плоскость, проходящую через ось гониометра (приставки) и вертикальные оси ограничивающих щелей и приемной щели счетчика. Оправа, в которую вставляется держатель образца, не перекрывает рентгеновский

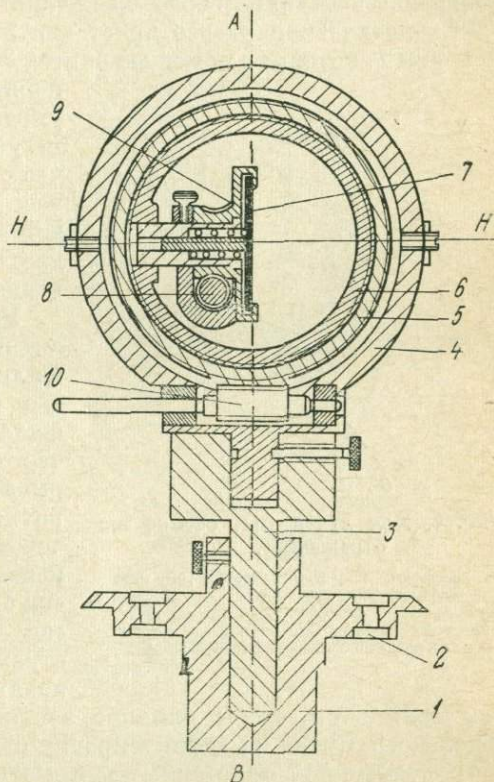


Рис. 3. Схема приставки для изучения текстур методом «на отражение»

пучок. Это позволяет регистрировать малоугловую область углов  $\theta$ , характерную для дифракционных линий глинистых минералов.

3. Один и тот же держатель для изучения образцов разной толщины можно применять в методах «на отражение» и «на просвет».

4. Из приставки исключены некоторые приспособления, необходимые для исследования текстуры металлов, например механизм возвратно-поступательного движения образца.

Схематический разрез приставки представлен на рис. 3. На основании 1, которое с помощью винтов 2 крепится к столу гониометра,

смонтирована стойка 3. На стойке укрепляются кольца 4, 5 и 6, несущие держатель образца в случае съемки «на отражение». В случае съемки «на просвет» вместо деталей 6, 8, 9 устанавливаются другие кольца с держателем образца.

Установка образца под различными углами осуществляется по лимбу кольца 4 в первом случае (наклоны образца) или по шкале гониометра во втором случае (повороты образца). Непрерывное вращение образца  $\gamma$  (1 оборот за 15 мин) осуществляется через гибкий валик и червячные передачи (детали 8, 9 при съемке «на отражение» или 5 при съемке «на просвет»). При съемке «на отражение» перед образцом устанавливается узкая горизонтальная

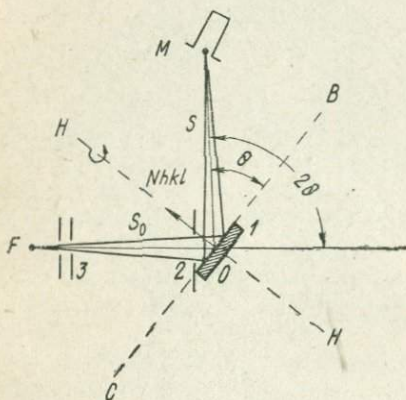


Рис. 4. Ход лучей при съемке «на отражение».

1 — образец; 2 — щель перед образцом; 3 — ограничивающие щели; F — фокус трубки; M — счетчик. Поворот на угол  $\alpha$  происходит вокруг направления, перпендикулярного плоскости рисунка

вертикальной расходимости рентгеновского пучка на дефокусировку было минимальным.

В текстурной приставке предусмотрены три оси вращения: ось приставки, совпадающая с осью гониометра; ось, перпендикулярная плоскости образца (вращение образца в своей плоскости  $\beta$ ); ось, лежащая в плоскости образца, падающего и отраженного лучей (углы наклона образца  $\alpha$ ) и два направления перемещения рабочей плоскости образца (перпендикулярное пучку, когда образец находится в нулевом положении, и вдоль пучка, когда образец находится в нулевом положении).

Геометрия съемки на дифрактометре методом «на отражение». Схема хода лучей показана на рис. 4. Образец устанавливают так, что первичный пучок образует с плоскостью образца угол  $\theta_{hkl}$ . Нормали к отражающим плоскостям  $N_{hkl}$  перпендикулярны плоскости образца и совпадают с осью вращения  $NN$ . Такое положение образца считают исходным. Если теперь вращать образец вокруг  $NN$  на  $360^\circ$ , то в отражающее поло-

жение будут последовательно попадать все плоскости ( $hkl$ ) по центру полярной проекции. Если повернуть образец на угол  $\alpha$  (см. рис. 4) от направления  $HN$ , то в отражающем положении окажутся плоскости, расположенные под углом  $\alpha$  к поверхности образца. Нормали этих плоскостей отклонятся от центра полюсной фигуры в радиальном направлении на угол  $\alpha$ . Непрерывно вращая образец на  $360^\circ$  (углы  $\beta$ ) для различных значений  $\alpha$ , получим данные для внутренней части полюсной фигуры.

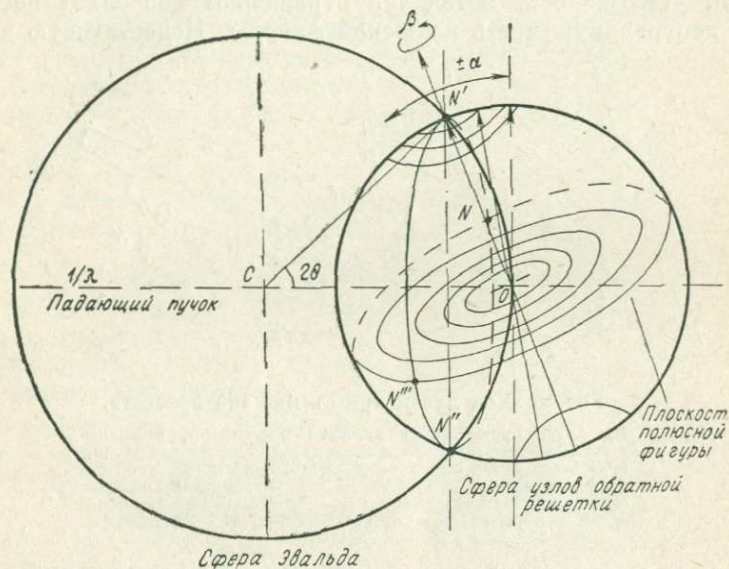


Рис. 5. Геометрия съемки текстуры дифрактометрическим методом («на отражение»)

В методах «на отражение» и «на просвет» плоскости полярных проекций повернуты на  $90^\circ$ , и на проекции углы  $\alpha$  для каждого метода отсчитываются в противоположных направлениях.

Метод «на отражение» характеризуется наличием двух щелей, одна из которых устанавливается перед образцом, коллимирующих падающий пучок в приблизительно параллельный в вертикальном направлении, но расходящийся в горизонтальном [134]. Эта коллимирующая система позволяет облучить полосу образца, лежащую вблизи оси  $BC$ . На входе счетчика имеется третья щель для контроля разрешения и интенсивности.

На рис. 5 показана геометрия съемки дифрактометрическим методом «на отражение» в условии отражения Вульфа — Брэгга в обратном пространстве. Единичное измерение на дифрактометре (измерение при фиксированном положении образца и счетчика) дает изображение точки полюсной фигуры (точка  $N$  или любая точка круга  $N'$ ,  $N''$ ,  $N'''$ , ...,  $N$ ). Для построения полной полюсной

фигуры нужно иметь возможность последовательными поворотами образца вывести любую нормаль к плоскости в отражающее положение.

Углы наклона  $\alpha$  и углы вращения  $\beta$ , осуществляемые с помощью приставки, позволяют пройти всю сферу узлов обратной решетки и перенести данные на полюсную фигуру. При этом ведется автоматическая запись интенсивности для каждого значения  $\alpha$  в интервале углов  $\beta$  от 0 до  $360^\circ$ .

Как указывалось, метод «на отражение» позволяет построить лишь центральную часть полюсной фигуры. Недостающую перифе-

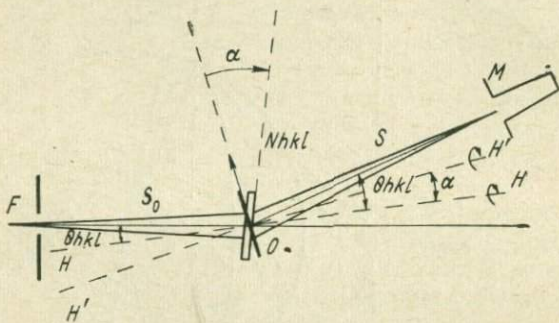


Рис. 6. Ход лучей при съемке «на просвет».

$HH'$  — ось вращения в нулевом положении; нормаль к плоскостям  $(hkl)$  параллельна плоскости образца.  $H'H''$  — ось вращения образца при повороте на угол  $\alpha$ . Нормали отражающих плоскостей составляют с плоскостью угол  $\alpha$ .  $F$  — фокус;  $S_0$  — ограничивающая щель;  $O$  — образец;  $S$  — щель счетчика;  $M$  — счетчик

рийную часть полюсной фигуры можно построить съемкой того же образца методом «на просвет», что позволяет конструкция рассматриваемой приставки. Того же можно достичь и одним лишь методом «на отражение», если снять два образца во взаимно перпендикулярных направлениях.

Геометрия съемки на дифрактометре методом «на просвет». Геометрия съемки показана на рис. 6. Рентгеновский пучок попадает на образец  $O$ , установленный так, что плоскость образца составляет с первичным пучком угол  $90^\circ - \theta_{hkl}$ , где  $\theta_{hkl}$  — угол отражения плоскости, для которой строится полюсная фигура. Отраженный луч фиксируется счетчиком  $M$ . При таком положении образца нормаль к отражающим плоскостям  $N_{hkl}$  параллельна поверхности образца.

Схема, приведенная на рис. 7, показывает, что выход нормали  $N_{hkl}$  на стереографической проекции  $N$  будет лежать на граничном круге проекции  $FPMN$ . Такое положение образца соответствует исходному  $HH$  на рис. 6. Если теперь вращать образец вокруг оси  $HH$  на  $360^\circ$ , то в отражающее положение будут попадать последовательно все плоскости  $(hkl)$ , нормали к которым располагаются при исходном положении образца по большому кругу на полярной

проекции. Повернем образец на угол  $\alpha$  вокруг вертикальной оси. При вращении образца вокруг направления  $H'H'$  (см. рис. 6, 7) в отражающее положение будут попадать кристаллики, для которых  $N_{hkl}$  лежит при исходном положении образца на круге  $2'$ , что соответствует внутреннему кругу полярной проекции, отстоящему от большого круга на  $\alpha$  и т. д. (см. рис. 7). Таким образом, путем непрерывного вращения вокруг оси, перпендикулярной плоскости образца, при различных значениях  $\alpha$  можно покрыть выходами нормалей к плоскостям большую часть сферы проекции, в пределах  $\alpha_{\text{пред}} < \frac{\pi}{2} - \theta$ . При изучении образцов с большим коэффициентом поглощения интервал фиксируемых углов может быть существенно меньше.

Полюсную фигуру строят на полярной стереографической проекции на плоскость 2 (см. рис. 7). Данные для ее построения в интервале углов  $\alpha > \alpha_{\text{пред}}$  получают при съемке «на отражение». При съемке методом «на просвет» образец в виде тонкого среза устанавливают так, что его центральная плоскость содержит ось гониометра, образец может поворачиваться вокруг этой оси на измеряемый угол  $\alpha$ , кроме того, он может вращаться на  $360^\circ$  вокруг оси, перпендикулярной его плоскости. В процессе эксперимента соблюдают следующие условия. Ширина щели счетчика всегда меньше ширины дифрагированного пучка, когда он достигает счетчика, и больше ширины щели источника. Толщина образца относительно меньше ширины падающего пучка, когда он попадает на образец. Выбор ширины щели счетчика обуславливается тем, что энергия потока неоднородна по ширине дифрагированного

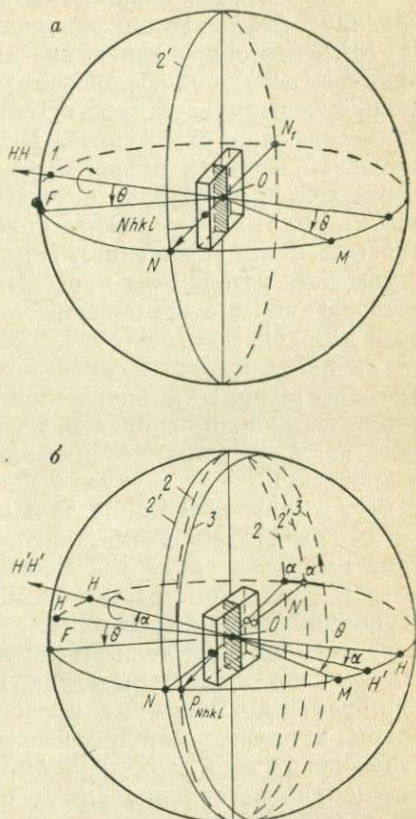


Рис. 7. Сфера проекций и относительное расположение образца, первичного и отраженного лучей и отражающей плоскости ( $hkl$ ).

*a* — симметричное (исходное) положение; *b* — положение после поворота образца вокруг вертикальной оси на угол  $\alpha$ .  $HH$  — ось вращения образца в симметричном положении;  $H'H'$  — то же, в повернутом положении. 1 — плоскость полюсной фигуры; 2 — соответствующий перемещению точки  $N(ON \perp HH)$  при вращении из симметричного положения; 2' — то же, для образца, повернутого на угол  $\alpha$ ; 3 — широтный круг, соответствующий перемещению точки  $P$  при вращении в повернутом положении

пучка и существует размывание на края пучка, обусловленное толщиной образца.

В глинистых породах при различного рода деформациях, как правило, формируется одноосная (аксиальная) ориентация [70, 71, 73]. Если ось ориентации совпадает или незначительно отклоняется от центра полюсной фигуры, то полюсная фигура описывается лишь ее центральной частью. В этом случае можно применять съемку по методу «на отражение». Если требовалось построение полной полюсной фигуры, проводилась съемка двух взаимно перпендикулярных сечений образца методом «на отражение». Это давало тот же результат, что и при съемке одного и того же образца методами «на просвет» и «на отражение». Поэтому данные об изучении микротекстуры глин методом «на просвет» здесь не приводятся. Однако в ряде исследований его применение может оказаться не только полезным, но и необходимым.

Точная юстировка гониометра и текстурной приставки определяет достоверность экспериментальных результатов. Необходимо обеспечить точное совпадение оси гониометра с вертикальной осью приставки, а также совпадение оптических центров гониометра и приставки.

Текстурная приставка должна быть установлена на гониометре так, чтобы центр образца, фокус трубки и горизонтальная цель счетчика лежали в одной плоскости (экваториальная плоскость гониометра). В нулевом положении образца и счетчика вертикальные оси ограничивающих щелей и приемной щели счетчика, а также рабочая плоскость образца должны лежать в вертикальной плоскости, проходящей через ось гониометра. Проверку всех осей с целью снижения биений до минимума проводили сначала с помощью оптической трубы, прикладываемой к дифрактометру, а затем путем фиксации рентгеновского пучка на флюоресцирующем экране с обозначенным центром (экран вставлялся вместо образца в приставку). Этого можно было добиться перемещениями, допускаемыми приставкой и гониометром. Нули счетчика и образца устанавливались по обычной для дифрактометра методике и контролировались в дальнейшем с помощью эталонных образцов.

Особое внимание должно быть уделено выбору оптимальных условий съемки, ибо это может существенно сказаться на достоверности получаемых результатов.

При построении полюсной фигуры методом «на отражение» используется фокусирующая съемка. При перемещениях образца в приставке происходит дефокусировка образца, т. е. нарушение геометрии съемки. Отклонение углов  $\alpha$  и  $\beta$  от нулевых значений вызывает дефокусировку и связанное с этим размытие дифракционной линии. Изменение ориентации образца может привести к тому, что не будет обеспечено точное измерение интегральной интенсивности. Дефокусировка вызывается главным образом отклонением точек образца от фокусирующей окружности. Подробно этот вопрос был рассмотрен Д. М. Хейкером и Л. С. Зевиным [94].

Задача определения профиля линии после наклона образца на угол  $\alpha$  сводится к подобной же задаче для образца толщиной  $t = H_p \operatorname{tg} \alpha$ , не имеющего поглощения ( $\mu = 0$ ).  $H_p$  — высота освещаемой части образца. При смещении плоскости образца с оси гониометра на величину  $s$  дифракционная линия смещается на

$$\Delta\theta = \frac{s \cdot \cos \theta}{R_r},$$

где  $R_r$  — радиус гониометра;  
 $\theta$  — брэгговский угол отражения.

При значительных углах наклона  $\alpha$  ширина инструментальной функции

$$\Delta\theta_\alpha = \frac{H_p \cdot \cos \theta \cdot \operatorname{tg} \alpha}{R_r}$$

значительно превышает ширину линии, связанную с плоской формой образца, и профиль линии приближается к прямоугольной с шириной  $\Delta\theta_\alpha$ .

Следовательно, при изучении текстуры методом наклона можно использовать пучки с большой горизонтальной расходимостью.

Для правильного измерения интенсивности отражения угловое раскрытие щели счетчика должно быть не меньше ширины плато линии  $\Delta\theta_\alpha$ . Максимальное возможное раскрытие щели счетчика, по-видимому,  $\approx 1^\circ$  в углах  $\theta$ . Исходя из условия  $\Delta\theta_\alpha < 1^\circ$ , можно подобрать необходимую величину  $H_p$ .

В табл. 4 приводится расчет величин  $\Delta\theta_\alpha$  в зависимости от углов наклона и высоты освещаемой части образца. Расчет сделан для линии 002 каолинита.

Таблица 4

Величины  $\Delta\theta_\alpha$  для различных углов наклона и высоты освещаемой части образца

$\alpha$ , град	$H_p$ , мм			
	4	2	1	0,5
20	0,5 <sup>g</sup>	0,25	0,1	0,05
40	1,2 <sup>g</sup>	0,6	0,3	0,15
60	2,5 <sup>g</sup>	1,2	0,6	0,3

Из табл. 4 видно, что оптимальная высота освещаемой части образца 2 мм не более. Исходя из этого, нами приняты следующие условия съемки:  $H_p = 2$  мм, ширина щели счетчика 10 мм, высота 2—4 мм. Режим трубки выбирается так, чтобы регистрируемая интенсивность была не выше 200—400 имп/с для уменьшения мертвого времени счетчика.

Изменение положения образца по отношению к направлению рентгеновского луча (угол  $\alpha$ ) приводит к различным поправкам на поглощение при оценке интенсивности в методе «на отражение». Данные интенсивности, необходимые для построения полюсной

фигуры, существенно зависят от точности установки образца (осей вращения) по оси гониометра. Значение строгого соблюдения геометрии съемки очевидно из рис. 4, 5. Отклонение оси, лежащей в плоскости образца, падающего и отраженного лучей (углы  $\alpha$ ) приводит к дефокусировке гониометра.

Отклонение оси  $HH$  от нормали к плоскости образца или отклонение ее от центра проекции (отсутствие пересечения с осью гониометра) исказит данные полюсной фигуры.

Л. Г. Шульц [134] для геометрии съемки, примененной и в нашей приставке, дает следующую формулу интенсивности с учетом поправки на поглощение в образце при различных углах:

$$I = \frac{I_0 D W S_2}{2} [1 - \exp(-2\mu t / \sin \theta \cos \alpha)], \quad (1)$$

где  $I_0$  — интенсивность падающего пучка;

$W$  — горизонтальная расходимость пучка;

$S_2$  — вертикальная расходимость пучка;

$D$  — рассеивающая способность материала при данном  $\theta$ ;

$t$  — толщина образца.

При наличии перед образцом дополнительной узкой щели, уменьшающей вертикальную расходимость пучка (горизонтальная расходимость в дифрактометре мала), а также при условии, что пучок падает на образец точно по высоте его качания, измерение не требует исправления при значении  $\alpha < 40-50^\circ$ . Действительно, в этом случае величины  $W$  и  $S_2$  не зависят от угла  $\alpha$  и, как видно из формулы (1), при  $\alpha < 50^\circ$  значение  $I/I_0$  близко к единице. При достаточно толстой пластинке, когда значение  $\mu t$  велико, эта поправка практически равна нулю при всех углах  $\alpha$ .

Практически уже при малых углах наклона  $\alpha$  наблюдается падение интенсивности, что объясняется явлением дефокусировки [106]. Поэтому необходимо вводить поправочный коэффициент  $M = I_0/I$ , на который затем умножается каждая измеренная интенсивность. Он определяется для эталонных образцов с беспорядочной текстурой. Запись проводится в тех же условиях, что и для исследуемых образцов. Должны быть предприняты меры, чтобы образец действительно имел беспорядочную текстуру.

В дальнейшем в процессе каждой серии опытов по изучению преимущественных кристаллографических ориентировок, возникающих в глинах при различного рода деформациях, поправочный коэффициент вычисляли каждый раз отдельно.

При обработке результатов измерений в методе «на просвет» необходимо учесть поправки изменения в рассеивающем объеме и в длине пути лучей в образце с изменением угла  $\alpha$ . Е. Т. Асп, В. Ф. Деккер, Д. Харкер [107] дают следующую поправку:

$$I_{\pm\alpha/\text{исправл.}} = I_{\pm\alpha/\text{измер.}} \cdot \frac{I_0}{I_{\pm\alpha}},$$

$$\frac{I_0}{I_{\pm\alpha}} = \frac{\mu t \cdot \exp[-\mu t / \cos \theta]}{\cos \theta} \cdot \frac{[\cos(\theta \pm \alpha) / \cos(\theta \pm \alpha)] - 1}{\exp[-\mu t / \cos(\theta \pm \alpha)] - \exp[-\mu t]},$$

где  $I_0$  — начальная интенсивность (при угле  $\alpha = 0$ );

$t$  — толщина поглощающего слоя;

$\mu$  — линейный коэффициент поглощения материала;

$\theta$  — брэгговский угол дифракции;

$\pm\alpha$  — углы поворота образца по и против часовой стрелки.

Л. Г. Шульдц [134] показал, что поправками можно пренебречь, если: вертикальная расходимость рентгеновского пучка мала; образец не отклоняется сильно от биссектрисы угла между падающим и отраженным лучами, т. е. приходится ограничиваться исследованием полосы шириной  $20^\circ$ , прилегающей к экватору сферы; падающий пучок имеет заметную расходимость, и только щель счетчика ограничивает входящий в него пучок. Толщина образца должна быть малой:  $t = 0,1$  от ширины облученной поверхности и  $\mu t$  — порядка  $0,4$ . Коэффициент  $\mu t$  можно определить экспериментально из соотношения  $I = I_0 e^{-\mu t}$ . Интенсивность сильного отражения, например от кварца, регистрируется дважды: сначала располагают исследуемый образец перед щелью счетчика  $I$ , а затем измеряют первичный пучок без образца  $I_0$ . Каждый раз берут среднее значение интенсивности из нескольких отсчетов. Зная  $I$  и  $I_0$ , определяют  $\mu t$ .

Поправки на поглощение можно ввести и другим способом. Сначала получают текстурдифрактограммы для исследуемого образца, а затем — для образца того же материала и плотности, но изотропно ориентированного. По текстурдифрактограммам неориентированного образца строят поправочные кривые [102].

При съемке «на отражение» и «на просвет» получают кривые зависимости интенсивности отражения от исследуемой плоскости ( $hkl$ ) при различных положениях образца в интервале изменения углов  $\beta$  от  $0$  до  $360^\circ$  (вращение образца) для каждого данного значения  $\alpha$  (наклоны или повороты образца). На нашей приставке углы  $\alpha$  устанавливаются ступенями через  $5-10^\circ$  вручную. При этом исследуют всю сферу нормалей. Затем данные переносятся на полярную стереографическую проекцию. Принципы стереографических проекций подробно освещены в ряде работ [43, 63].

В полярной стереографической проекции, на которой строится полюсная фигура, меридианы сферы проектируются в виде диаметров проекции, а параллели — в виде концентрических окружностей (рис. 8). Углы  $\alpha$  соответствуют концентрическим кругам сетки, углы  $\beta$  от  $0$  до  $360^\circ$  на каждом концентрическом круге отмечаются точками пересечения круга и диаметров сетки. Углы  $\alpha$  в методе «на отражение» отсчитываются от центра полярной сетки, в методе «на просвет» — от большого круга к центру вдоль диаметра. Данные записи интенсивностей в зависимости от углов  $\alpha$  и  $\beta$  на текстурдифрактограмме наносят на полярную стереографическую сетку.

Кривую интенсивности для каждого  $\alpha$  следует прокорректировать, так как поправки на поглощение при этом различны. Каждая

записанная интенсивность  $I(\alpha)$  корректируется следующим образом:

$$(I_{\pm\alpha})_{\text{исправл}} = (I_{\pm\alpha})_{\text{измер}} \cdot M,$$

где  $M$  — коэффициент, равный  $I_0/I_{\pm\alpha}$ .

Как было показано Ц. М. Райтбурд [69, 71], в глинах при различных деформациях возникает преимущественно аксиальная тек-

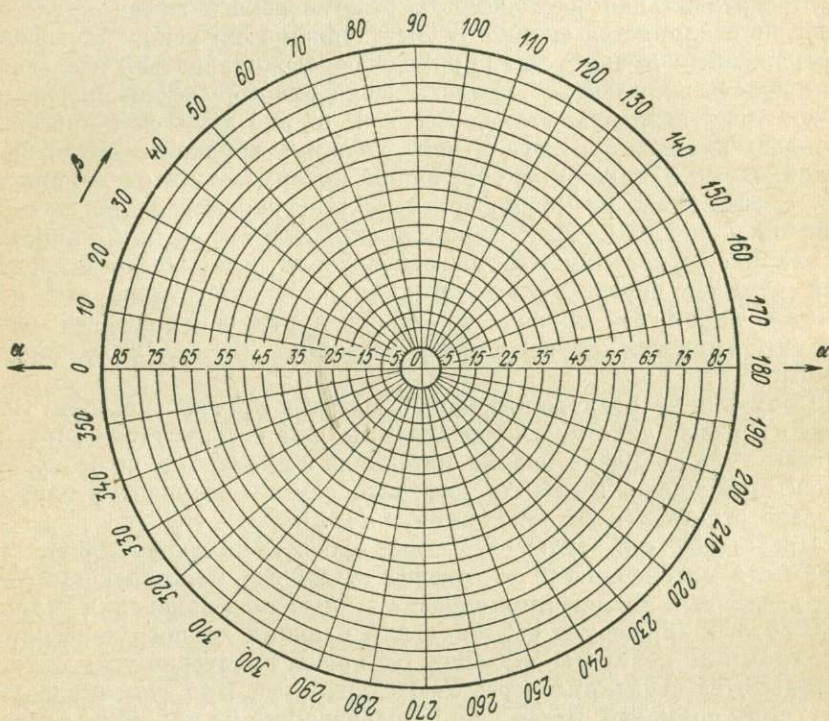


Рис. 8. Полярная стереографическая сетка

стура, т. е. текстура с одной осью ориентации. Это упрощает обработку данных, полученных на дифрактометре.

Во-первых, достаточно строить лишь центральную часть полюсной фигуры с углами  $\alpha$  до  $60^\circ$ , а это позволяет использовать лишь один метод «на отражение». Во-вторых, в случае аксиальной текстуры, ось ориентации которой совпадает с нормалью к рабочей плоскости образца, т. е. когда полюсная фигура центрально-симметрична, можно не проводить записи по  $\beta$  на  $360^\circ$ . Достаточно установить уровень интенсивности с учетом необходимой статистики. Поправка на интенсивность вносится для каждого уровня интенсивности только один раз.

На рис. 9 показана типичная запись текстурдифрактограммы образца каолинита, подвергнутого нагрузке.

Значения интенсивности прокорректированы на поглощение с помощью поправочного графика, который строили для изотропного по текстуре образца каолинита для каждой серии образцов. Приготовить образец с равномерной беспорядочной текстурой весьма сложно, особенно для глинистых минералов, обладающих пластинчатой формой. Идеально изотропный образец приготовить практически невозможно, поэтому при изготовлении образца следует стремиться, чтобы преимущественная ориентация глинистых частиц в нем была минимальной.

Авторы изготовляли образец следующим образом. Сухой порошок образца засыпали и легко утрамбовывали через заднюю сторону держателя. Переднюю часть держателя закрывали неровной поверхностью стекла или грубой бумагой. Это позволяло сохранить произвольность ориентировки частиц в поверхностном слое [129].

Для получения точных измерений истинных интенсивностей определяли фон. С этой целью вычерчивали кривую фона (которая представляет собой изменение фона с углом наклона и вращения образца) и затем вычитали фон. В некоторых случаях фон не вычитали, а указывали на полюсной фигуре.

Точки интенсивности на текстурдифрактограмме переносили на полярную проекцию (рис. 10). Значения интенсивности записывали сразу в импульсах в секунду или же в уровнях интенсивности, для чего максимальную интенсивность условно принимали за 10 и брали 10 уровней интенсивности. Так делали для всех кривых со значениями  $\alpha = 10, 20, 30^\circ$  и т. д. Точки наносили на проекцию вручную. Точки равной интенсивности соединяли контурными линиями разного цвета.

На рис. 11, а показана полюсная фигура, построенная по данным записи интенсивностей (с учетом коррекции), для образца с «идеальной» аксиальной текстурой. Образец каолинистовой пасты был приготовлен раздавливанием между двумя пластинками. Ось текстуры

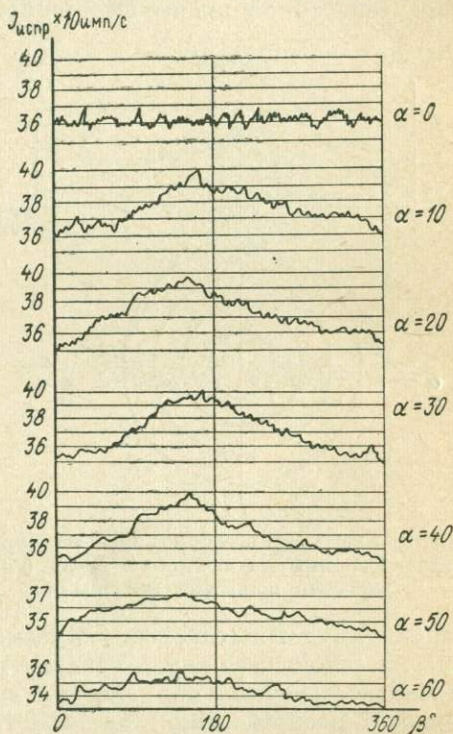


Рис. 9. Типичная запись текстурдифрактограммы образца, подвергнутого нагрузке

совпадает с нормалью к поверхности образца (с направлением приложения нагрузки). Полюсная фигура представляет собой концентрические круги линий равной интенсивности.

Так как полюсная фигура центрально-симметрична (направление приложения нагрузки совпадает с центром), то полюсная фигура может быть полностью описана сечением ее вдоль любого диаметра. Такое сечение показано на рис. 11, а. Полуширина сечения является характеристикой преимущественной ориентации кристаллитов.

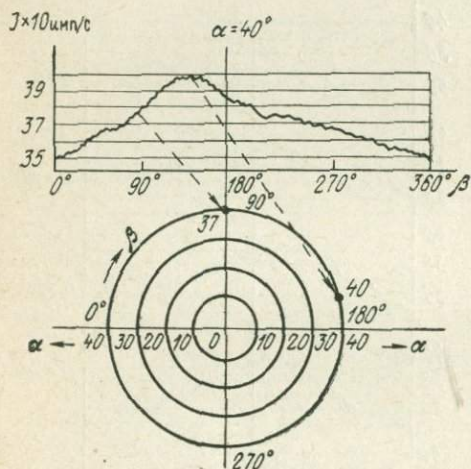


Рис. 10. Схема перенесения данных текстур-дифрактограммы на полярную сетку (построение полюсной фигуры)

перпендикулярной плоскости снимаемого образца, на  $25^\circ$ . Полюсная фигура полностью характеризует текстуру, ибо она дает количественные сведения о направлении выхода оси ориентации и характеризует распределение кристаллитов по направлениям.

Количественный рентгеновский метод основан на том, что интегральная интенсивность отраженных рентгеновских лучей с учетом поправок на поглощение и рассеяние пропорциональна удельному объему образца, в зернах которого плоскости  $(hkl)$  находятся в положении отражения.

При съемке по методу Шульца («на отражение») интегральная интенсивность, регистрируемая счетчиком, пропорциональна полюсной плотности.

В процессе изучения текстуры часто интересуются не общим пространственным распределением нормалей к какой-либо системе плоскостей  $(hkl)$ , а кристаллографическими направлениями, совпадающими с некоторыми определенными направлениями в исследуемом объекте (например, направлением приложения нагрузки и т. п.). Поэтому возникает потребность в способе описания текстур (аналогичном обычным полюсным фигурам), при котором ориентацию

В случае аксиальной текстуры нет необходимости проводить запись интенсивности по  $\beta$  от  $0$  до  $360^\circ$  и строить всю полюсную фигуру. Достаточно лишь взять статистически усредненный уровень интенсивности при различных углах наклона  $\alpha$  и построить сечение полюсной фигуры вдоль любого диаметра.

На рис. 11, б приведена типичная полюсная фигура для образца каолинита, подвергнутого одноосному сжатию. Отчетливо видно, что текстура каолинита аксиальная с осью ориентации, отклоненной от направления приложения нагрузки, перпендикулярной плоскости

кристаллографической плоскости определяют непосредственно, а рассеяние текстуры характеризуют количественно.

Этим требованиям удовлетворяет метод обратных полюсных фигур, который начинает широко использоваться [113, 115, 123, 125].

Обратная полюсная фигура представляет собой стандартную гномостереографическую проекцию кристаллов исследуемого об-

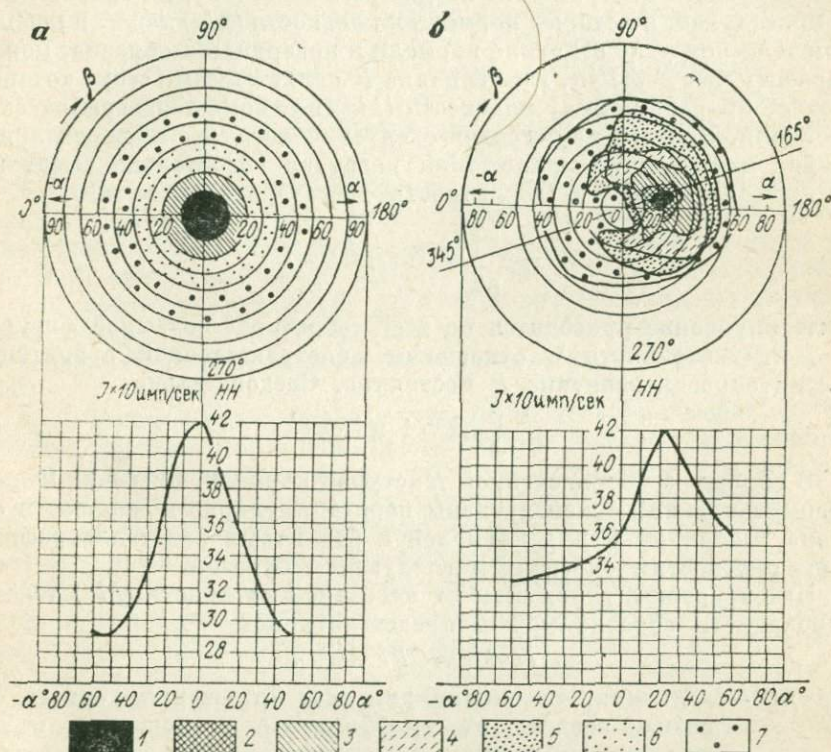


Рис. 11. Полюсные фигуры и сечения полюсных фигур для образца каолиновой пасты

*a* — с идеальной аксиальной текстурой; *b* — подвергнутого одноосному сжатию. Сечение полюсной фигуры по диаметру  $165-345^\circ$ . *НН* — направление приложения нагрузки: 1 —  $420 \text{ имп/с}$ , 2 —  $410$ , 3 —  $400$ , 4 —  $380$ , 5 —  $370$ , 6 —  $310$ , 7 —  $290$ , фон —  $280 \text{ имп/с}$

разца, на которой нормалям к кристаллографическим плоскостям придается вес, определяемый степенью совпадения направления этих нормалей с некоторым интересующим нас направлением в образце, например направлением одноосного сжатия (направлением приложения нагрузки). Как и в случае обычных полюсных фигур, точки с одинаковым весом соединяют линиями, а ограниченные ими области показывают одинаковым знаком.

Существует два метода построения обратных полюсных фигур. Один позволяет построить обратную полюсную фигуру непосред-

венно с помощью измерений интенсивностей рентгеновских рефлексов. Другой дает возможность начертить обратную полюсную фигуру, если известно распределение полюсной плотности.

Первый метод рассмотрен Г. Харрисом [113]. В создании отражения  $hkl$  в фокусирующем методе (метод Брэгга — Брентано) участвуют лишь те кристаллы, у которых плоскости  $(hkl)$  параллельны фокусирующей поверхности. Тогда часть объема образца, состоящая из кристаллов, в которых нормаль к плоскости  $(hkl)$  лежит в небольшом телесном угле  $d\Omega$  около нормали к поверхности образца, можно выразить как  $P d\Omega/4\pi$ , где величина  $P$  является тем весом, который следует придать полюсу плоскости  $(hkl)$  на гномостереографической проекции. Условие нормировки следует из того, что в элементарной ячейке направление приложения нагрузки обязательно имеет какую-то ориентировку (вероятность достоверного события).

$$\frac{1}{4\pi} \int_{\Omega=0}^{4\pi} P(hkl) d\Omega = 1$$

(интегрирование проводится по всей «обратной» полюсной фигуре).

Для изотропного в отношении пространственной ориентации частиц образца величина  $P$  постоянна. Следовательно,

$$\frac{P}{4\pi} \int d\Omega = 1 \text{ и } P = 1. \quad (2)$$

В образце с упорядоченной текстурой нормали, имеющие  $P > 1$ , преимущественно ориентированы перпендикулярно поверхности образца. Величину  $P$  для нормалей к различным кристаллографическим плоскостям определяем следующим образом.

Интенсивность отражения от некоторой плоскости  $(hkl)$  текстурированного образца можно представить как

$$I(hkl) = CPF^2(hkl),$$

где  $C$  — величина, постоянная для всех отражений данного образца, зависит от коэффициента поглощения, совершенства кристаллов, интенсивности первичного пучка;  $F^2(hkl)$  — структурный фактор отражения  $hkl$ .

Соответственно, для изотропного в текстурном отношении образца

$$\begin{aligned} I'(hkl) &= C'F^2(hkl), \\ P(hkl) &= \frac{I(hkl) \cdot C'}{I'(hkl) \cdot C}. \end{aligned} \quad (3)$$

Если провести суммирование по всем отражениям, то, исходя из выражений (2) и (3), получим

$$\frac{C'}{C} = \frac{\sum I'(hkl)}{\sum I(hkl)}$$

и окончательно для  $P$  имеем

$$P(hkl) = \frac{I(hkl)}{I'(hkl)} \cdot \frac{\sum I'(hkl)}{\sum I(hkl)}. \quad (4)$$

Таким образом, для определения статистического веса  $P$  каждого полюса на стандартной проекции достаточно измерить интенсивности рефлексов от ряда атомных плоскостей исследуемого образца и образца с беспорядочной текстурой.

Расчитанные по формуле (4) для различных  $(hkl)$  величины  $P$  наносятся на стандартную гномостереографическую проекцию кристалла. Если для исследования текстуры необходимо рассмотреть распределение полюсов кристаллографических плоскостей по отношению к двум характерным направлениям, то следует построить две обратные полюсные фигуры, используя при этом образцы, отражающие поверхности которых взаимно перпендикулярны.

Метод обратных полюсных фигур был применен авторами для изучения ориентации глинистых частиц каолинита при деформации одноосного сжатия.

В качестве стандартной проекции для каолинита, на которую наносились данные обратной полюсной фигуры, использовали проекцию граней кристалла триклинной сингонии, исходя из того, что каолинит имеет триклинную ячейку [104]. Так как любое кристаллографическое направление может быть представлено в единичном треугольнике, достаточно рассмотреть только часть стандартной стереографической проекции, так называемый единичный треугольник.

В качестве примера была получена обратная полюсная фигура образца каолинитовой пасты, подвергнутого деформации одноосного сжатия (раздавливание между двумя пластинками). Направление приложения нагрузки перпендикулярно поверхности образца. Анализ полюсной фигуры показывает, что максимальное значение величины  $P$  имеет для нормали к плоскости (002). ( $P_{002} = 1,54$ ,  $P_{010} = 0,44$ ,  $P_{111} = 1,17$ ). Следовательно, эта нормаль ориентирована вдоль направления приложения нагрузки, а плоскости (001) глинистых частиц располагаются параллельно поверхности образца. Другие же плоскости  $(hkl)$ , ориентированные параллельно поверхности образца и перпендикулярно направлению приложения нагрузки, имеют меньшие значения веса  $P$ , и, следовательно, слабо ориентированы относительно указанных направлений.

Можно ввести коэффициент ориентации  $K = P_{col}/P_{oko}$ , показывающий отношение взаимно перпендикулярных плоскостей (ool) и (oko) частиц, ориентированных параллельно поверхности образца или перпендикулярно направлению приложения нагрузки. В нашем случае  $K = 1,54/0,44 = 3,5$ , что указывает на хорошую аксиальную ориентацию частиц.

Обратные полюсные фигуры являются двухмерной проекцией, которая не всегда может охарактеризовать пространственную ориентацию. В принципе возможно построение трехмерной проекции. Тогда полюсная фигура будет состоять из поверхностей. Это будет трехмерная обратная полюсная фигура. Ясно, что ее нельзя заменить двумя или тремя отдельными двухмерными обратными полюсными фигурами. Таким образом, только вышеуказанные пространственные

полюсные фигуры описывают полностью распределение ориентаций в любой текстуре.

Существует и другой метод построения обратной полюсной фигуры, состоящей в «обращении» прямой полюсной фигуры. Он заключается в преобразовании данных прямой полюсной фигуры, являющихся распределением полюсной плотности, в данные распределения плотности осей координат относительно стандартных кристаллографических направлений. Эта замена систем координат влечет за собой сложные преобразования, связанные с разложением функций распределения в ряд сферических гармоник [124, 133]. Методы «обращения» полюсных фигур в настоящей работе не рассматриваются.

Полюсные фигуры позволяют оценить тип и степень преимущественной ориентации, а также пространственные координаты осей ориентации. Изменения текстуры, вызванные различного рода деформациями (сдвиг, сжатие и т. п.), обуславливают изменение координат ( $\alpha$ ,  $\beta$ ) осей ориентации, величины интенсивности пиков и рассеяния (дисперсии) пиков на полюсной фигуре.

Для возможности сравнения и анализа изменений текстуры необходимы количественные критерии каждой из этих характеристик.

Суммарная интенсивность отраженных исследуемым образцом рентгеновских лучей приравнивается к объему  $V$  над плоскостью проекций, ограниченному криволинейной поверхностью, проекция которой является полюсной фигурой. Изолированный максимум на полюсной фигуре, соответствующий какой-либо ориентации  $V_i$ , составляет долю общего объема  $V$ . Объем  $V_i$  пропорционален объему образца, имеющего данную ориентацию.

Следовательно, для количественного описания ориентаций необходимо количественно характеризовать максимумы на полюсной фигуре. Для этого вводят характеристику рассеяния ориентировок частиц.

При статистической обработке экспериментальных данных полюсных фигур С. Дж. Данн [110] рассматривал максимум на полюсной фигуре как объем над плоскостью проекций, ограниченный поверхностью, подчиняющейся закону нормального распределения Гаусса. При этом за характеристику рассеяния ориентировки частиц Данн принимал величину стандартного отклонения

$$\rho = (\sigma_x^2 + \sigma_y^2)^{1/2}, \quad (5)$$

где  $\sigma_x$  и  $\sigma_y$  — стандартные отклонения от нормали к поверхности по осям  $x$  и  $y$ .

Стандартное отклонение  $\rho$  дает численную меру остроты полюсной концентрации (т. е. меру распределения ориентировок частиц). Указанная формула справедлива только при наличии изолированных максимумов, ограниченных поверхностями Гаусса. В методе Данна незначительные изменения величины координат  $x$  и  $y$  приводят

к большим изменениям  $\sigma_x$  и  $\sigma_y$ , а следовательно, точность определения объемов данных ориентировок также сильно меняется.

Следует отметить, что в общем случае при исследовании текстуры глинистых минералов форма максимумов на полюсных фигурах довольно сложна и может значительно отличаться от нормального распределения. Поэтому для определения остроты полюсной концентрации (ее рассеяния, дисперсии) при любой конфигурации полюсной фигуры в общем случае надо определять величину

$$\rho = (\alpha_{1/2}^2 + \beta_{1/2}^2)^{1/2}, \quad (6)$$

где  $\alpha_{1/2}$  и  $\beta_{1/2}$  — углы на полюсной фигуре, соответствующие уровню интенсивности, равному половине ее максимального значения. Формула (6) получается аналогично формуле (5), только при этом распределение полюсной плотности должно быть выражено в сферических координатах.

Данные, полученные авторами, показывают, что при компрессионном уплотнении и одноосном сжатии оси ориентации (одна или две) располагались под небольшими углами к направлению действующих сил. Это позволило строить только центральную часть полюсной фигуры (до углов  $\alpha = 60^\circ$ ) и использовать для съемки лишь один метод «на отражение».

На рис. 11 показаны полюсные фигуры (с учетом коррекции интенсивности) для образцов каолинитовой пасты с «идеальной» аксиальной текстурой, полученной при одноосном раздавливании образца между двумя пластинками, и с типичной аксиальной текстурой образца, подвергнутого одноосному сжатию. Полюсные фигуры показывают, что в «идеальном» случае ось ориентации совпадает с направлением приложения нагрузки (центр полюсной фигуры), а в случае одноосного сжатия — отклонена на  $25^\circ$  от направления нагрузки, приложенной перпендикулярно к поверхности снимаемого образца. Координаты максимума на полюсной фигуре в этом случае  $\alpha = 25^\circ$ ,  $\beta = 165^\circ$ ; в случае одноосного сжатия  $\alpha = 0^\circ$ .

Рассмотрим кратко методику количественной оценки текстур глинистых паст по полюсным фигурам, приведенным на рис. 11. Полюсные фигуры изображены в уровнях интенсивности, которая прокорректирована по поглощению и по дефокусировке образца при наклонах  $\alpha$  и вращениях  $\beta$  с помощью специально подготовленного образца с беспорядочной текстурой. Фон указан на полюсных фигурах и должен при аналитических расчетах вычитаться.

Зависимость  $I_{\text{исправл}}$  от  $\alpha$  (сечение полюсной фигуры или сферы нормалей) дает характеристику текстуры — локализацию осей ориентации относительно определенных направлений в пространстве, величину интенсивности и рассеяния (дисперсии).

В случае «идеальной» аксиальной текстуры одноосного сжатия (см. рис. 11, а) любое сечение полностью описывает полюсную фигуру, так как она центрально-симметрична.

Дисперсия, согласно формуле (6), в этом случае равна  $\rho = \alpha_{1/2} = \alpha^*$ . В ряде случаев авторы использовали не величину  $\alpha^*$ , равную

ширине пика на высоте, равной половине интенсивности, а полуширину пика при тех же условиях ( $\alpha^*/2$ ).

В более общем случае текстуры глинистой пасты (см. рис. 11, б), подвергнутой деформации одноосного сжатия, локализация пиков интенсивности (одного или более), а также величина этих пиков определяются однозначно по полюсной фигуре.

Характеристику же рассеяния текстуры дать труднее, так как форма пиков может быть достаточно сложной, интенсивности пика невелика, а рассеяние (острота пика мала) — очень большое.

В качестве упрощенного варианта в этом случае использовали сечение полюсной фигуры в направлении максимума полюсного распределения на полюсной фигуре, что позволяло в приближенной форме определить рассеяние  $\alpha^*$ . Как правило, выбранное направление сечения полюсной фигуры давало достаточную информацию о направлении выхода осей ориентации и их рассеяния. Иногда делали несколько таких сечений с тем, чтобы более полно охарактеризовать пространственное распределение частиц поликристаллов. При нескольких осях ориентации на полюсной фигуре также делали ряд сечений.

Значения рассеяния текстуры относительно оси ориентации брали приближенно для данного сечения полюсной фигуры. Эти значения использовали для приближенной оценки текстуры.

Для некоторых полюсных фигур был произведен расчет значений рассеяния (дисперсии) по формуле (6). Остановимся кратко на количественной обработке обратных полюсных фигур. В текстурированном образце нормали, имеющие вес  $P > 1$ , преимущественно ориентированы перпендикулярно поверхности образца, а сами плоскости, связанные с этими нормалью, располагаются параллельно поверхности образца. Зная статистический вес  $P_{hkl}$  для ряда плоскостей ( $hkl$ ), можно ввести коэффициент ориентации  $K = P_{ool}/P_{oko}$ , показывающий отношение ориентации взаимно перпендикулярных плоскостей ( $ool$ ) и ( $oko$ ) частиц. Статистические веса  $P_{ool}$  и  $P_{oko}$ , очевидно, взаимосвязаны. Чем лучше ориентированы частицы в направлении, перпендикулярном направлению приложения нагрузки, тем выше должен быть вес  $P_{ool}$  и соответственно ниже вес  $P_{oko}$ , коэффициент же ориентации  $K$  будет выше.

Можно попытаться связать данные обратных полюсных фигур с данными прямых полюсных фигур. Увеличение угла отклонения оси ориентации плоскости ( $hkl$ ) от направления приложения нагрузки на прямой полюсной фигуре будет соответствовать уменьшению веса  $P_{hkl}$  для той же плоскости, т. е. уменьшению меры совпадения плоскости ( $hkl$ ) с данным направлением. Коэффициент ориентации также уменьшится. Увеличение же дисперсии текстуры плоскости ( $hkl$ ) на прямой полюсной фигуре приведет к уменьшению веса  $P_{hkl}$  и к еще большей беспорядочности пространственного распределения кристаллитов в образце. Коэффициент  $K$  вновь будет стремиться к уменьшению. По-видимому, коэффициент ориентации обобщает показатели текстуры, даваемые прямой полюсной фигурой, и является

более общим, т. е. меньше детализирует все характеристики текстуры. При сложной текстуре с несколькими осями ориентации обратная полюсная фигура не выявит наличия нескольких осей, а даст усредненный заниженный вес  $P_{hkl}$  и коэффициент ориентации  $K$ .

Поскольку рентгеновский фотометод полуколичественной оценки текстур в глинистых породах по двум рентгенограммам, предложенный Ц. М. Райтбурд [69, 70, 71], является частным случаем построения полюсной фигуры, суть которого та же, что и в дифрактометрическом методе, соображения о связи коэффициента ориентации, полученного по обратной полюсной фигуре, и коэффициентов  $C = (I_{\max}/I_{\min})_{ool}$  и  $A = I_{ool}/I_{oko}$  будут аналогичны вышеприведенным. Увеличение  $C$  свидетельствует о лучшей ориентации плоскостей ( $ool$ ) в направлении, перпендикулярном направлению приложения нагрузки. Коэффициент  $K$  обратной полюсной фигуры при этом должен увеличиться. Если же и разброс (рассеяние) текстуры уменьшается, то это также ведет к увеличению  $K$ .

Данные обратных полюсных фигур, как показали наши работы, хорошо согласуются с данными прямых полюсных фигур и оптического анализа для одних и тех же образцов.

Построение полюсных фигур является довольно трудоемким. Достаточно сказать, что каждая точка записанной дифрагированной интенсивности при наклонах и вращениях образца должна быть прокорректирована и вручную перенесена на стереографическую проекцию. Кроме того, в используемых в настоящее время приставках наклоны образца осуществляются ступенчато, вручную.

В настоящее время наметилось два пути автоматизации получения и обработки данных текстурного анализа. Один путь — создание специального текстурного дифрактометра, с помощью которого можно автоматически получать на специальной диаграмме полную полюсную фигуру, выраженную в количественных уровнях интенсивности. При этом движение диаграммы синхронизировано с перемещениями образца.

Второй путь — разработка алгоритмов и программ для построения полюсных фигур с помощью ЭЦВМ [108, 114, 131]. Статистический расчет обратных полюсных фигур может быть также осуществлен с помощью ЭЦВМ [109].

## 2. МЕТОДИКА ПОДГОТОВКИ ПАСТ С ЗАДАННОЙ ТЕКСТУРОЙ

Изучение необратимых изменений текстуры глинистой породы под влиянием разных видов деформирования первоначально проводили на мономинеральных пастах. Для оценки изменения текстуры на разных стадиях деформирования нужно было располагать образцами-близнецами, имеющими идентичные текстуры и свойства. Были рассмотрены все известные в литературе методы подготовки паст. Для каждой пасты были изготовлены шлифы и детально изучена их мезотекстура. Оказалось, что приготовление паст с заданными

текстурами при равных показателях их физических свойств (объемной массы и влажности) связано с большими трудностями, особенно, если требовалось приготовить образцы, имеющие большую (до 12 см) высоту.

В результате авторам удалось разработать методику приготовления паст с заданной упорядоченной и беспорядочной текстурой [98].

Для получения паст с беспорядочной текстурой был принят метод насыщения водой глинистого порошка на воздухе или в вакууме — в зависимости от требуемой влажности. Пасты с упорядоченной текстурой получали методом замеса с послойной укладкой пасты в кольцо.

Независимо от метода приготовления пасты, предварительно просушенные до воздушно-сухого состояния, растирали в ступке и просеивали через сито с отверстиями 0,25 мм. В процессе подготовительных работ определяли гигроскопическую влажность и отбирали необходимую навеску для получения нужного объема образца. Навеску определяли по формуле

$$P = \Delta V,$$

где  $P$  — навеска порошка при гигроскопической влажности, г;

$\Delta$  — объемная масса сухого порошка, г/см<sup>3</sup>;

$V$  — объем кольца, см<sup>3</sup>.

Количество воды (мл), необходимое для получения заданной влажности, рассчитывали по формуле

$$A = \frac{W_3 - W_r}{1 + 0,01W_r} \cdot P,$$

где  $A$  — расчетное количество воды;

$W_3$  — заданная влажность, %;

$W_r$  — гигроскопическая влажность, %.

Пасты с беспорядочной текстурой, с влажностью на пределе текучести приготавливали засыпкой рассчитанной навески в кольцо. Путем трамбовки порошок осторожно разравнивали. Заполненное кольцо с обеих сторон закрывали фильтрами и помещали в ванну с рассчитанным количеством воды. Кроме того, в ванну добавляли определенное количество воды, необходимое для смачивания фильтров и заполнения объема между основанием ванны и пористым поршнем. Ванну с образцом накрывали полиэтиленовой пленкой для предотвращения испарения воды. Опытным путем было установлено, что для получения паст, близких к текучему состоянию, с равномерным распределением влажности по всему объему образца каолинит в зависимости от размера кольца насыщался от нескольких часов до 24 ч при комнатной температуре.

Как показали исследования, идеально беспорядочную текстуру искусственно создать не удается. Это связано с тем, что глинистым минералам свойственно группироваться в отдельные агрегаты до 10  $\mu$  и блоки 50—60  $\mu$  с упорядоченным строением внутри. В связи с этим

Тип текстуры	Класс текстуры	Индекс класса	Основные показатели, определенными методами		Схематическое изображение текстуры
			Оптическим	Рентгеновским	
Беспорядочная	Беспорядочная	T-1	90% структурных элементов (частиц и агрегатов до 10 м) не имеют преимущественной ориентации	$C=0$ $\alpha=90^\circ$	
	Блочнобеспорядочная	T-2	То же, но среди структурных элементов до 30% блоков 20-60 м. Ориентация частиц внутри блоков, упорядоченная T-2а, беспорядочная T-2	$C=0-2$ $\alpha=70-90^\circ$	
	Беспорядочная с наложением упорядоченной	T-3	70-80% структурных элементов не имеют пространственной ориентации, 20-30% имеют аксиальную ориентацию	$C=1-3$ $\alpha=50-80^\circ$	
Упорядоченная	Аксиальная	T-4	Основная часть структурных элементов имеет аксиальную ориентацию	$C=8-10$ $\alpha=20-50^\circ$	
	Послойноупорядоченная с включением прослоев	T-5а	Прослой 2-4 мм с хорошей пространственной ориентацией внутри. Угол разброса между осями ориентации прослоев 12-20°	В прослоях $C=6-10$ $\alpha=25-50^\circ$	
	Послойноупорядоченная с включением беспорядочных прослоев	T-5б	Отличается от текстуры T-5а наличием прослоев с текстурой класса T-2	Основная $C=6-10$ $\alpha=25-50^\circ$ В прослоях $C=0-2$ $\alpha=50-90^\circ$	
Блочная	Блочная	T-6	Порода состоит из блоков 10-60 м с текстурой T-4 внутри блоков. Блоки имеют две, реже три оси ориентации		

Рис. 12. Типы и классы мезотекстур глинистых паст.  
Блоки в пастах представлены обломками исходной породы ненарушенного строения

почти всегда отмечается слабая преимущественная ориентация частиц.

Маловлажные пасты готовили тем же способом, но насыщение проводилось в вакууме. Опыт показал, что в процессе смачивания глинистого порошка каолинита происходит некоторая усадка и образец отстает от стенок кольца. Поэтому насыщение проводили

в кольцо, диаметр и высота которого превышали размеры рабочего кольца.

Для получения паст с упорядоченной текстурой применяли метод замеса с послойной укладкой пасты в кольцо. Пасты приготавливали следующим образом. Растертую навеску порошка грунта помещали в фарфоровую чашку и заливали рассчитанным количеством воды. Для обеспечения равномерного распределения влажности в образце каолинит выдерживали до 24 ч. Насыщенную водой массу тщательно перемешивали шпателем и укладывали слоями в рабочее кольцо.

Несмотря на тщательную подготовку паст, идеально упорядоченную и идеально беспорядочную текстуры создать не удалось, поэтому для каждой серии испытаний образцы готовили одновременно и изучали текстуру не только образцов, подвергнутых испытаниям, но и образцов с исходной текстурой. На рис. 12 показана схема классификации текстуры паст, которая в дальнейшем применяется при характеристике изменения текстуры в процессе деформирования образцов — водонасыщенных мономинеральных паст.

### 3. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕКСТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД В ПРОЦЕССЕ ДЕФОРМИРОВАНИЯ, ПОСЛЕ СНЯТИЯ НАГРУЗКИ И ВЫСУШИВАНИЯ ОБРАЗЦА

Рассмотренные методы позволяют оценивать лишь часть необратимых изменений текстуры. Это связано с тем, что подготовка образцов, используемых для оценки текстуры оптическим или рентгеновским методами, требует снятия нагрузки и высушивания образца до воздушно-сухого состояния.

Для оценки доли обратимых изменений текстуры В. В. Пономаревым [65] разработана специальная текстурная приставка, с помощью которой фиксировали изменение пространственной ориентации структурных элементов непосредственно в процессе компрессионного сжатия.

Приставка позволяет не только проводить запись линии определенного рефлекса в процессе нагрузки, но и строить полюсные фигуры по методу «на отражение» в отличие от ранее разработанных приставок [55, 103, 137].

Схема приставки представлена на рис. 13. Образец глинистой пасты 1 помещают в полый цилиндр 2, закрываемый бериллиевым держателем образца 3, и уплотняют поршнем 4. Рабочая плоскость образца, от которой происходит рентгеновская дифракция, примыкает к внутренней плоскости бериллиевого держателя, находящейся на оси приставки и гониометра (бериллий прозрачен для рентгеновских лучей).

Уплотнение глинистой пасты происходит за счет сжатия пружины 5 с помощью ввинчивающейся гайки 6. Пружина проградуи-

рована, в последующем градуировка была проверена по компрессионной кривой, построенной для исследуемого ложского каолинита.

Отжатие воды из образца при компрессии обеспечивается отверстиями на торцевой поверхности поршня. На поршень накладываются несколько слоев фильтровальной бумаги. Для уменьшения трения поршня по цилиндру их поверхности смазывали вазелином. Конструкцией предусмотрено несколько поршней разной длины, что позволяет брать различные отношения диаметра и высоты образца.

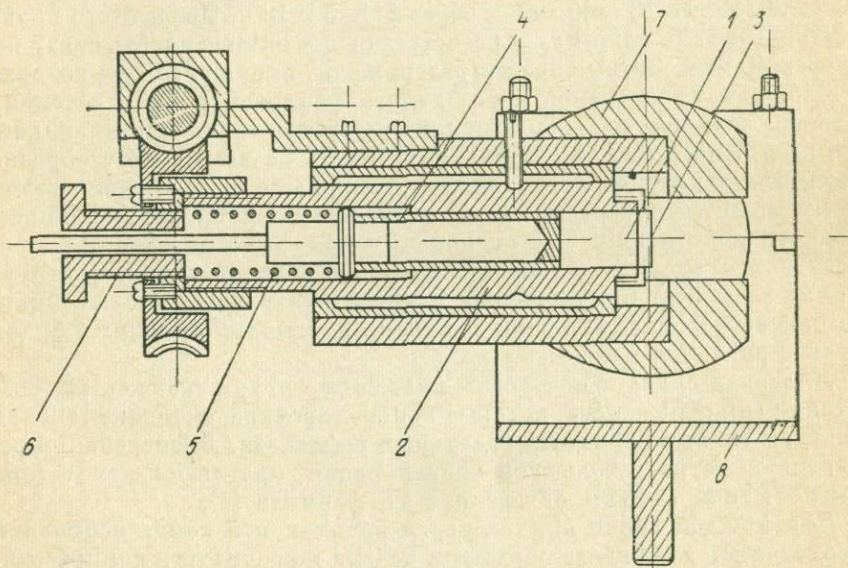


Рис. 13. Схема компрессионной приставки к дифрактометру

Приставка позволяет осуществлять наклоны вокруг оси, перпендикулярной плоскости чертежа, на углы  $\alpha = \pm 70^\circ$ , и вращение в своей плоскости. Вращение по углу  $\beta$  на  $360^\circ$  осуществляется от мотора СД-2 через червячную передачу, которая вращает образец вместе с полым цилиндром. Один оборот образца на  $360^\circ$  осуществляется за 15 мин. Наклоны  $\alpha = \pm 70^\circ$  осуществляются поворотом корпуса 7, держащего всю систему приставки, в стойке 8. Шкала наклонов нанесена на внешней стороне стойки. Данные, получаемые при использовании приставки, достаточны для построения центральной части полюсной фигуры методом «на отражение» при  $\alpha = 0-70^\circ$ . Приставка жестко устанавливается на гониометре дифрактометра и поворачивается на углы  $\theta$ .

Для опыта готовили образцы из глинистой пасты ложского каолинита с беспорядочной текстурой и заданной влажностью при определенной постоянной плотности ( $\Delta = 0,95 \text{ г/см}^3$ ). Были выбраны

три влажности: выше предела текучести (66—78%), около предела текучести (55—58%) и ниже предела текучести (45%).

Образец, помещаемый в компрессионную приставку, имел форму цилиндра. Пасту предварительно готовили в кольце большого диаметра из сетки галунного плетения, а затем вырезали пробу, помещали ее в компрессионную приставку и уплотняли разными нагрузками до 6 кгс/см<sup>2</sup>. В процессе компрессионного сжатия для каждой нагрузки измеряли интенсивность базального рефлекса 002 сразу же после приложения нагрузки, через 20 и 40 мин и через 1, 2 и 3 ч. Затем нагрузку снимали полностью и вновь измеряли интенсивность линии 002 через 20 и 40 мин и через 1, 2, 3 и 18 ч. После этого вновь восстанавливали нагрузку и регистрировали интенсивность сразу же и через 40 мин. Затем образец разгружали, высушивали на воздухе и измеряли интенсивность базального рефлекса в трех сечениях образца: верхнем, среднем и нижнем. Образец стачивали напильником до нужного сечения, чтобы определить по всей высоте образца изменения текстуры, происходящие в процессе высушивания и тем самым оценить перераспределение влажности в процессе компрессионного уплотнения. Так оценивали текстурные изменения в процессе консолидации, а также релаксацию переориентировок структурных элементов при снятии нагрузки и в результате высушивания. Интенсивность дифракционных пиков записывали трижды и брали среднее значение максимума пика.

Для ряда случаев построены полюсные фигуры плоскостей (002) методом «на отражение», которые контролировали методику оценки текстуры по интенсивности базальных рефлексов. Дисперсию, определяющую остроту полюсной концентрации, при любой конфигурации полюсной фигуры определяли по формуле (6).

Для каждой серии опытов перед началом и в конце испытаний определялись влажность образца и усадка в результате компрессии.

В табл. 5 приведены значения интенсивности базального рефлекса 002 каолининовой пасты, полученные в процессе опытов.

Анализ данных табл. 5 позволяет сделать следующие выводы. Изменяющаяся интенсивность базального рефлекса при приложении нагрузки свидетельствует об улучшении ориентации в направлении, перпендикулярном направлению приложения нагрузки. Полное изменение пространственной ориентации структурных элементов происходит приблизительно за 0,5—1 ч. В последующем интенсивности рефлекса не изменяются. Основная переориентация происходит при малых нагрузках. Она несколько улучшается приблизительно до 4 кгс/см<sup>2</sup>. При дальнейшем увеличении нагрузки ориентация изменяется незначительно.

Спустя час после снятия нагрузки, у всех исследованных образцов наблюдается уменьшение интенсивности базального рефлекса, т. е. происходит некоторая релаксация ориентации (разориентация). При повторном восстановлении нагрузки аксиальная текстура становится такой же, как и при первоначальном нагружении. Высушивание образца на воздухе после снятия нагрузки приводит к некото-

Данные, характеризующие обратимые и необратимые изменения текстуры каолинитовой пасты различной влажности под разными нагрузками в процессе уплотнения, разгрузки и высушивания образцов

Показатели	Исходная влажность пасты $w$ , %											
	68	66	76	78	55	56	56	58	56	57	45	46
Прилагаемая нагрузка конечная, кгс/см <sup>2</sup> . . . . .	0,2	1,4	4,4	5,6	1,6	2,0	2,8	3,4	4,0	4,4	3,0	5,6
Влажность после опыта опыта $W$ , % . . . . .	54	49	40	38	48	46	44	42	41	40	43	38
Интенсивность рефлекса 002 исходного образца $I_0$ в относительных единицах . . . . .	5,0	5,0	5,5	5,0	3,0	2,5	3,0	3,0	3,0	2,5	3,0	2,5
То же, через час после приложения нагрузки $I_{2+3}$	6,0	6,5	7,3	8,0	5,0	3,5	4,2	4,5	5,5	5,0	4,5	5,0
То же, через час после снятия нагрузки $I_3$ . . . . .	5,5	6,5	7,0	7,0	4,0—4,5	2,5	4,0	4,0	4,5	4,0	—	4,0
То же, после снятия нагрузки и высушивания $I_{3-1}$	5,0	6,0	6,5	7,0	3,5	2,2	3,5	3,0	4,0	3,5	3,5	3,2
Степень текстурных изменений, вызванных непосредственно приложением нагрузки $P_{c_{2+3}} = \frac{I_{3+2} - I_0}{I_0}$	0,2	0,3	0,4	0,6	0,4	0,4	0,4	0,5	0,8	1,0	0,5	1,0
Степень необратимых текстурных изменений через час после снятия нагрузки $P_{c_5} = \frac{I_3 - I_0}{I_0}$ . . . . .	0,1	0,3	0,3	0,4	0,3—0,5	0	0,3	0,3	0,5	0,6	—	0,6
Степень обратимых текстурных изменений через час после приложения нагрузки $P_{c_2} = \frac{I_{2+3} - I_3}{I_0}$ . . . . .	0,1	0	0,1	0,2	0,3—0,5	0,4	0,1	0,2	0,3	0,4	—	0,4
Степень текстурных изменений, вызванных высушиванием образца $P_{c_1} = \frac{I_3 - I_{3-1}}{I_0}$ . . . . .	0,1	0,1	0,1	0	0,2—0,3	0,12	0,16	0,3	0,16	0,2	—	0,3

рому ухудшению ориентации (см. табл. 5 и рис. 14). На разориентацию, обусловленную снятием нагрузки, накладывается ухудшение ориентации, происходящее при высушивании образца. Высушенные образцы, уплотненные под различными нагрузками, исследовались по высоте (верх, середина, низ). Выяснилось, что ориентация по высоте образца не менялась.

Таким образом, используя компрессионную приставку, удалось изучить процесс ориентации глинистых частиц при компрессионном уплотнении под различными нагрузками, а также процессы переориентации частиц после снятия нагрузки и при высушивании, т. е. определять меру обратимых и необратимых изменений текстуры.

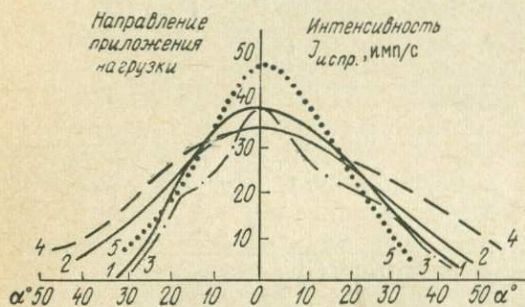


Рис. 14. Сечения полюсных фигур для пластинок (002):

1 — пасты, подвергнутой компрессионному уплотнению при нагрузке  $5,6 \text{ кгс/см}^2$  ( $\alpha^* = 46^\circ$ ); 2 — пасты через 10 ч после снятия нагрузки ( $\alpha^* = 52^\circ$ ); 3 — пасты после восстановления нагрузки  $5,6 \text{ кгс/см}^2$  ( $\alpha^* = 46^\circ$ ); 4 — образца после снятия нагрузки и высушивания ( $\alpha^* = 73^\circ$ ); 5 — образца с «идеальной» аксиальной текстурой, полученной раздавливанием пасты между двумя пластинками — одноосное сжатие ( $\alpha^* = 37^\circ$ ). Начальная влажность  $w_0 = 78\%$ , влажность после испытания  $w = 33\%$

строение сечения дает распределение полюсной плотности, т. е. позволяет судить о пространственном распределении частиц относительно направления приложения нагрузки.

Исследование текстуры с построением полюсных фигур было выполнено авторами для отдельных образцов (см. рис. 14) и подтвердило характер изменений, отмеченных по методу оценки интенсивности базального рефлекса. Например, под воздействием нагрузки  $5,6 \text{ кгс/см}^2$  каолинитовая паста с исходной влажностью 76% приобрела хорошо выраженную аксиальную текстуру с дисперсией  $\alpha^* = 46^\circ$  (дисперсия эталонной «идеальной» аксиальной текстуры, полученной раздавливанием пасты между двумя пластинками, для сравнения равна  $37^\circ$ ). После снятия нагрузки за 10 ч произошла некоторая разориентация ( $\alpha^* = 52^\circ$ ), а при повторном нагружении аксиальная текстура становится такой же, как и при первоначальном нагружении. Высушивание образца после снятия нагрузки приводит вновь к ухудшению ориентации ( $\alpha^* = 73^\circ$ ). Этот пример показывает, что данные, полученные построением полюсных фигур, полностью совпали с данными, определенными по интенсивности базального

рефлекса 002. Оценка текстурных изменений в процессе деформации существенно облегчается, если можно ограничиться регистрацией изменений интенсивностей отдельных рефлексов.

Возможность экспериментального разделения изменения текстуры на обратимую и необратимые части иллюстрирует следующий расчет. Обозначим через  $C_1$  — изменения ориентации, возникающие при высушивании образца, через  $C_2$  — обратимые изменения текстуры, происходящие через час после приложения нагрузки, а через  $C_3$  — необратимые изменения текстуры через час после снятия нагрузки.

Будем характеризовать их величиной степени текстурных изменений соответственно  $P_{C_1}$ ,  $P_{C_2}$ ,  $P_{C_3}$ .

Тогда

$$P_{C_3} = \frac{I_3 - I_0}{I_0},$$

где  $I_3$  — интенсивность рефлекса 002 через час после снятия нагрузки;

$I_0$  — интенсивность рефлекса 002 исходного образца.

Через час после приложения нагрузки текстурные изменения равны  $C_2 + C_3$ . Тогда

$$P_{C_2} = P_{C_2+C_3} - P_{C_3} = \frac{I_{2+3} - I_3}{I_0},$$

где  $I_{2+3}$  — интенсивность базального рефлекса через час после приложения нагрузки.

В высушенном образце изменения текстуры равны  $C_3 - C_1$ , поскольку высушивание вносит некоторую разориентацию частиц. Тогда

$$P_{C_1} = P_{C_3} - P_{C_3-C_1} = \frac{I_3 - I_{3-1}}{I_0},$$

где  $I_{3-1}$  — интенсивность рефлекса 002 разгруженного и высушенного образца.

Обратимые и необратимые компоненты изменения текстуры, характеризуемые величинами  $P_{C_1}$ ,  $P_{C_2}$  и  $P_{C_3}$ , можно получить и при построении полюсных фигур.  $P_{C_1}$ ,  $P_{C_2}$ ,  $P_{C_3}$  приведены в табл. 5. Анализируя их, можно сделать вывод, что текстурные изменения, обусловленные разориентацией частиц после снятия нагрузки, а также после высушивания, составляют в среднем 20—30% от текстурных изменений, вызванных непосредственно приложением нагрузки.

Таким образом, изучая лишь необратимые изменения текстуры, вызванные в породах различными видами деформаций, мы получаем заниженный показатель ориентации. Однако даже столь заниженный показатель текстурных изменений дает существенные изменения текстуры, как это будет показано в главах, посвященных изучению отдельных видов деформаций.

Этот вывод чрезвычайно важен не только с точки зрения познания процесса пространственной ориентации структурных элементов под

влиянием внешних (механических) и внутренних (физико-химических) агентов, но и с методических позиций. На основании этого можно утверждать, что в процессе исследований необратимых изменений текстуры мы получаем достаточно достоверные количественные оценки показателя.

Естественно, что полученные данные о характере обратимых и необратимых изменений являются лишь предварительными. Они показывают лишь принципиальную возможность экспериментального разделения двух видов текстурных изменений. Дальнейшая работа в этом направлении — накопление достаточного количества экспериментальных данных для различных пород при различных видах деформаций — даст дополнительные сведения о природе прочности и характере деформируемости пород.

## НЕОБРАТИМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕКСТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ПРИ КОНСОЛИДАЦИИ И КОМПРЕССИОННОМ СЖАТИИ

Изменение текстуры породы применительно к действующему усилию, как следует из краткого обзора литературы (гл. I), не вызывает сомнения и может считаться доказанным. Значительный интерес представляет слабо освещенный в литературе вопрос об изменении текстуры глинистых пород в условиях компрессионного уплотнения и консолидации. Отдельные сведения по этому вопросу можно найти в работе И. К. Митчелла [121]. Автор устанавливает пропорциональную зависимость между степенью ориентации, с одной стороны, сжимаемостью и водопроницаемостью, с другой. Ц. М. Райтбурд [69] установлено, что при компрессионном сжатии тугопластичных каолиновых паст в условиях трехосного сжатия нагрузками от 1,3 до 1000 кгс/см<sup>2</sup> текстура образцов изменяется слабо. При увеличении давления до 5000—10 000 кгс/см<sup>2</sup> в тугопластичных пастах наблюдается некоторая перестройка пространственной ориентации глинистых частиц и агрегатов. Сформировавшаяся текстура приближается к аксиальной, но степень перестройки невелика, так как показатели конечной текстуры ( $C = 1,5-3,5$ ,  $\alpha = 20-60^\circ$ ) свидетельствуют о том, что процесс перестройки еще далеко не завершен.

Приведенными данными практически исчерпывается все, что мы знаем об изменении текстуры глин в процессе их компрессионного сжатия. Еще меньше сведений содержит литература о влиянии консолидации на изменение текстуры глинистых пород, которое, предположительно, должно быть достаточно интенсивным в начале консолидации — на ее фильтрационной стадии.

Авторы попытались оценить изменение текстуры в процессе консолидации глинистых пород на каждой из ее стадий и показать влияние исходной текстуры на степень консолидации. Исследования проведены на мономинеральных каолиновых пастах.

### 1. ХАРАКТЕРИСТИКА ОБРАЗЦОВ

В качестве материала для приготовления паст был взят каолинит положского месторождения с объемной массой 1,94 г/см<sup>3</sup> и естественной влажностью 20,9%. Данные о химическом и гранулометрическом составе содержит табл. 6.

По данным рентгеноструктурного анализа, основным глинистым минералом глин положского месторождения является каолинит.

## Состав положского каолинита

Содержание, %										
фракций, мм						окислов				
>0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	других*
7 <sup>**</sup> / <sub>2</sub>	6/ <sub>10</sub>	15/ <sub>36</sub>	8/ <sub>8</sub>	16/ <sub>18</sub>	48/ <sub>26</sub>	48—53	30—36	1—2	1—2	<0,5

\*CaO, Mg, SO<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O.

\*\* В числителе данные гранулометрического анализа, в знаменателе — микроагрегатного.

В виде незначительной примеси присутствует галлуазит. Из неглинистых минералов отмечается значительное количество кварца. Встречаются редкие разводы окислов железа. На рис. 15 приведена дифрактограмма глинистой фракции положского каолинита.

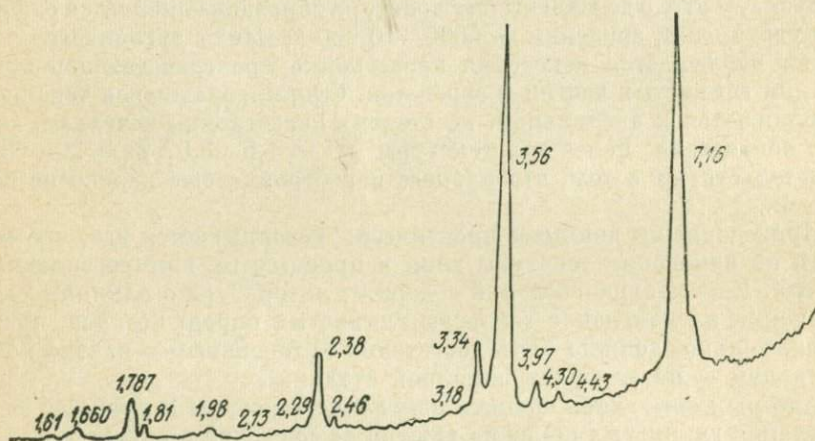


Рис. 15. Дифрактограммы ориентированного положского каолинита.

Условия съемки; CuKα; Cu-фильтр; 40 кВ, 10 мА; щели (1,0; 0,5)×4; 0,25×8; 1000 имп/с

Для изучения процесса консолидации и переформирования текстуры были приготовлены пасты каолинита с заданными текстурой и влажностью, близкой к влажности предела текучести.

Изучались серии образцов, приготовленных из паст с резко различной текстурой: беспорядочной и упорядоченной. Характеристику типов текстуры давали в соответствии со схематической классификацией текстуры паст, приведенной в главе II.

## 2. ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССА КОНСОЛИДАЦИИ ГЛИН И ПРОЦЕССА ИЗМЕНЕНИЯ ИХ ТЕКСТУРЫ

Приготовленные образцы консолидировали в условиях двухсторонней фильтрации при нагрузках 0,5, 1,0 и 2,5 кгс/см<sup>2</sup>\*. Нагружение производили ступенями по 0,5 кгс/см<sup>2</sup>, выдерживая каждую ступень до наступления условной стабилизации, фиксируемой по достижении скорости деформирования 0,001 мм/сут.

В табл. 7 приведены оценки среднего значения показателей свойств исходных образцов с беспорядочной и упорядоченной текстурами. За исходное состояние образцов, подготовленных к нагружению второй ступенью (1,0 кгс/см<sup>2</sup>), принималось состояние, достигнутое пастой в результате стабилизации деформирования при нагрузке 0,5 кгс/см<sup>2</sup>.

Таблица 7

Показатели исходного состояния каолинистых паст

Тип текстуры	Нагрузка консолидации, кгс/см <sup>2</sup>	Влажность, %	Объемная масса, г/см <sup>3</sup>	Объемная масса скелета, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %	Коэффициент пористости	Степень водонасыщения
Беспорядочная . . . . .	0,5	60	1,51	0,95	64	1,77	0,90
Упорядоченная . . . . .	0,5	62	1,53	0,94	64	1,80	0,91
Беспорядочная . . . . .	1,0	52	—	—	—	1,37	—
Упорядоченная . . . . .	1,0	57	—	—	—	1,50	—
Беспорядочная . . . . .	2,5	44	—	—	—	1,18	—
Упорядоченная . . . . .	2,5	48	—	—	—	1,27	—

Исходным состоянием образцов паст, подготовленных к нагружению пятой ступенью (2,5 кгс/см<sup>2</sup>), считали состояние пасты, условно стабилизированной относительно деформации под нагрузкой 2,0 кгс/см<sup>2</sup>.

Для того чтобы иметь возможность охарактеризовать текстуру глины в любой момент консолидации и избежать при этом лишних погрешностей, опыты проводили сериями. Одновременно приготовленные и уплотненные одной нагрузкой образцы разгружали в разные промежутки времени, отсчитываемые от начала консолидации. Моменты разгрузки определяли по характерным точкам предварительно построенной кривой консолидации.

Особое внимание обращали на оценку текстурных изменений в начале процесса фильтрационной стадии консолидации и в интервале времени, характеризующем переход к стадии вторичной

\* Величину ступеней нагружения установили в ходе анализа компрессионных кривых каолинистых паст, по характерным точкам графиков  $\epsilon = f(P)$ .

консолидации. Интерес к изучению перестройки пространственного расположения частиц в указанные интервалы процесса консолидации объясняется просто. Дело в том, что отсутствует четкое представление о стадийности процесса и его природе, о характере изменений в строении водонасыщенных пород на фильтрационной стадии и стадии вторичной консолидации, хотя вопросам консолидации глин посвящено значительное число работ [15, 17, 24, 47, 52, 74, 78, 79, 122].

Существует мнение, что стадия вторичной консолидации связана с коренной перестройкой текстуры водонасыщенных глинистых пород. Лишь детальное экспериментальное изучение процесса перестройки текстуры глин в выбранные моменты разных стадий консолидации и сравнительный анализ количественных оценок текстуры на разных стадиях может дать материалы для окончательного решения этого вопроса.

Цель исследования, результаты которого здесь рассматриваются, заключалась в оценке необратимых текстурных изменений водонасыщенных мономинеральных паст, имеющих близкие физические свойства, но резко различную исходную текстуру. Выбор мономинеральных глинистых паст в качестве объектов изучения обусловлен рядом причин. Прежде всего мономинеральные глины в связи с однородностью глинистых частиц и их агрегатов в физико-химическом, а следовательно, и в энергетическом отношениях позволяют получить более «чистые» с меньшим числом дефектов типы исходной текстуры — аксиальную и беспорядочную. Кроме того, чрезвычайно важно было снять влияние минерального состава на процессы деформирования и изменения текстуры, что также заставило обратиться к мономинеральным глинам.

Авторами в процессе исследований было проведено более четырехсот опытов по консолидации мономинеральных каолинитовых паст с беспорядочной и упорядоченной текстурами. Для установления влияния минерального состава на характер и степень перестройки текстуры аналогичные опыты были проведены и для монотермитовых паст при влажности, близкой к влажности предела текучести. Сравнительный анализ данных о процессе консолидации и изменениях текстур каолинита и монотермита дал возможность объяснить некоторые закономерности консолидации глин. Изучали монотермиты Часов-Ярского месторождения. Глинистая фракция монотермита представлена гидрослюдой и каолинитом с преобладанием гидрослюды.

После проведения опыта образцы разгружали, извлекали из прибора, разрезали тонкой проволокой по диаметру на два полуцилиндра. Из одного, в направлении действия уплотняющей нагрузки, изготавливали прозрачный шлиф для оптического изучения текстур. Второй полуцилиндр использовали для рентгеновского изучения текстур. Оптическим и рентгеновским фотографическим методами оценивали необратимые изменения текстуры всех образцов. Для нескольких серий образцов проведены рентгеновские дифрактометрические исследования текстуры с построением полюсных фигур.

### 3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

На рис. 16 показано изменение относительной деформации во времени для каолинистовой пасты с беспорядочной и упорядоченной текстурой в процессе уплотнения под нагрузками (0,5, 1,0 и 2,5 кгс/см<sup>2</sup>). Общая форма кривых консолидации примерно одинакова для образцов с обоими типами текстуры: в начале и в конце фильтрационной стадии хорошо заметны отклонения от прямолинейной зависимости;

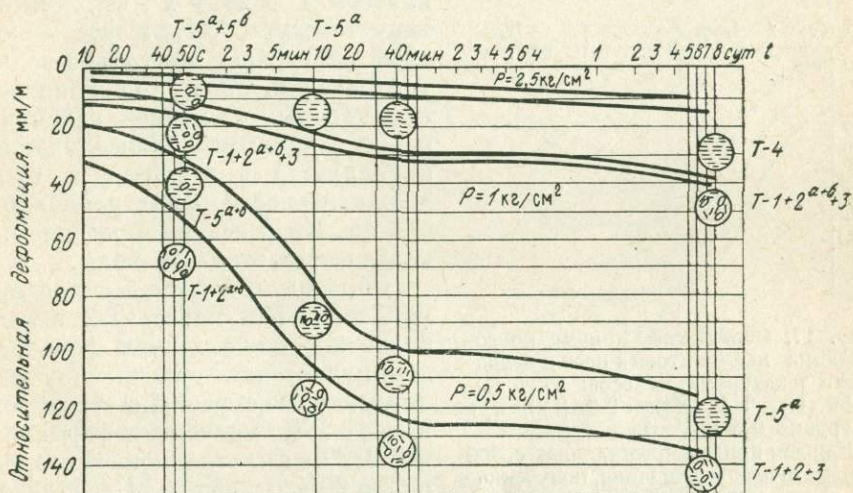


Рис. 16. Влияние текстуры на консолидацию пасты каолинистовой глины при влажности на пределе текучести на различных ступенях нагрузки. Верхняя кривая каждой пары кривых соответствует пасте, приготовленной замесом, нижняя — насыщением.

T-1 — беспорядочная; T-2<sup>а</sup>, T-2<sup>б</sup> — блочно-беспорядочная; T-3 — беспорядочная с наложением упорядоченной; T-4 — упорядоченная; T-5<sup>а</sup> и T-5<sup>б</sup> — слоистая с ориентированными и беспорядочными прослоями

участок графика, соответствующий вторичной стадии консолидации, прямолинеен.

Различия между кривыми консолидации паст различной текстуры заключается в следующем. Осадка образца с беспорядочной текстурой больше, чем с упорядоченной. Влияние степени ориентации структурных элементов наиболее отчетливо проявляется в диапазоне высоких влажностей, постепенно сокращаясь с уменьшением влажности и увеличением плотности, иначе говоря, при росте внешнего давления (см. рис. 16). В дальнейшем, при обсуждении влияния текстуры на величину осадки рассматриваются породы с влажностью, близкой к пределу текучести.

Распределение осадки каолинистовых паст во времени подчиняется отчетливо выраженной закономерности, заключающейся в связи

процесса консолидации глинистой породы с ее текстурой. Кривые консолидации, даже при незначительных различиях исходной текстуры, оказываются существенно разными. Кривые консолидации паст с беспорядочной ориентацией частиц довольно отчетливо группируются в два семейства, различающиеся по величине осадки и распределению процента ее по времени. Каждое из семейств соответствует определенному классу текстуры.

На рис. 17 показаны кривые консолидации с разной конечной осадкой (III и IV). Нижняя кривая отвечает образцам с текстурным классом  $T = 2^a + 2^b$ , верхняя — типу текстуры T-1. Класс текстуры определяет не только величину осадки, но и ход уплотнения породы. Основное различие между кривыми консолидации проявляется в величине и продолжительности фильтрационной стадии, когда осадка определяется количеством отжатой воды.

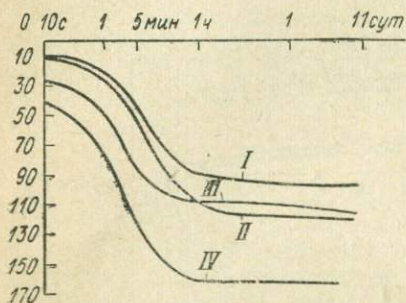


Рис. 17. Обобщенные кривые консолидации каолинитовых паст с исходными текстурами классов: T-5<sup>a</sup> (I), T-5<sup>b</sup> (II), T-1 (III), T-2 (IV) при нагрузке 0,5 кгс/см<sup>2</sup>.

Каждая кривая представляет собой математическое ожидание, полученное по 400 реализациям

образцы с блочно-беспорядочной текстурой класса T-2 имеют более продолжительную фильтрационную стадию уплотнения, чем аналогичные образцы с текстурой класса T-1, причем, деформация первых на фильтрационной стадии около 90% от общей. Неодинаковым оказывается и распределение во времени количества отжатой

воды. Максимальное отжатие воды из образцов класса T-2 составляет 14%, в том числе за первые три минуты отжимается почти 10% всего количества воды, образцы с текстурой класса T-1 отдают всего 8% воды. Отжатие происходит довольно равномерно в течение всего периода фильтрационной консолидации, постепенно затухая к концу.

Процент осадки на вторичной стадии и ее продолжительность мало зависят от исходной текстуры. Это обусловлено тем, что к концу фильтрационной стадии консолидации различия в текстуре становятся не столь существенными, как различия исходной текстуры.

Анализируя изменения количественных показателей текстуры каолинитовой пасты в процессе консолидации, можно установить, что кривые степени ориентации  $S$  и дисперсии  $\alpha$  также разбиваются на два семейства (рис. 18). Верхние кривые  $S$  и  $\alpha$  соответствуют изменениям этих показателей для текстуры класса T-1, а нижние — для текстуры класса T-2. Совместный анализ графиков, приведенных на рисунках 17 и 18, приводит к мысли о том, что изменение показателей текстуры пропорционально деформации (осадке) по-

роды. Чем больше изменяются показатели текстуры глинистой породы, тем больше величина ее осадки, и наоборот.

Аналогичная картина наблюдается и для паст с упорядоченным типом текстуры. Кривые консолидации глинистых пород и графики изменения показателей их текстуры во времени также делятся на два семейства, каждое из которых соответствует определенному классу текстуры.

На рис. 17 приведены кривые консолидации I и II, отвечающие соответственно классам текстуры T-5<sup>a</sup> и T-5<sup>б</sup>. Беспорядочная ори-

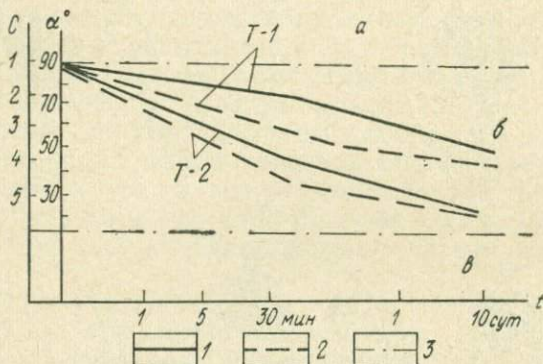


Рис. 18. Диапазоны изменения текстурных показателей (степени ориентации  $C$  и дисперсии  $\alpha$ ) в процессе консолидации каолинистой пасты с беспорядочным типом текстуры.

$a$  — зона практически идеально беспорядочной текстуры;  $b$  — переходная зона;  $c$  — зона практически идеально упорядоченной текстуры; T-1 — беспорядочная текстура; T-2 — блочно-беспорядочная текстура. 1 — верхняя и нижняя границы степени ориентации; 2 — границы размаха угла дисперсии; 3 — границы зон различной текстуры

ентация частиц в прослоях класса T-5<sup>б</sup> обусловила большую величину осадки по сравнению с глиной, обладающей текстурой T-5<sup>a</sup>. В отношении распределения процента осадки во времени наблюдались те же закономерности, что и в предыдущем случае, т. е. основной процент осадки приходится на фильтрационную стадию. В образцах с текстурой классов T-5<sup>б</sup> процент осадки значительно выше, а фильтрационная стадия более продолжительна. Отжатие воды происходит в основном в первые 10 мин (4—5%). В последующие 20 мин скорость отжатия воды значительно снижается. Из образцов с текстурой класса T-5<sup>б</sup> отжимается больше воды, чем из образцов, имеющих текстуру T-5<sup>a</sup>.

На рис. 19 показаны полученные для разных моментов времени консолидации схемы выхода нормалей к плоскостям (002) для серии образцов глинистых паст, обладающих текстурой класса T-5<sup>б</sup>, уплотненных нагрузкой 0,5 кгс/см<sup>2</sup>. Схемы построены по данным полюсных фигур. Сферы позволяют проследить изменение пространственной ориентации частиц (а точнее, нормалей к кристаллографическим плоскостям) в процессе консолидации. Как видно из рис. 19, изменение

текстуры происходит следующим образом. Через 10 с после нагружения никаких изменений не наблюдалось, через 1—10 мин влияние нагрузки начинает сказываться. Под действием фильтрации происходит разворот блоков, внутри которых оси ориентации имеют различные направления. При этом уже через 10 мин появляются дополнительные оси ориентации. Хорошо заметны повороты оси ориента-

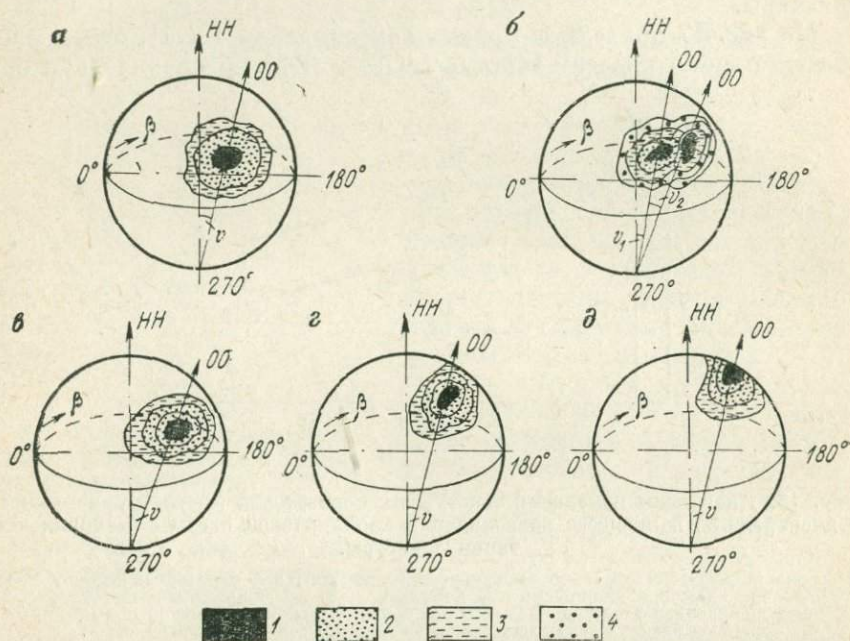


Рис. 19. Схемы выхода нормалей к плоскостям (002), построенные по данным полюсных фигур, для образцов каолиновой пасты с упорядоченной текстурой на различных стадиях консолидации при нагрузке  $0,5 \text{ кг/см}^2$ :

а — через 10 с после приложения нагрузки ( $\beta = 260^\circ$ ;  $v = 25^\circ$ ;  $\alpha^* = 35^\circ$ ); б — через 10 мин ( $\beta_1 = 225^\circ$ ;  $v_1 = 10^\circ$ ;  $\alpha_1^* = 10^\circ$ ;  $\beta_2 = 210^\circ$ ;  $v_2 = 47^\circ$ ;  $\alpha_2^* = 25^\circ$ ); в — через 40 мин ( $\beta = 245^\circ$ ;  $v = 42^\circ$ ;  $\alpha^* = 40^\circ$ ); г — через 1 сут ( $\beta = 190^\circ$ ;  $v = 25^\circ$ ;  $\alpha^* = 39^\circ$ ); д — стабилизация ( $\beta = 160^\circ$ ;  $v = 30^\circ$ ;  $\alpha^* = 35^\circ$ ). Интенсивность (имп/с): 1 —  $> 400$ ; 2 — 400; 3 — 300—200; 4 — 200—100. HH — направление приложения нагрузки; OO — направление оси ориентации;  $v$  — угол наклона OO к HH;  $\alpha^*$  — дисперсия текстуры;  $\beta$  — азимут OO на сфере нормалей

ции относительно направления действия нагрузки и азимутальные развороты (рис. 19, б, в). В дальнейшем, после окончания фильтрационной стадии консолидации (примерно через сутки, рис. 19, г), начинается обратный процесс уменьшения блочности — блоки разворачиваются и ориентируются под действием нагрузки. Заметно уменьшается угол наклона оси ориентации к HH (направлению приложения нагрузки) — от 42 до 25—30°. Текстура улучшается.

Таким образом, анализ экспериментального материала показал, что пасты одного минерального состава, с одинаковыми показателями физических свойств, под одной нагрузкой показывают различную

деформацию. Ее величина зависит от пространственной ориентации частиц и агрегатов в образце и от размера самих агрегатов. Минимальная осадка характерна для образцов с аксиально ориентированными структурными элементами, прослой с беспорядочно ориентированными частицами вызывают увеличение осадки. Максимальная степень консолидации наблюдается у паст с беспорядочной пространственной ориентацией агрегатов и частиц, особенно при наличии блоков.

Влияние текстуры сказывается главным образом на величине и продолжительности стадии фильтрационного уплотнения. Различия в характере и продолжительности фильтрационной консолидации легко объясняются неодинаковыми условиями фильтрации. В породах с упорядоченной текстурой фильтрация затруднена, ибо при горизонтальной ориентации структурных элементов, а в опытах по консолидации они ориентированы горизонтально, пути фильтрации длиннее, чем в образцах того же физического состояния, но с хаотическим расположением частиц и агрегатов. Наличие блоков, а следовательно, макропор создает наиболее благоприятные условия для выхода поровой воды.

Качественный и полуколичественный анализ изменения текстуры глинистых пород в процессе консолидации образцов позволяет в первом приближении охарактеризовать механизм этих изменений. Сразу же после нагружения каолиновой пасты с влажностью близкой к пределу текучести в образце начинается перестройка текстуры. Частицы, агрегаты и блоки разворачиваются и укладываются своей длинной стороной в направлении, перпендикулярном направлению действия нагрузки, облегчая при этом движение отжимаемой воды.

В зависимости от первоначального расположения структурных элементов в текстуре каждого типа интенсивность перестройки и ее характер различны. В обоих выделенных классах беспорядочной текстуры ( $T-1$  и  $T-2_a + 2_b$ ) процесс перестройки протекает практически одинаково: происходит разворот частиц, агрегатов и блоков в направлении, перпендикулярном направлению действия нагрузки, но в классе  $T = 2^a + 2^b$  перестройка выражена ярче. Это ускоряет отжатие воды из образцов с текстурой данного класса. Последнее объясняется тем, что в текстуре класса  $T = 2^a + 2^b$  преобладают блоки, которые под нагрузкой ведут себя как единое монозерно.

В образцах с беспорядочной текстурой уже через 10 мин после нагружения и отжатия первой порции воды появляются области, в которых структурные элементы имеют аксиальную пространственную ориентацию. В текстуре класса  $T-1$  суммарный объем подобных областей составляет всего 5% общего объема образца, а в текстуре  $T = 2^a + 2^b - 10\%$ . Со временем этот разрыв еще увеличивается: через 30 мин области с аксиально ориентированными элементами в текстуре класса  $T-1$  занимают 10%, в текстуре класса  $T-2 - 15\%$ , через сутки соответственно 15 и 20%, а к моменту стабилизации —

20 и 30%. Изменения текстуры в ходе консолидации иллюстрируются рис. 16.

Перестройка текстуры образцов с упорядоченным пространственным расположением элементов протекает различно в зависимости от класса. Наиболее ярко она выражена при консолидации образцов с исходной текстурой класса Т-5<sup>б</sup>, характеризующейся тем, что наряду с прослоями, имеющими хорошую пространственную ориентацию частиц и агрегатов, присутствуют прослои, в которых глинистые частицы и агрегаты расположены беспорядочно, т. е. имеют текстуру классов Т-1 и Т-2. В ходе консолидации изменения текстуры в подобных прослоях аналогичны изменениям в образцах с беспорядочной текстурой, что сказывается на характере консолидации глинистых пород.

Подавляющая часть перемещений и поворотов структурных элементов породы приходится на фильтрационную стадию консолидации, к окончанию которой текстура приближается к текстуре класса Т-5<sup>а</sup> и дальнейшее ее изменение протекает аналогично изменению текстуры этого класса, а именно: текстура претерпевает лишь слабые изменения, связанные с выравниванием слоев, имеющих ось ориентации под углом к направлению нагрузки. Угол отклонения при этом уменьшается от 15—20 до 7—10°.

В общем виде явления, происходящие в уплотняемом образце, можно представить следующим образом: приложение нагрузки на водонасыщенный образец вызывает одновременное возникновение реактивных напряжений в поровой воде. Начавшееся вслед за нагружением отжатие поровой воды, первоначально из макропор, затем из более мелких пор, приводит к релаксации напряжений в водной фазе и возрастанию контактных касательных напряжений, направленных в сторону пор. Увеличение напряжений на контактах минеральных частиц или их агрегатов в условиях высокой влажности и, следовательно, малой прочности скелета приводит к довольно быстрому сдвигу агрегатов в сторону пор, причем в первую очередь плоскости сдвига появляются между блоками, связи между которыми слабее, чем связи между мелкими агрегатами, а окружающие их поры крупнее. Взаимное расположение блоков изменяется в процессе сдвига. В ходе перестройки текстуры происходит непрерывное отжатие воды. Влажность глин уменьшается, макропоры закрываются. В пастах с беспорядочной текстурой появляются области с упорядоченным расположением элементов. Это приводит к наложению на текстуру классов Т-1 и Т-2 текстуры класса Т-3. В образцах с упорядоченной текстурой в ходе консолидации уменьшается угол дисперсии  $\alpha$  и увеличивается степень ориентации. Окончанию процесса, точнее, значительному сокращению его скорости, на кривой консолидации соответствует начало прямолинейного участка — вторичной стадии уплотнения. На вторичной стадии изменение текстуры проявляется слабо, имеет затухающий характер и практически не зависит от типа и класса исходной текстуры. Это утверждение базируется на большом экспериментальном материале, которым

располагают авторы. Оно идет в разрез с представлением о вторичной консолидации как о процессе коренной перестройки текстуры.

Все отмеченные изменения текстуры происходят лишь в высоковлажных образцах, не подвергавшихся ранее действию давления. Консолидация слабо уплотненных образцов с влажностью ниже предела текучести, но достаточно высокой (55%), также сопровождается изменением текстуры, выражающемся в изменении положения осей ориентации, в тенденции к уменьшению угла между осью ориентации и направлением действия давления. Изменения текстуры проявляются слабее и имеют затухающий характер. Образцы с исходной упорядоченной текстурой классов Т-5<sup>а</sup> и Т-5<sup>б</sup> при уплотнении второй ступенью нагрузки (1,0 кгс/см<sup>2</sup>) к моменту стабилизации имеют текстуру класса Т-4. В образцах с исходной беспорядочной текстурой классов Т-1 и Т-2<sup>а, б</sup> изменение пространственной ориентации элементов не приводит к изменению класса текстуры, однако при консолидации в них возрастет число областей с ориентированной текстурой от 15—20% от общего объема образца в начале до 35—40% к концу консолидации. Это соответствует наложению на текстуру классов Т-1 и Т-2 текстуры класса Т-3.

При консолидации уплотненных образцов с влажностью, близкой пределу раскатывания (44%), практически никаких изменений текстуры уже не происходит, что согласуется с данными Ц. М. Райтбурд и подтверждается материалами авторов (см. рис. 16).

На графике (рис. 20) в интервале нагрузок от 0 до 1 кгс/см<sup>2</sup> выделяется участок наиболее интенсивной перестройки текстуры при компрессионном уплотнении, соответствующий максимальной деформации. В этом же интервале нагрузок наиболее четко выражены различия в деформации образцов как с упорядоченной, так и беспорядочной текстурой. При нагрузке 0,5 кгс/см<sup>2</sup> различия в относительной деформации паст с беспорядочной и упорядоченной текстурой в 3 раза больше, чем различия в относительной их деформации при нагрузке в 1 кгс/см<sup>2</sup>, а при более высоких нагрузках компрессионные кривые идут практически параллельно.

Для оценки влияния минерального состава на сжимаемость глинистых пород аналогичным испытаниям были подвергнуты пасты монотермита. Испытания проводились при влажности близкой к пределу текучести. Изменение текстуры монотермитовых паст происходило практически так же, как и в каолинитовых, однако выражено оно значительно слабее. Это объясняется различиями в кристаллохимии поверхности гидрослюд и каолинита. По данным Ю. А. Русько [75], монотермит состоит из механической смеси каолинита (34%) и гидрослюда (56%). Это говорит о том, что поведение монотермита при уплотнении должно иметь сходные черты с поведением пород гидрослюдистого типа.

Обсуждение процесса изменения текстуры глинистых пород и ее влияния на ход консолидации можно завершить следующими выводами.

1. В процессе консолидации при разных нагрузках, а следовательно, и при компрессионном сжатии водонасыщенных глинистых пород в них происходят необратимые изменения текстуры (текстурная перестройка). Изменения текстуры заключаются в перемещении частиц, агрегатов и блоков, а также в их повороте в направлении, перпендикулярном направлению действующего давления. Изменениями текстуры и отжатием поровой воды в процессе консолидации

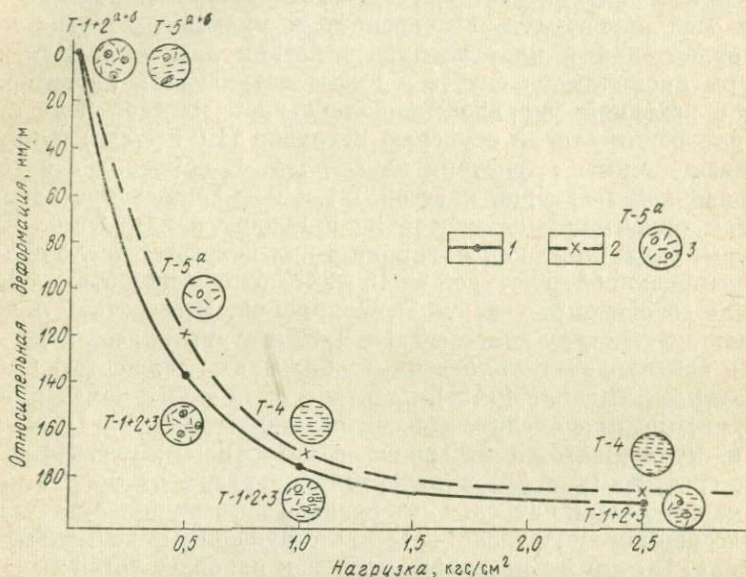


Рис. 20. Изменение текстуры каолинистых паст при компрессионном сжатии.

1 — кривая для паст с беспорядочной текстурой; 2 — кривая для паст с упорядоченной текстурой; 3 — класс текстуры и схематическое изображение

и компрессионного сжатия глинистых пород обусловлены их деформации и уплотнение. Чем активнее происходит текстурная перестройка, тем, в общем случае, значительнее деформация.

2. Характер и интенсивность изменения текстуры находятся в прямой зависимости от минерального состава глинистой фракции и исходной текстуры породы. При прочих условиях в процессе консолидации водонасыщенных каолинистых паст текстурные изменения выражены значительно ярче, чем при консолидации паст, в составе которых преобладает гидрослюда. Различия в процессе перестройки текстуры обуславливают разницу в поведении пород при консолидации и компрессионном сжатии. Различия в исходной текстуре сказываются на активности их перестройки. В процессе консолидации при малых нагрузках наибольшее уплотнение свойственно породам с беспорядочной текстурой, минимальное — с упорядоченной. При одном и том же типе текстуры различия в размере и форме

структурных элементов приводят к разнице в осадке. Это свидетельствует о высокой чувствительности текстуры водонасыщенных глинистых пород.

3. На процесс изменения текстуры существенное влияние оказывают исходная влажность и плотность глинистых пород. При одном и том же минеральном составе и исходной текстуре активность текстурной перестройки выше в случае более высокой влажности и низкой плотности.

4. Наибольшая по активности и скорости процесса перестройка текстуры протекает сразу же после приложения нагрузки и на протяжении всей фильтрационной стадии с некоторым затуханием к концу. В этот период текстура иногда переходит из одного класса в другой. На стадии вторичной консолидации отмечается лишь улучшение степени ориентации структурных элементов и сближение их, т. е. уменьшение угла разброса в пределах одного класса текстуры.

5. Процесс полной стабилизации (затухание осадки) при дальнейшем увеличении нагрузки в породах с упорядоченной текстурой должен наступить раньше, чем для пород с беспорядочной текстурой. В последних он принципиально может длиться до тех пор, пока текстура из беспорядочной полностью не перейдет в упорядоченную.

#### 4. МЕХАНИЗМ И ЭТАПЫ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ПРИ КОНСОЛИДАЦИИ

Рассмотрим две модификации модели водонасыщенной мономинеральной глины с упорядоченной и беспорядочной текстурой.

Безотносительно к минеральному составу, классам текстуры, составу обменных катионов, видам связанной воды, соотношениям между количеством и энергетикой базальных граней и граней скола, водонасыщенную мономинеральную глину можно представить как трехкомпонентную систему, состоящую из минеральных глинистых частиц, связанной и свободной воды. Совокупность минеральных глинистых частиц с окружающими их слоями связанной воды условно назовем скелетом. Схемы строения водонасыщенной глинистой породы с различной текстурой приведены на рис. 21.

При совершенной аксиальной текстуре (рис. 21, а) частицы скелета разделены прослоями свободной воды и, в целом, не взаимодействуют между собой; в то же время при беспорядочной текстуре

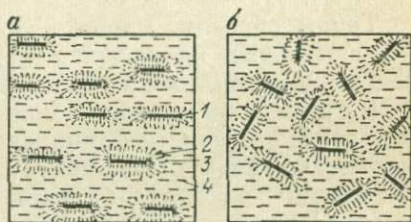


Рис. 21. Схемы строения водонасыщенной глины с различными типами текстур.

а — упорядоченная текстура; б — беспорядочная текстура; 1 — минеральная частица; 2 — слой связанной воды, окружающей глинистую частицу; 3 — условная граница между свободной и связанной водой; 4 — свободная вода

частицы скелета взаимодействуют друг с другом по контактам условных границ, отделяющих свободную воду от связанной (рис. 21, б).

Примем, что прочность, степень подвижности и другие свойства связанной воды возрастают по нелинейному закону по направлению, нормальному к поверхности глинистой частицы, независимо от ее характера (базальная грань, грань скола) и координат точки на поверхности частицы\*.

В соответствии с моделью будем считать, что в процессе деформирования полностью водонасыщенной породы:

глинистые частицы непосредственно не контактируют друг с другом и со свободной водой;

взаимодействуют между собой элементы, составляющие скелет, т. е. практически слои связанной воды;

взаимодействуют свободная и связанная вода.

При этих допущениях механизм деформирования глинистой породы с различной текстурой в процессе одномерной консолидации можно представить себе следующим образом. В момент приложения нагрузки в глинах с аксиальной текстурой почти все давление (98% от внешнего) воспринимает свободная вода, заключенная между ориентированными элементами скелета, так что контактные напряжения между элементами отсутствуют и эффективные напряжения практически равны нулю.

В глинах с беспорядочной текстурой, в отличие от глин с аксиальной текстурой, отсутствуют ориентированные прослои свободной воды, заключенные между элементами скелета. Поэтому в момент приложения внешнего давления возникают контактные напряжения и скелет воспринимает некоторую часть внешней нагрузки (до 10%).

Таким образом, поровое давление в мономинеральных глинах с влажностями на пределе текучести, в общем случае, достигает максимума практически мгновенно по приложению нагрузки.

На этом этапе, который можно назвать условно мгновенным этапом консолидации, деформирование глинистой породы происходит без отжатия воды. Деформация обусловлена сжатием и растворением защемленного воздуха (особенно в глинах с текстурой, приближающейся к совершенному аксиальному типу и способствующей защемлению воздуха в микрополостях между слоями\*\*), по-видимому, некоторым упругим сжатием скелета; дефектами испытываемого образца, прибора и методики испытаний (микронеровности на торцах образца, зазор между кольцом и образцом, погрешности установки кольца в одометр и т. д.).

---

\* Т. е. от «рельефа» поверхности глин, обусловленного ее кристаллохимическим строением.

\*\* Влияние упругого сжатия воздуха на консолидацию глин, отмеченное рядом специалистов [74], подтверждено также нашими опытами по одновременному измерению величины деформации, количества отжатой воды и порового давления.

Величина деформации в период, предшествующий началу отжатия воды, за первые 10 с испытаний достигает 16—23% от общей деформации.

С началом отжатия воды на величину деформации и ее продолжительность существенное влияние оказывает текстура, причем сжимаемость глин зависит не только от типа, но и от класса текстуры (табл. 8).

Глины с блочно-беспорядочной текстурой классов Т-2 при прочих равных условиях уплотняются больше, чем глины с мелкоагрегатной беспорядочной текстурой (класс Т-1).

Скорость отжатия воды из образца в ходе консолидации, а следовательно, и динамика порового давления, а также время фильтрационного уплотнения связаны с перестройкой текстуры глин, обусловленной возникновением поля напряжений и соответствующими градиентами.

Наиболее интенсивная перестройка текстуры наблюдается при уплотнении глин с неоднородной блочно-беспорядочной текстурой. Перестройка текстуры заключается в изменении ориентации блоков под влиянием тангенциальной составляющей контактных напряжений между элементами скелета (слоями связанной воды), приводящей к тому, что блоки располагаются нормально к направлению нагрузки. При этом степень ориентации со временем увеличивается, а угол дисперсии уменьшается.

Наиболее интенсивная перестройка текстуры, которая происходит перманентно пока действует поле напряжений, наблюдается в первый период консолидации (в первые 20 мин), что совпадает с максимальным для данного класса текстуры отжатием воды. Таким образом, о ходе перестройки текстуры судят по увеличению скорости деформирования (по возрастанию скорости снижения порового давления). В глинах с мелкоагрегатной беспорядочной текстурой при консолидации улучшается ориентация агрегатов, т. е. возрастает степень их организации.

Фильтрационная консолидация в глинах с аксиальной текстурой при прочих равных условиях длительнее, чем в глинах с беспорядочной текстурой. Это обусловлено меньшей водопроницаемостью образцов в одометрах, связанной с удлинением путей фильтрации, что можно отметить по меньшей скорости нарастания эффективных напряжений.

В глинах с ориентированной текстурой величина осадки при консолидации меньше, чем в глинах с беспорядочной текстурой. Это объясняется тем, что возможность организации текстуры и уменьшение пористости глины при наличии большей или меньшей аксиальной ориентации ее структурных элементов ограничена. Так, для глин с ориентированной текстурой класса Т-5<sup>6</sup> (содержащих прослой с беспорядочной ориентацией структурных элементов между прослоями с аксиально ориентированными элементами) характерна значительная перестройка текстуры в начальный период консолидации. Как показала дифрактометрия, через 10 мин после приложения

Характеристики консолидации каолинита и монотермита  
с различной текстурой под нагрузкой 0,5 кгс/см<sup>2</sup>

Показатели, характеризующие процесс консолидации	Каолинит				Монотермит	
	Типы и классы текстуры и их индексы					
	Беспорядочная		Упорядоченная		Беспорядочная Т-2	Упорядоченная Т-5 <sup>а</sup> , Т-5 <sup>б</sup>
	блочнo-беспорядочная Т-2	мелко-агрегатная Т-1	аксиальная с прослоями беспорядочной Т-5 <sup>б</sup>	аксиальная с косо ориентированными прослоями Т-5 <sup>а</sup>		
Относительная деформация после стабилизации, мм/м	170	120	130	106	112	87
Фильтрационная консолидация:						
продолжительность, мин . . . . .	20	15	35	32	150	360
процент консолидации	90	82	88	89	86	86
относительная деформация, мм/м . . . . .	150	97	114	95	96	76
изменение пористости, % . . . . .	6	3	4	3	3	3
изменение влажности, % . . . . .	14	8	9	6	11	6
Вторичная консолидация:						
продолжительность, сут. . . . .	5	11	7	6	11	11
процент консолидации	10	17	12	11	14	14
относительная деформация, мм/м . . . . .	20	23	16	11	16	11
изменение влажности, % . . . . .	1	1	1	1	3	3
изменение пористости, % . . . . .	0	2	1	2	2	1
Изменение текстуры при консолидации . . . . .	Значительное	Выражено слабо	Значительное	Выражено слабо	Не значительное	Не значительное

нагрузки появляется новая ось текстуры. Благодаря различиям в проницаемости и в ориентировке элементов скелета, на отдельных участках в промежуток времени от 1 до 10 мин после начала консолидации образуются блоки, которые затем поворачиваются по направлению, перпендикулярному к направлению нагрузки. После окончания фильтрационной консолидации (в период приблизительно равный суткам) блочность несколько снижается, уменьшается угол наклона оси ориентации элементов текстуры к направлению нагрузки и текстура породы приближается к классу Т-4.

Различия между кривыми консолидации глин, текстура которых принадлежит к одному типу и различается классами, отмечаются после начала энергичной перестройки текстуры по резкому увеличению скорости фильтрации. В энергетически более однородных мономинеральных глинах, таких, например, как монотермит, отличие в ходе консолидации образцов с различными типами текстуры проявляется к концу фильтрационной стадии. И хотя резкой перестройки текстуры этих глин, выражающейся в изменении ее количественных характеристик при консолидации, не происходит, но в образцах с блочно-беспорядочной текстурой появляются участки с аксиально-ориентированными частицами.

В каолинитовых глинах в процессе вторичной консолидации не обнаружено изменения текстуры. По-видимому, ползучесть каолинита связана не столько с переориентацией элементов скелета, сколько с перераспределением связанной воды в слоях, окружающих глинистые частицы и блоки, которое обусловлено наличием градиентов полей напряжений, температурных полей и др. В целом на вторичную консолидацию глин их текстурные различия заметного влияния, видимо, не оказывают.

Интересно проследить связь между динамикой порового давления и механизмом деформирования глин при консолидации. В момент приложения консолидирующей нагрузки наблюдается упруго-мгновенное сжатие скелета и свободной воды. В этот момент напряжение передается через свободную и связанную воду от одного элемента скелета к другому (рис. 22). В последующий период происходит уменьшение толщины слоев связанной воды, окружающей глинистые частицы, в направлении действия приложенной нагрузки и увеличения их в направлении, перпендикулярном действию нагрузки, в сторону пор.

Максимальные деформации слоёв связанной воды испытывают в направлении главных напряжений на тех участках, где расстояния между глинистыми частицами по направлению действия нагрузки наибольшие, а слоёв связанной воды наиболее рыхлые и менее прочные. Слои связанной воды, отжимаясь преимущественно в сторону пор, стремятся их замкнуть и сжать свободную воду и газ в порах. Вследствие этого, по мере деформирования слоёв связанной воды возрастает давление в поровой воде и газе.

Скорость деформирования слоёв связанной воды и скорость увеличения порового давления связаны с дисперсностью и минеральным

составом, исходными текстурой и влажностью — плотностью глины. В зависимости от перечисленных факторов период возрастания порового давления продолжается от 1 до 10 с после приложения нагрузки (второй этап или этап упругого последействия). При этом практически не происходит отжатие свободной воды из образца. По мере сближения элементов скелета одновременно с ростом порового давления возрастает сопротивление сдвигу связанной воды в слоях, окружающих глинистые частицы. Максимум порового давления (см. рис. 22) отвечает моменту, когда оно становится равным сопротивлению сдвига связанной воды (третий этап или этап прорыва).

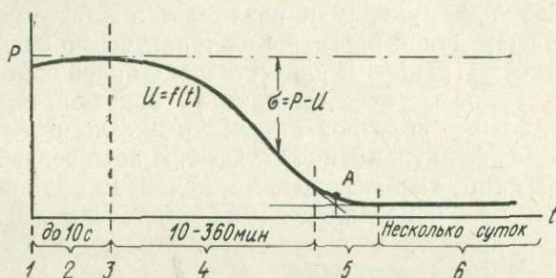


Рис. 22. Этапы консолидации и поровое давление ( $U$ ) в водонасыщенной глине.

1 — условно-мгновенное сжатие; 2 — упругое последствие; 3 — прорыв; 4 — фильтрационная консолидация; 5 — уравнивание порового давления и сопротивления сдвигу связанной воды; 6 — вторичная консолидация. A — условная граница фильтрационной консолидации; P — консолидирующая нагрузка;  $\sigma$  — эффективное напряжение;  $t$  — время

Начиная с этого момента, свободная вода в порах, сжатая со всех сторон слоями связанной воды и находящаяся под давлением, равном начальному градиенту, может раздвигать слои связанной воды и фильтроваться из образца\*. Наступает четвертый этап консолидации, известный как фильтрационная консолидация, при котором по мере отжатия воды из глин происходит необратимая деформация, связанная с уменьшением пористости. С начала этого этапа поровое давление начинает снижаться и соответственно увеличиваются эффективные напряжения. Фильтрация свободной воды, содержащейся в порах, происходит преимущественно в направлении, параллельном направлению действия нагрузки, так как в этом направлении слои связанной воды имеют наибольшую толщину и наименьшее сопротивление сдвигу.

По мере отжатия воды и уменьшения пористости глины эти слои сближаются. Одновременно сопротивление сдвигу связанной воды возрастает, поэтому свободной воде, поровое давление в которой постепенно снижается, все труднее преодолевать сопротивление слоев связанной воды. Фильтрационная консолидация идет с затухающей

\* В отдельных случаях наблюдается некоторое запаздывание момента начала снижения порового давления по сравнению с моментом начала отжатия воды из образца. Это, по-видимому, можно объяснить инерционностью используемого прибора для измерения порового давления.

скоростью, и наступает момент, когда давление воды, заключенной в порах, становится равным сопротивлению сдвига связанной воды (пятый этап или этап уравнивания порового давления и сопротивления сдвигу связанной воды).

Пятый этап (см. рис. 22) является переходным от фильтрационной консолидации к вторичной. Для него характерно прекращение фильтрации свободной воды, связанное с замыканием ее в порах при данной внешней нагрузке. При этом скорость снижения порового давления, уменьшившегося к началу пятого этапа до некоторой величины, резко падает, что на графике «поровое давление — время» выражается пологой ветвью, асимптотически приближающейся к оси абсцисс. Приборы, предназначенные для измерения порового давления, не могут зафиксировать давление, существующее в защемленной внутри пор свободной воде, а давление, измеренное на торцах образца, равно нулю. Поэтому часто считают, что к концу фильтрационной консолидации поровое давление снижается до нуля. С момента полного прекращения фильтрации воды из образца начинается последний шестой этап консолидации — вторичная консолидация. Для вторичной консолидации характерны: а) релаксация напряжений в слоях связанной воды и в защемленной в порах свободной воде; б) релаксация напряжений в минеральном скелете.

С релаксацией напряжений в свободной и связанной воде слоев, окружающих глинистые частички, связаны деформации ползучести, обусловленные, в первую очередь, миграцией связанной воды под влиянием существующих полей (напряжений, температурного, химического и др.). Миграция связанной воды приводит к выравниванию градиентов полей и повышению энергетической однородности различных точек образца.

С релаксацией напряжений в минеральном скелете связана ограниченная подвижность частиц, выражающаяся в возможности некоторой внутренней перестройки микротекстуры (угловые перемещения отдельных монокристаллов).

Если по достижении вторичной консолидации к образцу приложить более высокую нагрузку, то можно наблюдать рассмотренные этапы консолидации, но масштаб их будет меньше.

НЕОБРАТИМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕКСТУРЫ ГЛИН  
ПРИ ОДНООСНОМ СЖАТИИ

В практике определения прочности свойств пород достаточно широкое распространение получил метод одноосного сжатия, привлекающий исследователей своей простотой и экономичностью. В связи с этим появилась необходимость в изучении напряженного состояния, формирующегося при одноосном нагружении образца. В обзорной работе Л. И. Одинцовой и Г. К. Бондарика [58], посвященной рассмотрению напряженно-деформированного состояния цилиндра, сжатого между двумя жесткими пластинами, прилегающими к его основаниям без скольжения, показано, что в одноосно нагруженном образце могут иметь место весьма различные напряженные состояния [19]. Оценка напряженного состояния горной породы является одним из важнейших аспектов, без которого не обойтись при изучении механизма потери прочности в горной породе. Наряду с теоретическими разработками для решения задачи о характере распределения напряжений в образце породы при его одноосном нагружении используют экспериментальные исследования, результаты которых приведены в ряде работ [19, 56, 57].

Существуют два направления в экспериментальном изучении напряженного состояния материала. 1. Получение эпюр напряжения для моделей из оптически активных материалов, находящихся в напряженном состоянии. 2. Косвенная оценка напряженного состояния по деформациям в материалах, вызванным действием напряжений.

Первое направление получило развитие в шестидесятые годы [19, 95]. Сущность поляризационно-оптического метода заключается в фиксации оптической анизотропии оптически активного материала, возникающей при создании поля напряжений. Величина напряжений при просвечивании модели поляризованным светом определяется на основании оптических измерений и значений коэффициента пропорциональности между напряжениями и степенью оптической анизотропии. Коэффициент пропорциональности находят путем тарирования материала модели.

Л. Г. Грабчаком и Г. Н. Бухаровым [19] получены эпюры напряжений одноосно нагруженного образца, когда пуансон имеет различные размеры: в виде иглы и площадок, меньше и больше основания модели. Последний случай аналогичен условиям эксперимента, принятым при исследовании прочности пород при одноосном напряженном состоянии.

Распределение напряжений в модели для случая, когда пуансон полностью перекрывает основание модели, показано на рис. 23. Приведены изолинии напряжений и линии скольжения, полученные методом оптически активных материалов. Анализ поля напряжений показывает, что модель из оптически активного материала при приложении к ней нагрузки вдоль оси испытывает максимальное напряжение в центральной части.

Выводы Л. Г. Грабчака и Г. Н. Бухарова о распределении максимальных напряжений в центральной части образца при испытании его одноосным сжатием хорошо согласуются с результатами теоретических и экспериментальных исследований, выполненных Ю. А. Нилендером [57].

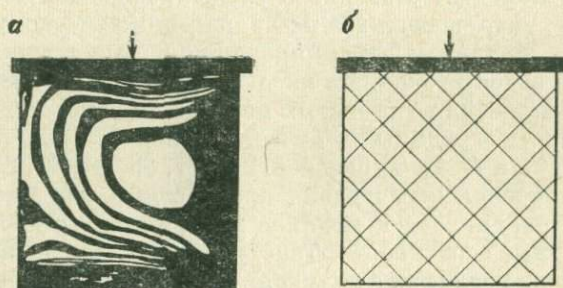


Рис. 23. Изолинии напряжений (а) и линии скольжения (б) в моделях из оптически активных материалов, испытанных одноосным сжатием (по Л. Г. Грабчаку и Г. Н. Бухарову)

Как отмечалось, о напряженном состоянии материала можно судить по косвенным признакам, по деформациям.

А. Надаи [56] изучал характер распределения напряжений по видимым деформациям, возникающим при одноосном сжатии цилиндрического образца из тонкоокрашенного парафина, обладающего способностью светлеть в местах нарушения. Как только нагрузка при сжатии достигла максимальной величины, на поверхности цилиндра появилась сеть винтовых трещин разрушения, направленных под углом  $45^\circ$  к направлению действия вертикальной нагрузки. В поперечном разрезе образца четко выделяется зона, по которой должно произойти разрушение.

Работа Л. Н. Робинсона [128] посвящена изучению характера разрушения известняков и глинистых сланцев при трехосном сжатии. Характер разрушения определялся оптическим методом в прозрачных шлифах и рентгеновским методом. Прозрачные шлифы готовили в направлении, параллельном направлению вертикальной нагрузки. Было установлено, что разрушение образца проходило по направлению, составляющему  $45^\circ$  с осью вертикальной нагрузки. Ю. А. Нилендер [57] приводит теоретические эпюры распределения

скальвающих напряжений и схемы разрушения кубиков из бетона при наличии сил трения по опорным плоскостям и при смазке опорных поверхностей.

Перечисленные работы относятся к изучению характера деформаций при одноосном и трехосном сжатии материалов с жесткими структурными связями, с хрупким типом разрушения, для которого характерны плоскости разрушения, располагающиеся под углом  $45^\circ$  к направлению действующих погрузок.

Механизм потери прочности или механизм разрушения при одноосном сжатии горных пород с жесткими структурными связями изучен более или менее хорошо, обоснован теоретически и подтвержден экспериментальными данными. Этого, к сожалению, не скажешь о глинистых породах, особенно о слабых, водонасыщенных глинистых породах, разрушающихся по хрупко-пластическому и пластическому типам. Механизм деформирования и разрушения глинистых пород изучен недостаточно. Из числа работ, посвященных изучению характера разрушения глинистых пород с влажностью значительно ниже влажности границы текучести, следует выделить работы Ц. М. Райтбурд и А. Я. Туровской [69, 71, 83, 84, 85, 86].

А. Я. Туровская исследовала прочностные свойства первичных днепровских каолинитов и влияние деформации трехосного сжатия на их текстурные особенности. Текстура изучалась оптическим методом в прозрачных шлифах с полуколичественной оценкой текстурных показателей. Она отмечает два направления ориентации мелкощупчатых зерен каолинита. Одно из них — в направлении, перпендикулярном направлению больших главных напряжений. Эта ориентация возникает на первых стадиях нагружения. На некоторой стадии нагружения при нагрузке, равной 0,8 от сдвигающей, появляется новое направление ориентации, составляющее угол с направлением действия вертикальной нагрузки  $45^\circ$ . Боковое давление было равно бытовому.

Изучению слабых водонасыщенных глинистых пород посвящены лишь работы К. Акаи и Т. Адачи [101] и Р. Руш [132]. В первой работе авторы излагают материалы исследования зависимости показателей действующих напряжений (вертикального и бокового) от главного эффективного напряжения при вертикальных нагрузках 3, 4 и 5 кгс/см<sup>2</sup>. При этом учитывали поровое давление и измеряли боковое давление породы в центральной части образца в момент пластической деформации.

Р. Руш [132], изучая прочность слабых морских осадков методом одноосного сжатия, с помощью электронного микроскопа детально исследовал зону сдвига и прилегающие к ней участки. Им установлено, что в зоне сдвига глинистые частички и агрегаты приобрели направленную вдоль зоны пространственную ориентацию. По мере удаления от зоны сдвига текстура имеет беспорядочный и блочно-беспорядочный характер.

Таким образом, методы фотоупругости или оптически активных материалов пригодны для исследования распределения напряжений,

в основном в упругих средах, разрушающихся по хрупкому [типу]. Используя эти методы, дополненные изучением характера деформирования, а главное изучением разрушенного образца (в части расположения и ориентировки трещин, их поверхностей и т. п.), можно изучать процесс деформирования пород с жесткими связями и механизм их разрушения. Для водонасыщенных глинистых пород эти методы не столь эффективны. Распределение напряжений в оптически активном материале, деформируемом в условиях одноосного сжатия, весьма неполно и приближенно моделирует поле напряжений, формирующееся в образце водонасыщенной глинистой породы. Связи между структурными элементами в подобном образце не жесткие, кристаллизационные, а подвижные, водно-коллоидные. Деформирование образца за пределами упругой части приводит к перемещениям структурных элементов.

Вследствие этого, исследование механизма разрушения водонасыщенных глинистых пород и вообще пластичных тел требует привлечения других методов. В частности, решение указанных задач для глинистых пород оказалось возможным с помощью методов изучения текстуры, которые позволили проследить изменение пространственной ориентации элементов в ходе одноосного сжатия. Экспериментальные данные оказались достаточными для того, чтобы сформулировать гипотезу, объясняющую деформационное поведение глинистых пород при одноосном сжатии.

#### 1. ХАРАКТЕРИСТИКА ОБРАЗЦОВ И ПОДГОТОВКА ИХ К АНАЛИЗУ

В главе II отмечено, что изучались лишь необратимые изменения текстуры образцов пород, испытавших различное напряженное состояние, после снятия с них нагрузок. Исследование необратимых текстурных изменений, происходящих при одноосном сжатии, проводили на образцах каолинитовых паст заданной текстуры и иольдиевых глин ненарушенного сложения. Пасты готовили из каолинитовой глины положского месторождения. Чтобы избежать большого разброса показателей текстуры, образцы с упорядоченной текстурой для серии испытаний готовили одновременно в виде монолита размером  $15 \times 15 \times 13$  см. Для одного замеса брали навеску 1,5 кг порошка и 700 мл воды (по расчету — 650 мл, 50 мл добавлялось на испарение). Выдержанную в течение суток влажную пасту тщательно размешивали и укладывали ровными слоями в одном направлении с помощью гибкой пластинки в разъемную форму размером  $15 \times 15 \times 13$  см. Заполненную форму устанавливали в эксикатор, на дно которого наливали воду для сохранения влажности образца. Монолит выдерживали от одного до трех месяцев. Затем из одного монолита кольцом диаметром 56 мм вырезали четыре образца высотой 86 мм для проведения одной серии испытаний одноосным сжатием на приборе С-1.

Пасты с беспорядочной текстурой готовили методом насыщения в вакууме. В связи с тем, что высота образцов должна быть не менее

10 см, насыщение всего образца, помещенного в металлическое кольцо, только снизу осуществить не удалось. Поэтому порошок для насыщения помещали в кольцо из сетки галунного плетения диаметром 78 и высотой 130 мм с тем, чтобы насыщение производилось равномерно со всех сторон. Цилиндр с грунтом переносили в стакан, диаметр которого на 1 см больше диаметра цилиндра. Стакан с образцом помещали в вакуумную установку и в течение трех суток из образца откачивали воздух. После этого в стакан подавали нужное количество воды из расчета заданной влажности образца. Для получения равномерного распределения влажности образец в вакууме выдерживали 3 сут. Затем из него вырезали образец для испытаний диаметром 56 и высотой 86 мм.

Образцы иольдиевых глин, предназначенные для изучения необратимых изменений природных текстур, отобраны в районе Беломорска. Иольдиевые глины являются высокодисперсными, водонасыщенными, слабопрочными породами. Естественная влажность их превышает предел текучести в среднем на 8%. Породы обладают водно-коллоидными связями. В составе глинистой фракции иольдиевых глин преобладают гидрослюда и каолинит, отмечается слабая примесь хлорита. Неглинистые минералы представлены кварцем и полевыми шпатами. В породе отмечается значительное количество гидроокислов железа, преимущественно гётита, и коллоидного органического вещества, равномерно распределенных по всей массе породы. Текстура иольдиевых глин послойно-упорядоченная с тонкими (до 2 мм) прослоями идеально упорядоченной (аксиальной) текстуры. Степень ориентации структурных элементов в породе колеблется в широких пределах. Показатель ориентации в основной массе породы меняется от 24 до 45, а в прослоях с аксиальной текстурой от 50 до 67. Широкий диапазон изменения показателя ориентации потребовал при исследовании иольдиевых глин обязательного изучения исходной текстуры каждого образца. Это дало возможность оценить изменение текстуры в ходе прочностных испытаний. Пробу породы, предназначенную для изучения исходной текстуры, вырезали в непосредственной близости от места отбора образца для прочностных испытаний.

Испытание породы методом одноосного сжатия проводили в стабилометре С-1 со снятой камерой давлений\*. У всех образцов до испытания определяли влажность и объемную массу влажного грунта и рассчитывали объемную массу скелета, пористость, степень водонасыщения. У контрольных образцов влажность определяли также после испытания, что позволяло судить о возможных изменениях физических свойств пород в процессе испытаний.

Осевая нагрузка в стабилометре осуществлялась автоматически, сжатие проводилось с заданной скоростью вертикальной деформации (по схеме «с управляемой деформацией»). Для получения более

---

\* Прочностные испытания проведены Н. А. Роговой, обобщение результатов прочностных исследований выполнено Л. И. Одиной.

четко выраженной картины текстурно-структурных изменений при одноосном сжатии около 90% всех опытов было выполнено со скоростью деформирования породы 0,02—0,05 мм/мин. Время проведения одного испытания составляло в среднем 1—3 ч. Для выявления влияния длительности опыта на характер деформаций часть образцов испытывали с повышенной скоростью; продолжительность опыта составляла 6—17 мин. Для предотвращения испарения влаги в процессе опыта боковую поверхность образца покрывали машинным маслом. В течение всего опыта вели непрерывное наблюдение за вертикальной деформацией (по индикатору) и за поведением образца. Строили графики зависимости деформации образца от нагрузки; рассчитывали временное сопротивление сжатию (путем деления величины разрушающей нагрузки на площадь поперечного сечения образца).

После прочностных испытаний образцы поступали для изучения текстуры. Для того чтобы иметь возможность сравнивать разные участки образца, исходного и после испытания, его вырезали из того же монолита, что и образцы для испытаний. Все образцы (исходный и подвергнутый испытаниям) разрезали тонкой (0,2 мм) проволокой по диаметру на две равные части, которые, в свою очередь, делили по высоте на четыре части с тем, чтобы высота каждой части не превышала 2 см (рис. 24). Каждая проба получала свой номер, что позволяло устанавливать положение изучаемого участка по отношению ко всему образцу. Одну половину образца изучали оптическим (номера проб нечетные), а другую — рентгеновским (номера проб четные) методами.

Таким образом, весь образец сверху вниз был изучен в текстурном отношении комплексом методов.

Текстуру области непосредственного контакта образца со штампом не изучали, так как в ее пределах порода испытывает сложное напряженное состояние, показатели текстуры породы этой области не характерны и могли бы внести искажение в общую картину текстурных изменений, свойственных деформациям одноосного сжатия.

## 2. ИЗМЕНЕНИЯ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ТЕКСТУРЫ ГЛИН В ПРОЦЕССЕ ОДНООСНОГО СЖАТИЯ

Данные о физико-механических свойствах образцов приведены в табл. 9. При испытаниях одноосным сжатием ильдиевые глины и каолинитовая паста с беспорядочной и упорядоченной текстурой разрушались по хрупко-пластичному типу, в ходе которого формировалась четко выраженная плоскость сдвига. Иногда при деформировании на боковой поверхности образца появлялись тонкие трещины,

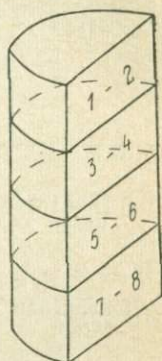


Рис. 24. Схема отбора образцов для определения текстурных показателей

Показатели гранулометрического состава и физи

Породы	Исходная текстура	Содержание фракций, %					
		Диаметр частиц, мм					
		$> 0,1$	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	$< 0,001$
Каолинитовая паста	Упорядоченная	$\frac{7}{2}$	$\frac{6}{10}$	$\frac{15}{36}$	$\frac{8}{8}$	$\frac{16}{18}$	$\frac{48}{26}$
	Беспорядочная	$\frac{7}{2}$	$\frac{6}{10}$	$\frac{15}{36}$	$\frac{8}{8}$	$\frac{16}{18}$	$\frac{48}{26}$
Иольдиевая глина	Послойно-упорядоченная	—	0-1	20-22	4-6	25-28	65-68
		—	6-8	2	8-11	17-24	39-44

Примечание. В числителе приведены данные о содержании фракций по результа

однако к полной потере прочности это не приводило. Появление трещин сопровождалось некоторым нарастанием вертикальной деформации образца без приращения нагрузки. Вертикальная дефор-

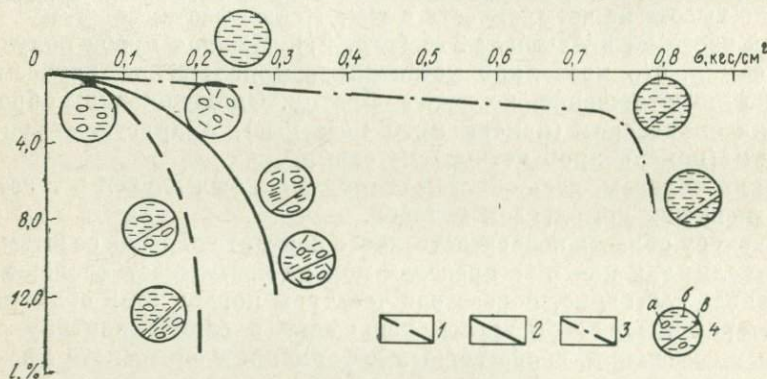


Рис. 25. Зависимость деформации от нагрузки при одноосном сжатии со схематическим изображением текстур, характеризующих центральную часть образца.

1 — каолинитовая паста с упорядоченной текстурой; 2 — каолинитовая паста с беспорядочной текстурой; 3 — иольдиевая глина с естественной послойно-упорядоченной текстурой; 4 — схематическое изображение текстуры: а — блоки и неглинистые монозерна  $> 0,01$  мм, б — глинистые частицы, агрегаты и блоки  $< 0,01$  мм; в — трещины

мация в момент начала пластического течения составляла, как правило, для иольдиевых глин 2% отн., а для каолинитовых паст 10% отн. (рис. 25).

## ко-механических свойств исследованных пород

Естественная влажность, %	Объемная масса влажного образца, г/см <sup>3</sup>	Объемная масса скелета, г/см <sup>3</sup>	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %	Коэффициент водонасыщения	Временное сопротивление сжатию, кгс/см <sup>2</sup>
45,5—46,9	1,70	1,17—1,16	2,63	56,0	0,96—0,97	0,17
45,7—47,0	1,78—1,69	1,22—1,15	2,63	54,0—56,0	0,96—1,0	0,31—0,7
58,6—68,6	1,65—1,59	1,04—0,94	2,76	62,0—66,0	0,98	0,84—0,62

там микроагрегатного анализа, в знаменателе—по результатам дисперсного анализа.

Данные табл. 9 и анализ графиков  $l = f(\sigma)$  (см. рис. 25) показывают, что средние значения временного сопротивления сжатию наибольшие у иольдиевых глин естественного сложения и минимальные — у каолинитов с упорядоченной текстурой. Каолинитовые пасты с беспорядочной текстурой занимают промежуточное положение. Интересно отметить, что образцы пасты с упорядоченной текстурой, выдержанные в эксикаторе в течение трех месяцев, имели более высокое временное сопротивление сжатию по сравнению с образцами, выдержанными в течение месяца, но ниже, чем у паст с беспорядочной текстурой. Угол наклона плоскости разрушения для каолинитовых паст  $45^\circ$  у образцов с упорядоченной текстурой и  $50^\circ$  — у образцов с беспорядочной текстурой. Угол наклона плоскости разрушения у иольдиевых глин  $55—62^\circ$ .

Для оценки влияния длительности проведения испытаний на ход деформации и прочность пород при одноосном сжатии были проведены опыты по схеме быстрого (6 мин) и замедленного (105 мин) одноосного сжатия. На рис. 26 приведены типичные графики таких испытаний иольдиевой глины. Как видно из рис. 26, продолжительность испытания практически не меняет характера зависимости. При замедленном испытании отмечается некоторое увеличение относительной деформации образцов на первых ступенях нагрузки. Это связано с интенсивностью перестройки текстуры, которая изменяется в зависимости от продолжительности действия на грузки.

После испытания образцов методом одноосного сжатия для каждого из них в нескольких сечениях по высоте (см. рис. 24) комплексом методов изучали текстуру. Исследованием текстуры предусма-

травалось получение количественных показателей — степени ориентации  $C$ , угла дисперсии  $\alpha$  и др.

Цель изучения текстуры заключалась в выявлении необратимых изменений пространственной ориентации элементов, вызванных деформациями одноосного сжатия. Чтобы оценить процессы, протекающие в глинистых породах при их сжатии (от начала сжатия образца до его разрушения), потребовалось проводить испытания серий образцов пород на прочность и изучать их текстуру на различных этапах одноосного сжатия. Серии образцов испытывали и изучали

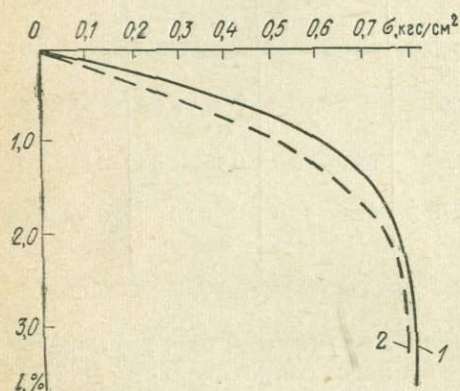


Рис. 26. Зависимость деформации от нагрузки при одноосном сжатии образцов польдиевой глины

1 — быстрое испытание (продолжительность опыта 6 мин); 2 — медленное испытание (продолжительность опыта 105 мин)

для каждого типа текстуры. В серию входили: образец с исходной текстурой, не подвергавшийся прочностным испытаниям; образец, доведенный до состояния предельного равновесия, т. е. разгруженный до появления первых признаков разрушения (предельную нагрузку устанавливали опытным путем); образец, доведенный до разрушения за 6—17 мин (быстрое сжатие); образец, доведенный до разрушения за 105—120 мин (медленное сжатие).

Для оценки изменения текстуры образца по высоте и диаметру было изготовлено и изучено (для каждого образца) 8 шлифов, 8 полюсных фигур и 16 рентгенограмм.

Кроме того, для иольдиевых глин изучали изменение мезопористости и перераспределение влажности по всему объему образца. Исследования проводили в шлифе при увеличении в 10 раз с помощью фотоувеличителя. Характер перераспределения влажности изучали по кривым сушки, полученным при помощи динамического взвешивания проб, отобранных из разных частей образца на торсионных весах с автоматической записью потери веса. Установка для получения кривых сушки была смонтирована на базе термической установки АТВУ-1. Пробы глинистой породы размером  $6 \times 6 \times 6$  мм вырезали из верхней и средней частей образцов, испытывавших одноосное сжатие, и высушивали в совершенно одинаковых условиях при одной и той же температуре до постоянного веса. Температура сушки была принята для одних серий  $40^\circ$ , для других —  $60^\circ$ . Время сушки изменялось от 2—3 до 5—6 ч в зависимости от температуры сушки и влажности образца. Кривые сушки, характеризующие разные части одного и того же образца, наносили на один график.

Схемы, иллюстрирующие изменения пространственной ориентации структурных элементов при одноосном сжатии глинистой по-

роды с разными типами исходной текстуры, показаны на рис. 27.

Данные, характеризующие изменение показателей текстуры образцов в процессе одноосного сжатия каолинитовых паст с заданными исходными текстурами и физическими свойствами, приведены в табл. 10.

Как видно из табл. 10, показатели текстуры, характеризующие одну и ту же часть образца, полученные разными методами, хорошо согласуются между собой.

Исключение представляют показатели, полученные дифрактометрическим методом. В связи с тем, что метод обладает высокой чувствительностью, а показатели текстуры, полученные этим методом, имеют статистическую природу, на полюсных фигурах нередко отмечается наличие двух и более осей ориентации. Однако преимущество имеет одна (главная) ось. Показатели текстуры, характеризующие степень рассеяния кристаллографических осей элементов, группирующихся вокруг главной оси, приведены в табл. 10. При наличии других осей ориентации дается угол отклонения дополнительных осей ориентации от основного направления  $\psi$  и указания на количество дополнительных осей и присутствие в породе блоков.

Появление дополнительных осей ориентации в пастах каолинитового состава связано, во-первых, с тем, что в составе структурных элементов присутствуют блоки с упорядоченной текстурой отдельных частиц и агрегатов. Если в зону рентгеновского пучка попадает область образца породы, содержащая значительное число блоков, имеющих некоторое преимущественное направление ориентации, отличающееся от ориентации основной массы, то на полюсной фигуре появляется дополнительная ось ориентации. Во-вторых, дополнительную ось ориентации на полюсных фигурах получают и в том случае, когда в разрушенном образце породы сформировалась

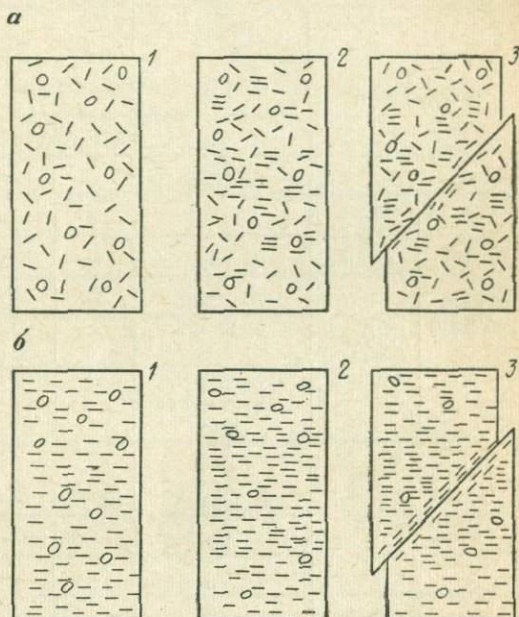


Рис. 27. Изменение текстуры образцов глинистых пород в процессе деформации при одноосном сжатии.

*a* — текстура беспорядочная; *b* — текстура упорядоченная. 1 — исходное состояние; 2 — состояние предельного равновесия; 3 — состояние после разрушения

## Изменение показателей текстуры образцов као

Метод определения показателей текстуры	Индекс показателя	Исходный						Испытавший со ного рав		
		1-2	3-4	5-6	7-8	1-2	3-4			
		Текстура упорядо								
Оптический	$C_m$	75-78	70-74	70-74	67-75	75-80	79-85			
	$C_b$	50-60	50	50-60	50-60	35-65	50-60			
	$C_n$	—	—	—	—	—	—			
Рентгеновский	Фотографический	$C$	5	3-3,5	3-3,5	3-3,5	3,3-8,0	5-8		
		$\alpha$ , град.	30	30-35	30-35	30-35	30-35	25-30		
	Дифрактометрический	$\alpha^*$ , град.	28	40	—	—	20-50	25		
		$\nu$ , град.	20	0, $\pm 20$	—	—	$\pm 20$ , $\pm 50$	$\pm 25$		
		Количество осей ориентации	—	—	—	—	—	—		
Оптический	Текстура беспоряд									
	$C_m$	19-25	17-34	17-34	17-25					
	$C_b$	34-66	50-66	50-66	50-67					
$C_n$	—	—	—	—						
Рентгеновский	Фотографический	$C$	1-2	1-2	1-2	1-1,5	—	—		
		$\alpha$ , град.	90-80	90-75	90-75	90-80	—	—		
	Дифрактометрический	$\alpha^*$ , град.	60-90	60-90	60-90	60-90	Около 40	Около 40		
		$\nu$ , град.	0, $\pm 30$	0	0	0, $\pm 30$	0, $\pm 30$	$\pm 10$ , $\pm 20$		
		$P_{001}$	1,37	1,37	1,37	1,30	1,34	1,65		
		$P_{010}$	1,14	1,20	1,20	0,96	0,93	0,93		
		$K = \frac{P_{001}}{P_{010}}$	1,2	1,14	1,14	1,35	1,45	1,77		
Количество осей ориентации	3	1	1	3	3	3				

Примечания: 1\* Зона нарушения в образцах с беспорядочной текстурой имеет показатель  $C$  замерен на отдельных участках, а не по всей зоне смещения.  
 2. Направление осей ориентации структурных элементов в массе параллельно направ в зоне нарушения образует угол 47-60° с направлением прилагаемой нагрузки.  
 3. Показатель ориентации  $C$ , получен оптическим методом:  $C_m$  — основной массы,  $C_b$  —  
 4. Размахи показателей даны по выборкам из 12 определений.

## линитовой пасты в процессе одноосного сжатия

Показатели текстуры									
стояние предель- новесия		После быстрого разрушения (продолжительность опыта 6 мин)				После медленного разрушения (продолжительность опыта 105 мин)			
Участок образца									
5-6	7-8	1-2	3-4	5-6	7-8	1-2	3-4	5-6	7-8
чепная типа Т-5									
70-87	78-80	75-80	78-82	70-82	75-80	67-80	70-85	77-87	69-80
—	40-60	30-60	40-60	40-60	50-60	25-67	60-67	55-65	30-60
—	—	50	57	—	—	67-88	80-86	75-86	—
5-10	5-8	Не определялось				5-10	10	10	5-8
30	30-35	То же				25-30	18-25	23-25	30
—	—	» »				20	15	17	22
—	—	» »				0, $\pm 30$	2,20	25	45
—	—	» »				3	2	1	1
очная типа Т-1 и Т-2									
Не определялось						20-25	25-35	25-35	20-33
То же						40-70	70	65-70	40-67
То же						50-55	52-67	52-72*	—
—	—	—	—	—	—	1,3-1,5	1,5-2,0	1,5-2	1,5
—	—	—	—	—	—	40-45	35	40-45	40-60
30	40	Не определялось				40	25	25	30
0	0	То же				0, $\pm 30$	10, $\pm 30$	10,0, $\pm 30$	0, $\pm 30$
1,65	1,29	» »				1,26	—	1,64	1,34
0,93	0,95	» »				1,19	—	0,82	0,95
1,77	1,36	» »				1,06	—	2,0	1,41
1	1	» »				3	2	3	3

незначительные участки перестройки ориентации структурных элементов. Оптический лению прилагаемой нагрузки, в блоках отклонено от этого направления на  $\pm 10-30^\circ$ , блоков,  $C_n$  — зоны нарушения.

зона нарушения, характеризующаяся интенсивной перестройкой текстуры, выражающейся, в конечном счете, в ориентации структурных элементов параллельно плоскости сдвига (см. рис. 27, б)\*. Если зона интенсивной перестройки текстуры, попавшая в область захвата рентгеновского пучка, хорошо выражена, то на полюсной фигуре появляется дополнительная ось ориентации. Если толщина зоны перестройки мала, а характер ориентации структурных элементов в ней слабо выражен, на полюсной фигуре дополнительной

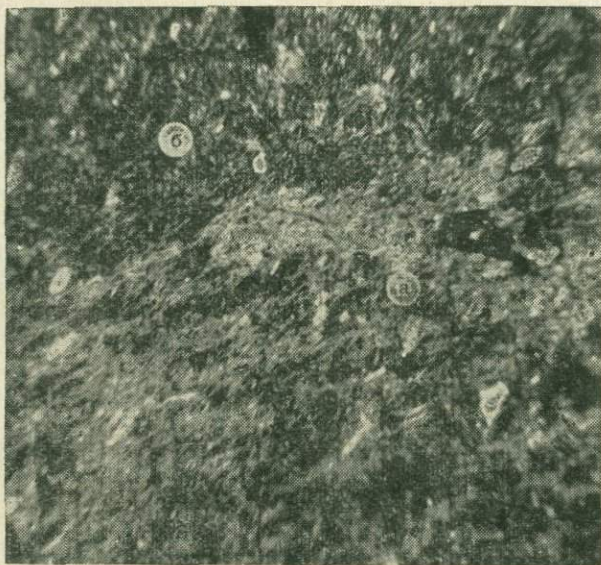


Рис. 28. Исходная зона (а) и зона перестройки текстуры (б) в каолиновой пасте с упорядоченной текстурой при одноосном сжатии.

Николи +, ув. 200<sup>x</sup>

оси ориентации не появляется. Наблюдается только увеличение угла дисперсии  $\alpha$ . Отмеченные особенности различных методов лишь раз свидетельствует о необходимости применения их комплекса при детальном изучении текстуры глинистых пород, поскольку каждый из методов дополняет и корректирует результаты, полученные другим методом.

На рис. 28 приведена микрофотография шлифа каолиновой пасты с упорядоченной текстурой после разрушения одноосным сжатием с образованием зоны интенсивной перестройки текстуры. Как видно из рис. 28, зона интенсивной перестройки текстуры прослеживается вполне четко. На снимке зона сдвига — в положении просветления, а остальная масса — в положении погасания. Хорошо

\* Подобная зона нарушения, как правило, уверенно фиксируется оптическим методом.

прослеживается неоднородность зоны перестройки текстуры. На общем светлом фоне видны темные участки, вытянутые в направлении зоны. Эти участки имеют текстуру, аналогичную текстуре основной массы.

Данные, характеризующие изменения показателей ориентации иольдиевых глин с естественным сложением в процессе одноосного сжатия, приведены в табл. 11. Изменение показателей текстуры иольдиевых глин изучали лишь оптическим методом, так как они содержат значительное количество коллоидных соединений органического вещества и аморфных окислов. На дифрактограммах и рентгенограммах эти компоненты в области малых углов дают очень высокий фон, препятствующий расшифровке дифракционной картины. В связи с тем, что показатели ориентации структурных элементов основной массы породы и элементов, составляющих встречающиеся в породе тонкие прослои, различны, в табл. 11 они приводятся отдельно. Диапазоны колебания  $C$  даны для каждого состояния образца по 14 определением.

Таблица 11

**Изменения показателей текстуры образцов иольдиевой глины  
в процессе одноосного сжатия**

Состояние образца	Участок образца	Показатель ориентации $C$		
		$C_M$	$C_{II}$	$C_H$
Исходный (с природной текстурой)	1-2	24-42	50-67	—
	3-4	25-45	50-67	—
	5-6	28-45	50-67	—
Испытавший состояние предельного равновесия	1-2	29-42	—	—
	3-4	51-68	—	—
	5-6	52-70	50-58	—
	7-8	30-44	50-60	—
После медленного разрушения	1-2	34-63	—	—
	3-4	59-76	67-75	64-84
	5-6	60-78	—	64-84
	7-8	35-63	70-78	64-84

Примечания: 1. Направления осей ориентации структурных элементов для основной массы и прослоев параллельны направлению прилагаемой нагрузки.

2. Зоны нарушения располагаются под углом 55-62° к указанному направлению.

3.  $C_M$ ,  $C_{II}$  и  $C_H$  — показатели ориентации соответственно основной массы, прослоев и зон нарушений.

4. Размах показателя дан для выборок объемом 14 испытаний.

На рис. 29 приведена микрофотография шлифа образца иольдиевой глины после разрушения одноосным сжатием. На микрофотографии четко выделяется зона интенсивной перестройки текстуры, обрамляющая трещину, вдоль которой отмечается преимущественная ориентация структурных элементов (светлые полосы). Если в зоне перестройки каолиновых паст количество участков, в пределах которых перестройка не произошла (см. рис. 28), мало, и они выражены нечетко, то в иольдиевых глинах такие участки занимают



Рис. 29. Зона перестройки текстуры в иольдиевой глине ненарушенного сложения при одноосном сжатии.

Николи +, ув. 200<sup>x</sup>

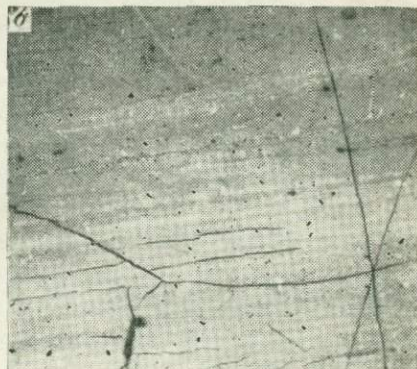
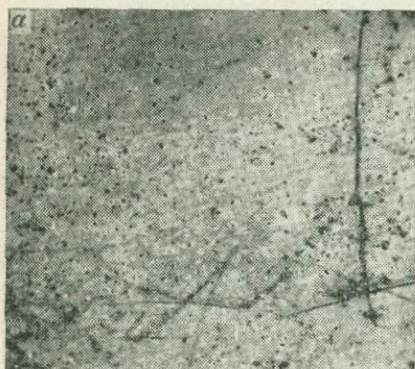


Рис. 30. Негативные фотографии шлифов образцов иольдиевой глины после одноосного сжатия.

а — верхняя часть образца; б — средняя часть образца. Ув. 15<sup>x</sup>

примерно 50% общей площади зоны перестройки в шлифе. Если сопоставить участки с сохранившейся текстурой внутри зоны перестройки с текстурой породы за ее пределами, можно видеть их идентичность.

На рис. 30 изображены негативные фотографии шлифов разных участков образца, испытывавшего предельное напряжение. Мезопоры в средней части образца (см. рис. 30, б) имеют четко выраженную пространственную ориентацию. Ось ориентации совпадает с направлением вертикальной нагрузки. В верхней части образца (см. рис. 30, а) такой закономерности не наблюдается, поры на этом участке беспорядочно разбросаны по всей площади шлифа.

Рис. 31 демонстрирует характерные для иольдиевой глины кривые сушки отдельных частей образца, испытывавшего состояние предельного равновесия. На рисунке кривая 1 характеризует потерю веса верхней части образца, а кривая 2 — средней. Общая потеря веса при сушке образцов в одном и том же режиме для средней части всегда ниже, чем для верхней и нижней. Аналогичная картина и в скорости потери веса.

После первого часа сушки образец из средней части потерял в весе 60 мг, из верхней — 65 мг, за второй и третий часы соответственно 120 и 127 мг и 155 и 167 мг.

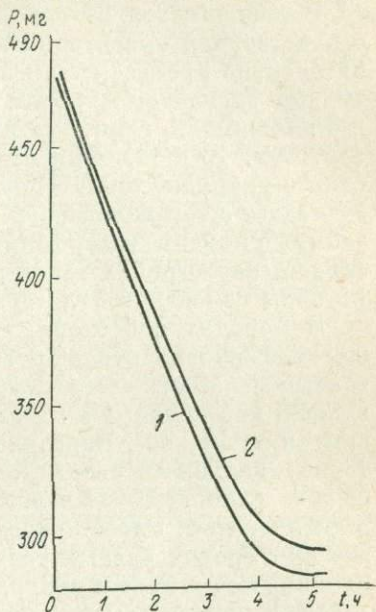


Рис. 31. Характерные кривые потери веса  $P$  во времени высушивания ( $t = 40^\circ$ ) образца иольдиевой глины.

1 — верх образца (участок 1—2); 2 — центр образца (участок 3—6)

### 3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Текстурный анализ глинистых пород, выполненный на различных этапах процесса одноосного сжатия, позволил выявить характерные черты поведения глинистой породы при одноосном сжатии и тем самым приблизиться к пониманию природы процесса.

Было установлено, что во всех водонасыщенных образцах, независимо от текстуры и минерального состава, одноосное сжатие при хрупком и хрупко-пластическом типах разрушения вызывает два вида деформации: деформацию сжатия и деформацию сдвига, следующие последовательно одна за другой. Деформация сжатия сопровождается улучшением пространственной ориентации глинистых частиц, агрегатов и блоков в направлении, перпендикулярном направлению нагрузки. Перестройка текстуры влечет за собой изменение

дифференцированной пористости и перераспределение влажности внутри образца.

В зависимости от исходной текстуры степень улучшения пространственной ориентации структурных элементов различна. Менее интенсивно процесс изменения пространственной ориентации структурных элементов протекает в пастах с упорядоченной текстурой и в иольдиевой глине, имеющей послойно-упорядоченную текстуру (см. табл. 10 и 11). Ориентация структурных элементов в образцах глин с упорядоченной и послойно-упорядоченной текстурой в целом совпадает с тем положением в пространстве, которое они (элементы) займут с момента завершения процесса одноосного сжатия. В данном случае, перестройка текстуры глинистой породы выражается в некотором изменении угла ориентации ( $5-25^\circ$ ).

В породах с беспорядочной текстурой при одноосном сжатии под действием нагрузки протекает практически коренная перестройка текстуры. Многие структурные элементы породы, приспособившись к наведенному в образце напряженному состоянию, поворачиваются на  $40-90^\circ$ . Переориентация элементов требует затрат достаточно большой энергии, которую двухкомпонентная система вода — глинистый минерал получает извне в виде нагрузки одноосного сжатия. Ранее приведенные данные (см. табл. 9) показывают, что при прочих равных условиях временное сопротивление сжатию каолинитовых паст с упорядоченной текстурой в два раза ниже сопротивления сжатию тех же паст с беспорядочной текстурой.

Прочность глинистой породы, в том числе и величина временного сопротивления сжатию, определяется рядом факторов, таких как минеральный состав, влажность (состояние), характер структурных связей, показатели текстуры и других. Чтобы изучить влияние показателей текстуры на прочность глинистых пород, следовало исключить все факторы, кроме текстурных. С этой целью авторами изучались мономинеральные пасты с заданными текстурой и свойствами.

Величина деформации сжатия неодинакова по всей высоте образца, о чем свидетельствует неравномерное улучшение пространственной ориентации частиц и агрегатов, а именно наблюдается зона максимального улучшения ориентации в центральной части образца с постепенным ухудшением к торцам (см. табл. 10 и 11). Неоднородность деформации сжатия хорошо прослеживается также по изменению мезопористости, изученной в шлифах. Как видно на негативных снимках шлифов (см. рис. 30), мезопоры в средней части образца расположены в пределах отдельных прослоев и имеют четко выраженную пространственную ориентацию, направление которой перпендикулярно направлению действующей нагрузки при одноосном сжатии. Мощность таких прослоев  $0,1-0,3$  мм. Они чередуются с прослоями той же мощности, но почти не содержащими мезопор. В верхней и нижней частях образцов, прилегающих к торцам, такой закономерности в распределении мезопор не наблюдается. Поры в приторцевых частях образца не имеют преобладающей простран-

ственной ориентации, а беспорядочно разбросаны по всей площади шлифа. Наблюдается также различие и в размерах мезопор. В верхней и нижней частях образца диаметр мезопор больше, а в средней части меньше 0,1 мм (средняя часть деформирована сильнее).

Интересны также изменения в распределении влажности по высоте образца, испытавшего одноосное сжатие. Косвенно эти изменения оцениваются по кривым сушки (см. рис. 31). Как правило, общая потеря веса и скорость потери веса в процессе высушивания образца при постоянной температуре в термопечи в средней его части всегда ниже, чем в верхней и нижней. Это явление, по-видимому, связано: с уменьшением пористости в количественном и качественном отношении (уменьшение размера пор); с изменением структуры поровой воды (относительное увеличение содержания связанной воды); со снижением водопроницаемости. Таким образом, результаты анализа кривых сушки также свидетельствуют о неоднородности деформации образца. Максимум деформации достигает в центральной его части. Эти данные полностью согласуются с полем напряжений полученным методом фотоупругости (см. рис. 23).

Наиболее однородное поле напряжений в центральной части цилиндрического образца, подвергнутого одноосному сжатию. В приторцевых частях образца напряженное состояние более сложное (и далеко не одноосное). Ясно, что максимальное улучшение (не перестройка) пространственной ориентации должно наблюдаться в пределах области — поля с однородным напряженным состоянием.

В области максимальной деформации, в центральной части образца, наблюдаются зоны концентрации напряжений на участках, сложенных глинистыми частицами, зажатыми между более прочными структурными элементами, такими, как зерна кварца и прочные агрегаты. Более четко такие зоны фиксируются в образцах с беспорядочной текстурой. Для них оптическим методом установлены повышенные показатели ориентации глинистых частиц и агрегатов, зажатых между крупными блоками и песчаными зернами неглинистых минералов. Чтобы оценить различия в изменении текстур разных частей образца, показатель ориентации  $S$  в шлифах определяли отдельно для основной массы шлифа и участков глинистой массы, зажатых между крупными зернами. В средней части образца он оказался равным соответственно 20—35 и 52—72. Следовательно, если в основной массе породы текстура класса Т-1 и Т-2 в процессе одноосного сжатия трансформируется в текстуру класса Т-3, то на участках между крупными структурными элементами она достигает текстуры класса Т-4, т. е. становится практически аксиальной.

Скорость приложения нагрузки оказывает влияние на степень текстурных изменений, вызванных деформацией сжатия. Чем меньше скорость сжатия, тем значительнее изменение текстуры, основная тенденция которого состоит в улучшении пространственной ориентации глинистых частиц и агрегатов в направлении, перпендикулярном направлению действующей нагрузки. Особенно наглядно это

демонстрируется показателями ориентации центральной части образца (см. табл. 10 и 11).

Деформация сдвига на первом этапе сжатия образца сопровождается нарушением сплошности породы сетью трещин, направленных под определенным углом к основанию образца, а затем, после смещения одной части образца относительно другой, образованием оконтуривающих трещины участков с ориентированным вдоль зоны нарушения расположением глинистых частиц и агрегатов. Разрушение образца наступает без предварительной текстурной подготовки зоны разрушения. Касательные напряжения нарастают по мере роста вертикальной нагрузки, и в момент максимального (предельного) напряжения происходит разрыв породы сетью трещин, образующих зону нарушения образца.

На микрофотографиях шлифов, изображенных на рис. 28 и 29, четко выделяются участки перестройки пространственной ориентации элементов вдоль зоны смещения одной части образца относительно другой. Если разрушение образца происходит без смещения одной части по другой, то, несмотря на образование трещин, нарушающих сплошность породы, участков перестройки текстуры вдоль трещин не наблюдаются.

Характер зоны перестройки текстуры находится в прямой зависимости от исходной текстуры образца, формы и размеров структурных элементов, а также от скорости деформирования образца. При одноосном сжатии каолинитовой пасты с упорядоченной текстурой по схеме быстрого сжатия вдоль основной трещины, по которой произошло смещение, формируется зона перестройки пространственной ориентации структурных элементов. Ось ориентации последних перпендикулярна направлению трещины — сместителя. Мощность зоны перестройки текстуры меняется от 0,1 до 0,3 мм. Показатель ориентации внутри зоны перестройки равен 50—57. Зона перестройки не имеет строгой прямолинейной направленности. Она отражает в несколько сглаженном виде поверхность трещины, по которой произошло смещение, образуя изгибы в местах, где в образце встречаются более прочные, чем основная масса, включения (зерна кварца, крупные прочные блоки и т. д.).

Зона перестройки в каолинитовых пастах с упорядоченной текстурой, подвергнутых испытаниям по схеме медленного сжатия, выражена более четко. Показатель ориентации структурных элементов внутри зоны изменяется от 67 до 88 (при быстром сжатии от 50 до 57). Зона перестройки состоит из отдельных полос толщиной 0,03—0,04 мм при общей мощности зоны разрушения 0,2—0,3 мм.

Зона разрушения каолинитовых паст с беспорядочной текстурой значительно отличается от описанных выше зон разрушения паст с упорядоченной текстурой. Зона разрушения в глинистых породах с беспорядочной текстурой представлена системами трещин, каждая из которых является отрезком ломаной линии, проходящей по менее прочной глинистой массе образца и минуя прочные включения. К этой системе трещин приурочены участки небольшой протяженно-

сти и мощности, в пределах которых произошла перестройка пространственной ориентации: глинистые частицы и агрегаты располагаются в направлении зоны разрушения.

Зона разрушения иольдиевой глины с естественной послойно-упорядоченной текстурой похожа на зону разрушения глинистых паст с упорядоченной текстурой. Однако мощность ее почти в 10 раз больше и достигает 1—3 мм. Строение зоны разрушения аналогично строению зоны разрушения каолинистых паст с упорядоченной текстурой. Здесь также наблюдаются отдельные бороздки, внутри которых показатель ориентации различен. Показатель ориентации структурных элементов внутри зоны колеблется от 64 до 84.

Угол наклона зоны разрушения к основанию образца тесно связан с минеральным составом породы, с ее текстурными особенностями и с характером структурных связей. При одном и том же минеральном составе (каолинит) в образце с упорядоченной текстурой угол наклона зоны разрушения к основанию образца меньше, чем в образце с беспорядочной текстурой. В иольдиевой глине, состоящей главным образом из глинистых минералов группы гидрослюды и каолинита, отличающейся большой дисперсностью материала, даже при упорядоченной текстуре угол наклона зоны разрушения значительно выше, чем у каолинистых с упорядоченной текстурой (табл. 12).

Таблица 12

Углы наклона зоны разрушения к основанию образцов глины с разной текстурой

Каолинистая паста		Иольдиевая глина
беспорядочная	упорядоченная	упорядоченная
60/4	47—50/8	55—62/16

Примечание. В числителе — угол наклона (град), в знаменателе — число определений.

Различия в углах наклона зоны разрушения каолинистых паст с упорядоченной текстурой и иольдиевых глин с послойно-упорядоченной текстурой можно объяснить наличием в составе иольдиевой глины значительного количества гидрослюды и значительно более прочными, чем в пастах, природными структурными связями.

Степень ориентации глинистых частиц и агрегатов на участке перестройки текстуры вдоль зоны разрушения, формирующейся при смещении одной части образца относительно другой, и ширина этого участка также связаны с исходной текстурой и минеральным составом образца. В образцах с беспорядочной текстурой вдоль зоны разрушения наблюдаются лишь небольшие по протяженности участки, сложенные глинистыми частицами и агрегатами, ориентированными вдоль зоны нарушения. В образцах же с упорядоченной текстурой

эти участки тянутся практически вдоль всей зоны разрушения, ширина их зависит от исходной степени ориентации и минерального состава породы. Чем выше степень ориентации структурных элементов в исходном образце, тем шире участок перестройки текстуры вдоль зоны разрушения.

Подводя итоги обсуждению механизма деформирования глинистых пород в условиях одноосного сжатия и соответственно механизма изменения их текстуры, можно отметить следующее.

С начала одноосного нагружения образца в нем начинается изменение текстуры, заключающееся либо в перестройке, либо в улучшении пространственной ориентации глинистых частиц и агрегатов относительно направления приложения нагрузки. Под перестройкой текстуры авторы понимают изменение типа текстуры. Это относится главным образом к образцам с беспорядочной текстурой, в которых в процессе одноосного сжатия текстура типа Т-2 переходит в текстуру типа Т-3. Под улучшением текстуры понимается увеличение степени ориентации глинистых частиц и агрегатов в рамках одного типа текстуры. При этом увеличивается показатель ориентации  $S$  и уменьшается угол разброса выхода нормалей  $\alpha^*$ . По мере увеличения вертикальной нагрузки увеличивается интенсификация текстурной перестройки.

Текстурные изменения протекают неодинаково по всей высоте образца, в центральной части его выделяется зона максимальных изменений. Так как перестройка и улучшение пространственной ориентации структурных элементов под действием одноосного сжатия направлены на более компактную укладку глинистых частиц и агрегатов в направлении, перпендикулярном действию нагрузки, они приводят к уменьшению пористости и увеличению объемной плотности образца. Степень уменьшения пористости и соответственно увеличения объемной плотности также неодинакова по высоте образца. Она имеет максимум в области максимальной текстурной перестройки. Наиболее четко зоны максимальных изменений текстуры и свойств выделяются в образцах иольдиевой глины.

Изменение текстуры глины протекает на протяжении всего испытания, вплоть до приложения к образцу разрушающей нагрузки, после чего в нем появляются трещины, нарушающие сплошность породы. При этом никаких текстурных изменений в породе в окрестностях зоны разрушения не наблюдается. Последующее увеличение нагрузки приводит к смещению одной части образца относительно другой по образовавшейся трещине. В момент смещения происходит поворот глинистых частиц и агрегатов вдоль трещины и укладка их базисом в направлении смещения. Таким образом, появляется зона текстурной перестройки (зона сдвига). Ширина зоны текстурной перестройки связана главным образом с исходной текстурой образца. Чем выше степень ориентации структурных элементов в исходном образце, имеющем упорядоченную текстуру, тем шире зона перестройки ее в направлении нарушения. В образцах с беспорядочной текстурой зона перестройки практически не выявляется, отмечают

лишь отдельные небольшие участки, на которых пространственная ориентация частиц и агрегатов совпадает с направлением зоны разрушения.

Анализируя изменение текстуры водонасыщенных глинистых пород при одноосном сжатии, можно представить себе механизм потери прочности следующим образом. Образец, подвергнутый прочностным испытаниям, испытывает два основных вида деформаций: деформацию сжатия и деформацию сдвига. Эти деформации, если рассматривать их на мезоуровне, протекают в образце не одновременно, а следует одна за другой\*. Сразу же после загрузки образца вертикальной нагрузкой в нем под действием нормальных напряжений начинается деформация сжатия. В процессе деформации сжатия происходит изменение текстуры, выраженное в виде улучшения пространственной ориентации глинистых частиц и агрегатов в направлении, перпендикулярном действию нормальных напряжений. Изменение текстуры сопровождается уменьшением пористости и увеличением объемной плотности образца и направлено на его упрочнение. Известно (правда для материалов с жесткими связями), что напряжения в одноосно нагруженном образце распределяются неравномерно, а имеют максимальные значения в центральной части образца. Изолинии напряжений в этой части образуют ядро. Очевидно, максимальная деформация сжатия, в процессе которой нарастает упрочнение породы, в центральной части образца связана с максимальными напряжениями, действующими в этой части. Однако, судя по степени ориентации глинистых частиц и агрегатов внутри зоны максимальных текстурных изменений в направлении от центра образца к его боковой поверхности, деформации в этом направлении практически одинаковы. Вероятно, для пород с подвижными связями имеет смысл говорить о зоне максимальных деформаций не в виде ядра округлой формы, а в виде цилиндра, занимающего центральную часть образца.

По мере роста действия нормальных напряжений нарастает и действие касательных напряжений. Можно предположить, что в направлении действия касательных напряжений с ростом их значений растет деформация сдвига, выраженная в виде перестройки пространственной ориентации глинистых частиц и агрегатов, как бы подготавливающей зону разрушения. Однако в исследованных породах такой текстурной подготовки зоны разрушения не наблюдалось. Между тем в работах А. Надаи, А. Я. Туровской и других для пород с жесткими структурными связями и парафинов отмечается постепенное нарастание деформаций разрушения. Объяснить такое отклонение в поведении глинистых водонасыщенных пород в процессе разрушения можно следующими причинами. Постоянный рост главных напряжений приводит ко все большей упорядоченности текстуры, к большей плотности и прочности. Из теории прочности известно, что максимальные касательные напряжения, действующие

\* Зона контакта образца со штампом, испытывающая сложное напряженное состояние, в настоящей работе не рассматривается.

под углом  $45^\circ$ , к направлению главных напряжений, всегда по величине меньше последних в два раза. Следовательно, образец в процессе сжатия постоянно находится под действием вертикальных сил, по величине в два раза превышающих разрушающие касательные напряжения. Действие этих сил препятствует развороту частиц в направлении разрушения. Очевидно, в направлении зоны нарушения, до разрыва сплошности текстуры на отдельных участках образца происходят очаговые деформации подвижных структурных связей, представленных в исследованных породах коллоидными органическими веществами и водными пленками. В связи с тем, что принятые авторами методы исследования текстуры не позволяют отметить изменение подвижных связей аморфных коллоидных веществ в процессе деформации, а переформирование текстуры минеральной части образца в пределах зоны нарушения первоначально не происходит, невозможно зафиксировать текстурную подготовку зоны нарушения. Можно предположить, что к моменту, когда величина касательных напряжений превосходит предел прочности изучаемых пород, очаговые деформации связей, постепенно нарастая, складываются в зону, по которой происходит разрыв сплошности породы трещинами. В следующий момент загрузки образца даже незначительная нагрузка приводит к смещению одной части образца относительно другой. При этом происходит чисто механическая перестройка пространственной ориентации глинистых частиц и агрегатов, разворот их длинной, базисной стороной в направлении зоны разрушения — образуются зоны сдвига.

В процессе разрушения пород с жетскими структурными связями (скальных и плотных глинистых пород типа первичных днепропетровских каолинитов, которые изучались А. Я. Туровской) в направлении зоны разрушения также возникают очаговые нарушения первоначально наиболее слабых структурных связей. Нарушение связей приводит к выкалыванию отдельных крупных зерен и агрегатов, которые, освобождаясь от связи с основной массой, сравнительно легко поворачиваются в направлении действия касательных напряжений. Последнее связано с тем, что в плоскости, в которой произошло выкалывание зерен и агрегатов, действие касательных напряжений значительно выше действия главных напряжений. С дальнейшим ростом нагрузки возрастают касательные напряжения. В направлении их действия количество очагов нарушения структуры (микросдвигов) растет, что приводит к образованию зоны разрушения. Высказанные соображения о механизме разрушения глинистых пород, естественно, требуют тщательной экспериментальной проверки на образцах с различными минералого-петрографическими показателями, плотностью, влажностью и характером структурных связей.

Отмеченная выше закономерная связь скорости приложения нагрузки со степенью текстурной перестройки обусловлена процессом разворота глинистых частиц и агрегатов в плоскости действия главных напряжений, протекающим во времени. Чем медленнее нагружается образец, тем большее количество глинистых частиц

и агрегатов успеваает приспособиться к создавшемуся под действием данной нагрузки напряженному состоянию, выше степень ориентации глинистых частиц и агрегатов, выше плотность образца и для разрушения его требуется большая нагрузка. Такая закономерность и отмечена нами в иольдиевых глинах.

Особого обсуждения заслуживает вопрос о связи величины угла наклона плоскости разрушения к плоскости основания образца  $\alpha$  с минералого-петрографическими показателями породы. Авторами изучена зависимость угла  $\alpha$  от исходной текстуры породы. Выявлено, что чем выше степень упорядоченности текстуры, тем больше угол  $\alpha$  приближается к  $45^\circ$ ; в породах с низкой степенью упорядоченности текстуры и в породах с беспорядоченной текстурой угол  $\alpha$  имеет значение  $55-65^\circ$ .

Наличие зависимости свидетельствует о связи показателей текстуры с прочностными характеристиками (главным образом с углом внутреннего трения  $\varphi$ ) глинистых пород.

В настоящее время при испытаниях образцов на прочность одноосным сжатием для оценки угла внутреннего трения  $\varphi$  используют формулу  $\alpha = 45^\circ + \varphi/2$ , выведенную из уравнения Кулона (условие прочности грунта):

$$\tau = \sigma_n \cdot \operatorname{tg} \varphi + C,$$

где  $\sigma_n$  — напряжения, нормальные к площадке сдвига.

Изучаемые иольдиевые глины при испытании их одноосным сжатием разрушались по плоскости, составляющей с плоскостью основания образца угол  $55-62^\circ$ , следовательно, угол внутреннего трения в этих породах меняется от  $20$  до  $34^\circ$ . Вызывает сомнение, что такие слабые породы, как иольдиевые глины, разрушающая нагрузка которых не превышает  $0,82 \text{ кг/см}^2$  при медленном нагружении, могут иметь столь высокое значение угла внутреннего трения. Следует учесть, что естественная влажность в этих породах почти всегда выше предела текучести.

Очевидно, приведенная формула не является универсальной; требуется дополнить ее некоторым поправочным коэффициентом, учитывающим физическое состояние породы. Как вычислять поправочный коэффициент, сейчас сказать трудно. Возможно, для его вычисления потребуются учитывать поровое давление, дисперсность, влажность, минеральный состав или текстурный показатель. Ясно одно, что приведенной формуле нельзя оценивать угол внутреннего трения для всех без исключения глинистых пород.

Существенным, на наш взгляд, является тот факт, что текстурная перестройка глинистых частиц и агрегатов в зоне сдвига возникает лишь при смещении одной части образца относительно другой. При дальнейшей, более детальной проработке этого вопроса, вероятно, можно будет говорить о критической нагрузке разрушения для данного типа пород, превышение которой приводит к текстурной перестройке в зоне нарушения, а следовательно, к деформации породы. Естественно, что трещины, нарушающие сплошность

текстуры в водонасыщенных глинистых породах, долго оставаться открытыми не могут, они залечиваются. Глинистая горная порода, претерпевшая состояние предельного равновесия и даже разрушенная сетью трещин, в процессе литогенеза упрочняется, трещины залечиваются, и от бывшей зоны разрушения не остается следов.

Иначе будет протекать процесс литогенеза в породе, в которой под действием внешней нагрузки произойдет сдвиг с образованием зоны перестройки текстуры. Как бы ни упрочнялась порода в процессе литогенеза, эта зона остается в ней навсегда, и будет слабым местом породы. Последующие геологические и инженерно-геологические процессы могут быть, в первую очередь, приурочены к этим ослабленным участкам (фильтрация, оползни, обвалы и т. д.).

Очевидно изучение зон разрушения в глинистых породах должно представлять интерес не только для специалистов инженерной геологии, но и для специалистов, занятых в других отраслях геологических наук. Например, Т. Т. Клубовой [45] установлена связь ослабленных зон, образовавшихся в результате микросдвигов в процессе литогенеза, с путями миграции нефти и газа.

Специалистов по тектонике часто интересует вопрос о перемещениях пород по трещинам, от решения которого зависит типизация трещин. Учитывая результаты разработок, выполненных авторами, можно рекомендовать использовать текстурный анализ для различения диаклазов от параклазов. Вдоль параклазов должны располагаться зоны перестройки текстуры. При этом речь идет не только о глинистых породах. Известно, что трещины в скальных породах часто выполнены милонитом или глиной трения. Изучая текстуру милонита, видимо, можно решать вопрос о смещении породы по трещине или зоне милонитизации. Возможности анализа текстур должны заинтересовать также и специалистов, занимающихся ползучестью скальных массивов и оползнями в скальных породах. Оползни в скальных породах часто встречаются в горно-складчатых областях, по своему масштабу они, как правило, значительно превышают оползневые тела в песчано-глинистых породах, и могут приносить значительный ущерб народному хозяйству.

## НЕОБРАТИМЫЕ ТЕКСТУРНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ПОРОДАХ ПРИ ОДНОПЛОСКОСТНОМ И МНОГОПЛОСКОСТНОМ СДВИГАХ

### 1. ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Лабораторные исследования необратимого изменения текстуры породы, сопровождающего различные виды ее деформации, показали, что текстура является надежным индикатором деформации. Прежде чем приступить к изучению изменений текстуры в ходе деформирования горных пород в природных условиях, главным образом при их оползневом смещении, проведен сравнительный анализ текстурных изменений в образцах пород, отобранных из зон оползневого смещения, выделяемых визуалью, и изменений текстуры образцов пород при их испытании на прочность в лабораторных условиях.

Было установлено, что характер необратимого изменения текстуры пород в зоне оползневого смещения аналогичен необратимому изменению текстуры породы при испытаниях на сдвиг. К аналогичному выводу пришел в своих исследованиях И. С. Чаленко [139]. Эти результаты позволили принять одноплоскостной и многоплоскостной сдвиг (перекашивание) в качестве методов модельных испытаний, проведенных на образцах пород, отобранных на оползневом участке Финбанк. Участок Финбанк был выбран в качестве объекта детального исследования оползневых накоплений.

Для модельных испытаний из трех слагающих оползневой склон литологических разностей были выбраны синие глины, как наиболее опасные в оползневом отношении.

Сплошная колонка образцов пород для исследования была отобрана вдавливаемым грунтоносом. Эксперименты проводились сериями по четыре образца, отобранными из одного монолита. Для каждого образца определяли исходную текстуру породы и текстуру после испытания. Физико-механические свойства породы приведены в табл. 13.

Испытания пород одноплоскостным сдвигом проводили на сдвиговых приборах конструкции Гидропроекта, а при испыта-

Таблица 13

Размахи показателей физико-механических свойств синих глин

Плотность, г/см <sup>3</sup>	Объемная масса, г/см <sup>3</sup>	Объемная масса скелета, г/см <sup>3</sup>	Естественная влажность, %	Степень водонасыщенности	Сцеplение, кгс/см <sup>2</sup>	Угол внутреннего трения
2,69—2,70	1,94—2,02	1,49—1,61	23—25	0,95—1,00	0,24—0,25	32°

ниях многоплоскостным сдвигом одно кольцо высотой в 2 см заменили пятью кольцами и, таким образом, вместо одной плоскости получали пять плоскостей сдвига с интервалом между ними в 2 мм, деформация образца при этом имитировала перекашивание. Образцы породы с ненарушенной структурой вырезали в кольцо и помещали в резиновую оболочку, поверх которой надевали жесткие обоймы (одноплоскостной сдвиг) или разъемные кольца (многоплоскостной сдвиг). В течение двух суток образцы выдерживали под водой при вертикальной нагрузке, равной весу вышележащей толщи породы в природных условиях. Затем, не снимая вертикальной нагрузки, к образцу ступенями прикладывали горизонтальную нагрузку и выдерживали до условной стабилизации. Деформация от каждой ступени нагрузки при этом не должна была превышать 0,01 мм/мин. Испытания образцов серии проводили в следующем порядке.

Один образец доводили до разрушения в течение 113 мин. По результатам испытаний определяли параметры прочности (сцепление и угол внутреннего трения) и находили величину горизонтальной нагрузки, равной 60, 80 и 90% от разрушающей. Остальные три образца серии испытывали по той же методике нагружения ступенями до максимальных вертикальных нагрузок, равных 60, 80 и 90% от разрушающей. Последнюю ступень выдерживали в течение трех—восьми суток. Полного, абсолютного затухания деформации достигнуто не было.

Проведение испытаний сериями обусловлено желанием определить момент начала перестройки текстуры с тем, чтобы в дальнейшем по мере накопления материалов получить текстурный показатель, на основании которого можно было бы оценить потенциальную устойчивость пород склона.

В связи с тем, что метод многоплоскостного сдвига изучен недостаточно, по заданию ВСЕГИНГЕО НИСом Гидропроекта были выполнены исследования по определению напряженного состояния образцов, испытанных методом перекашивания. Пространственное распределение напряжений определялось на моделях из упругих, прозрачных, оптически активных материалов (игдантина и ЭД-5-МТГФА).

Оптически активные материалы в напряженном состоянии обладают свойством двойного лучепреломления. При просвечивании модели поляризованным светом наблюдается интерференция световых волн в виде картин полос изохром и изоклин, характеризующих распределения разностей главных напряжений  $\sigma_1 - \sigma_2$  и углов наклона главных площадок  $\varphi$  [1,91].

Игдантин, изготовленный из фотожелатина, глицерина и дистиллированной воды, является упругим с низким модулем упругости ( $E = 0,25 - 3,0$  кгс/см<sup>2</sup>) и высокой оптической чувствительностью ( $\sigma_0^{10} = 0,04 - 0,16$  кгс/см) материалом. Коэффициент Пуассона  $\mu = 0,5$ .

Материал ЭД-5-МТГФА получается в результате отверждения эпоксиной смолы отвердителем МТГФА при специальном температурном режиме. Материал обладает свойством, позволяющим закреп-

пять, «замораживать» полученные деформации. Из замороженной под нагрузкой модели вырезают отдельные сечения и рассматривают их в поляризованном свете.

Оптическая постоянная материала при температуре замораживания  $\sigma_0^{10} = 0,3$  кгс/см. Коэффициент Пуассона  $\mu = 0,5$ . Модуль упругости  $E \approx 200$  кгс/см<sup>2</sup> [67]. Сочетание этих двух материалов при моделировании позволяет получить полные данные о распределении главных и касательных напряжений в модели в области упругих деформаций.

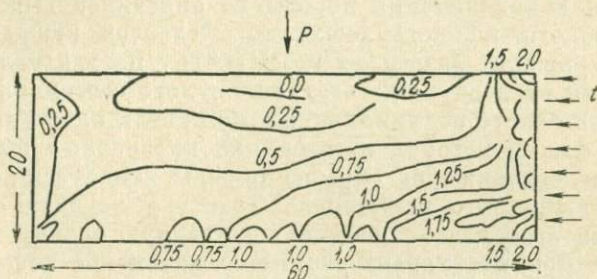


Рис. 32. Поле максимальных касательных напряжений  $\tau_{\max}$  в плоской модели диаметрального сечения образца при многослоистном сдвиге. Значения напряжений даны в долях  $P : d$ , размеры сечения в мм

Напряжения в плоских моделях определены методом численного интегрирования дифференциальных уравнений равновесия на основе построения поля касательных напряжений [1, 93, 94]. Напряжения в диаметральном сечении пространственной модели специального образца определены по схеме решения осесимметричных задач [68]. На модели экспериментально определены значения  $\sigma_r - \sigma_z$  и  $\tau_{rz}$  в диаметральном сечении образца. Испытывались модели двух размеров:  $2 \times 6$  и  $4 \times 12$  см. При исследовании рассматривалось диаметральное сечение образца в виде пластины, нагруженной вертикальной и горизонтальной нагрузками. Словом, условия проведения испытаний и размеры образца ( $2 \times 6$  см) были аналогичны условиям опыта и размеру образца породы при испытании методом перекашивания. Чтобы обеспечить устойчивость при сдвиге модели, приготовленной из оптически активного материала, в основание ее укладывали мелкозернистую наждачную бумагу. Вертикальную нагрузку на верхний штамп передавали через длинные тяги, что обеспечивало его подвижность. Между штампом и образцом прокладывали слой сырой резины, уменьшающей местные концентрации напряжений. При установке в термостат для «замораживания» напряжений система нагрузки была повернута на  $90^\circ$ . Таким образом, параллельность горизонтальных тяг обеспечивалась их точным отвесным положением. Картины распределения напряжений в двух моделях различных размеров достаточно близки. Как видно из рис. 32, наиболее

равномерное распределение касательных напряжений в модели наблюдается в центральной части образца. По поверхностям контакта отмечаются местные концентрации напряжений. Поэтому при изготовлении шлифа из породы после испытания ее образца в приборе перекашивания пластина вырезалась из центральной части образца на всю высоту кольца (2 см).

## 2. ИЗМЕНЕНИЕ ТЕКСТУРЫ ПОРОДЫ ПРИ ОДНОПЛОСКОСТНОМ И МНОГОПЛОСКОСТНОМ СДВИГАХ

По окончании испытания породы по описанной выше методике одноплоскостного и многоплоскостного сдвигов каждый образец породы разгружали, разрезали по диаметру на два полуцилиндра и высушивали на воздухе до воздушно-сухого состояния. Затем из средней части одного полуцилиндра выпиливали пластину размером  $2 \times 2 \times 1$ , см, из которой изготовляли прозрачный шлиф. Шлиф приготавливался также из образца породы ненарушенного сложения, не подвергнутого испытанию. Текстуру изучали оптическим методом. При этом давали полуколичественную оценку показателя ориентации. Данные, характеризующие изменение текстуры глин при одно- и многоплоскостном сдвигах, а также данные об условиях проведения экспериментов приведены в табл. 14.

Исследованиями было установлено, что в ходе испытаний водонасыщенных глинистых пород методом одноплоскостного и многоплоскостного сдвига в местах смещения одной части образца относительно другой отмечается изменение текстуры, которое выражается в упорядочении пространственной ориентации глинистых частиц и агрегатов в направлении смещения. Перестройка текстуры начинается не сразу после приложения сдвигающей нагрузки, а лишь после небольшого (до 0,3 мм) смещения. Как видно из табл. 14, при нагрузке, равной 60% от разрушающей, в образцах, испытанных одноплоскостным и многоплоскостным сдвигами, зоны смещения с измененной по сравнению с исходной текстурой породы не наблюдается. Деформация сдвига при этом (за вычетом мгновенной) равна 0,3—0,33 мм. В табл. 14 для пород, испытанных одноплоскостным сдвигом, приводится общая деформация. Для образцов, испытанных многоплоскостным сдвигом, дается суммарная деформация для всех плоскостей сдвига.

В образцах, испытавших напряжение от сдвигающей нагрузки, равной 80% разрушающей, в шлифах четко слеживаются зоны изменения текстуры, а показатель ориентации внутри зоны увеличивается до 65—70 по сравнению с его значением 20—25, характерным для глин в естественном залегании.

Зона изменения текстуры в начале деформирования представляет собой прослой породы различной толщины на отдельных участках. Внутри зоны отдельные структурные элементы ориентированы вдоль зоны. Средняя мощность зоны равна 0,15—0,20 мм.

От основной зоны изменения текстуры под углом 20—25° к направлению сдвига отходят отвержки небольшой протяженности (до

Необратимые изменения текстуры четвертичных глин оползневого склона Финбанк при одноплоскостном и многоплоскостном сдвигах

Структура	Текстура	Краткая характеристика текстуры	Мощность зоны сдвига, мм	Показатель ориентации		Условия опыта			Примечание
				в породе	в зоне сдвига	сдвига- ющей на- грузки, кгс/см <sup>2</sup>	деформа- ция сдви- га, мм	время, мин	
Псаммо-алевро-пелитовая	Беспорядочная	Отдельные структурные элементы не имеют пространственной ориентации	—	20	—	—	—	—	Исходный образец
		Одноплоскостный сдвиг	—	20—25	—	0,625	0,83	2160	Сдвигающая нагрузка составляет 60% от разрушающей
		Аналогична исходной с наложением участков, на которых 5—10% структурных элементов ориентированы в горизонтальном направлении	—	20—25	65	0,800	1,0	4320	Сдвигающая нагрузка составляет 80% от разрушающей
		Аналогична описанной выше, с появлением перестройки текстуры в зоне сдвига	0,15	20—25	65	0,800	1,0	4320	Сдвигающая нагрузка составляет 80% от разрушающей
		Ориентация частиц вдоль зоны	0,3	20—25	65—70	0,975	1,29	5760	Сдвигающая нагрузка составляет 90% от разрушающей
		То же	0,3	20—25	65—70	0,975	1,29	5760	Сдвигающая нагрузка составляет 90% от разрушающей
		» »	0,1	20—25	65—70	1,05	5,70	113	Образец разрушен
		Многоплоскостный сдвиг	—	20—25	65	0,53	1,99	4320	Сдвигающая нагрузка составляет 60% от разрушающей
		Аналогична исходной с наложением участков, на которых 5—10% частиц ориентированы в горизонтальном направлении	—	20—25	65	0,53	1,99	4320	Сдвигающая нагрузка составляет 60% от разрушающей
Наметились три зоны сдвига с расстояниями между ними 16—17 мм	0,2	20—25	65—70	0,72	3,63	2160	Сдвигающая нагрузка составляет 80% от разрушающей		
Четко видны четыре сдвига с расстояниями между ними 1,2—1,4 мм	0,9	20—25	70	0,81	5,56	11520	Сдвигающая нагрузка составляет 90% от разрушающей		
Четко видны четыре сдвига с расстояниями между ними 1,6—1,8 мм	0,08	20—25	65—70	1,05	5,70	113	Образец разрушен		

0,3—0,5 см). Вдоль них также отмечается преимущественная пространственная ориентация отдельных, слагающих эти участки структурных элементов (рис. 33). Подобное строение зоны изменения текстуры отвечает состоянию образца, при котором деформация сдвига не превышала 0,5 мм без мгновенной деформации.

При нагрузке равной 90% от разрушающей зона сдвига (зона изменения текстуры) приобретает уже более четкие контуры и имеет большую мощность. Мощность зоны изменения текстуры пропорциональна времени пребывания породы под нагрузкой. Чем больше время, т. е. чем длительнее эксперимент, тем больше мощность зоны перестройки (табл. 15). Для получения данных, помещенных в табл. 15, потребовалось выполнить по одной и той же методике на образцах-близнецах (три образца из одного монолита) испытания разной продолжительности.

Таблица 15

Зависимость мощности зоны изменения текстуры синей глины от времени приложения последней ступени вертикальной нагрузки

Время проведения эксперимента, мин	Мощность зоны изменения текстуры, мм
115	0,06
5 760	0,15
11 520	0,90

Как видно из табл. 15, при увеличении времени выдерживания образца под последней ступенью нагрузки в 100 раз мощность зоны перестройки увеличивается в 15 раз. Этот вывод подтверждается также результатами испытаний пород по схеме быстрого сдвига. Как на одноплоскостном, так и на многоплоскостном приборе быстрый сдвиг (113 мин) в синих глинах приводит к образованию зоны перестройки текстуры мощностью, не превышающей 0,05—0,1 мм.

Можно предположить, что если после начала изменения пространственной ориентации структурных элементов порода бесконечно долго остается в том же напряженном состоянии, при котором началось это изменение, то мощность зоны изменения текстуры будет увеличиваться до тех пор, пока она не достигнет некоторой предельной величины, соответствующей данному напряженному состоянию. Это обстоятельство, по-видимому, можно использовать при анализе оползней.

Например, если зона изменения текстуры породы, слагающей оползневое тело, развита хорошо, имеет достаточно большую мощность, а различие между показателями ориентации исходной и измененной текстуры свидетельствует о совершенной, коренной ее перестройке, то логично предположить, что смещение пород происходило длительное время. Напротив, при несовершенном развитии зоны

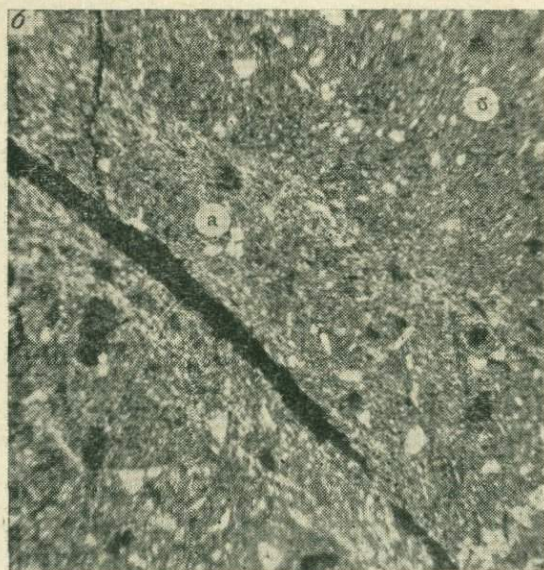


Рис. 33. Текстура в зоне сдвига синих глин, испытанных одноплоскостным сдвигом.

Время эксперимента: а — 113 мин; б — 11 520 мин; а — зона сдвига; б — основная порода. Никколи +, ув. 200<sup>x</sup>.

изменения текстуры можно, по-видимому, говорить о быстром движении пород по склону (оползни скольжения).

Эти соображения, разумеется, следует рассматривать только как предположение, а не вывод из результатов работ. Исследования изменения текстуры глин при их деформировании далеко не исчерпаны, и авторы считают, что ими сделан только первый шаг в этом направлении. Скорее всего, мощность зоны изменения текстуры, ее границы и характер текстурной перестройки будут многообразными в зависимости от типа оползня, геологического строения склона, состава, структуры, текстуры, состояния и свойств пород и ряда других факторов. Тем не менее приведенные в главе данные показывают, что анализ текстуры оползневых пород открывает еще один путь для решения сложных вопросов, возникающих при изучении оползней.

## ГЛАВА VI.

### ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ АНАЛИЗА ТЕКСТУРЫ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ОПОЛЗНЕЙ

Оползневые процессы широко развиты на территории нашей страны. Оползнями поражены такие территории, как Черноморское побережье Украины и Кавказа, долины многих рек Европейской части страны (Волги, Москвы, Днепра и др.), районы распространения лёссовых и глинистых пород. Оползневые процессы захватывают значительные территории и наносят существенный ущерб народному хозяйству страны. Некоторые территории распространения оползней изучаются несколько десятилетий. Например, оползни Одесского побережья изучают уже более 170 лет, Сочинского — 150 лет. Изучению оползней посвящено много работ [2, 9, 16, 17, 22, 23, 25, 26, 29—37, 42, 54, 77, 80—82], которые показывают, что оползневой процесс весьма сложен, а причины, вызывающие его, многообразны. В них детально рассматриваются инженерно-геологические характеристики пород, слагающих оползневые склоны, дается классификация оползней, анализируются причины, вызвавшие оползневые смещения горных пород, и предлагаются меры борьбы с ними.

В ряде работ содержатся попытки проанализировать механизм отдельных типов оползней и, опираясь на разработки механики грунтов, дать расчет устойчивости оползневых склонов. Кроме того, в некоторых работах приводится корректный количественный прогноз процесса [35, 77, 80]. Отдельные работы посвящены моделированию оползневого процесса [22, 87, 42].

Вопросам изучения оползневых явлений и борьбы с ними посвящаются совещания и конференции, труды которых содержат интересные материалы изучения конкретных оползней, теоретические разработки и результаты экспериментального изучения механизма процесса оползания пород. Однако до последнего времени среди причин, вызывающих оползневой процесс, редко называется минеральный состав породы, а среди диагностических признаков процесса — необратимые изменения структурно-текстурных особенностей глинистых пород.

Первые работы, отмечающие необходимость включения минералого-петрографического метода в комплексе методов исследования пород оползневых склонов, появились в шестидесятые годы [9, 82].

Изучение оползневых процессов с применением минералого-петрографического метода ведется в двух направлениях. Целью одного из них является оценка влияния минерального состава

глинистой фракции пород, слагающих оползневые склоны, на их устойчивость. В этом направлении ведут работы американские специалисты, которые установили, что устойчивость глинистых пород на склонах связана не только с минеральным составом глинистой фракции, но и с составом обменных катионов. Они считают, что глинистым породам, слагающим устойчивые склоны, свойственны катионы К и Na, а глины на неустойчивых склонах насыщены катионом Са.

Исследованиями П. В. Царева, Л. Г. Балаева и др. [54] при изучении оползневых процессов в глинистых породах Предкавказья было показано, что надежными критериями оценки активности оползневых процессов и исходными данными для их прогноза могут служить минеральный состав глинистой фракции и водно-физические свойства глинистых пород.

Л. А. Аносова [2], изучая минеральный состав глинистой фракции пород, слагающих оползневые склоны Волги, пришла к заключению, что при одном и том же минеральном составе глинистые фракции обладают различными показателями физико-механических свойств, которые изменяются в процессе смещения пород по склону. Изменение свойств пород автор объясняет рядом причин, важную роль он отводит распаду органического вещества на минеральные компоненты, изменению состава обменных катионов и содержания воднорастворимых солей.

Другое направление исследований предусматривает изучение изменения структуры и текстуры глинистых пород оползневых склонов с целью диагностики смещения пород и анализа характера их деформирования. Сюда можно отнести работы А. У. Скемптона [77], И. С. Чаленко [139], М. Н. Гольдштейна, А. Я. Туровской и др. [42].

А. У. Скемптон, изучая текстуру породы, отобранной из визуально установленной зоны оползневого смещения в уплотненных глинах, показал, что перемещение породы приводит к образованию тонких плоскостей с упорядоченной, направленной вдоль зоны смещения пространственной ориентацией глинистых частиц и агрегатов. М. Н. Гольдштейн, А. Я. Туровская и др. [42] приводят результаты исследования зон смещения, полученные при моделировании оползней течения района Адлер — Туапсе и глубоких оползней Одессы. Они показали, что оползневому смещению глинистой породы сопутствуют необратимые изменения пространственной ориентации структурных элементов в зоне смещения.

И. С. Чаленко [139] выполнил сопоставление текстуры породы, отобранной из зоны смещения оползня Чолтон — Руд (США), выделенной на основе данных визуального наблюдения, и текстуры глины из зоны сдвига, сформировавшейся при испытании консолидированной каолининовой пасты в лабораторных условиях методом чистого сдвига. Он указывает на тесную связь типов текстур, образовавшихся в результате природного оползневого смещения и в зоне сдвига при лабораторных испытаниях паст.

Как видно из анализа, пока, к сожалению, небольшого числа работ, посвященных применению минералого-петрографических ме-

тодов к изучению оползней, развитие этих методов является весьма полезным и перспективным для вскрытия механизма оползневой смещения глинистых пород, прогнозирования их поведения на склонах и определения эффективных методов борьбы с оползнями.

Располагая комплексом методов, позволяющих изучать текстуру глин качественно и получать ее количественные показатели, а также материалами, характеризующими изменения текстуры, вызванные различными видами деформации, авторы сочли возможным перейти к изучению природных (оползневых) деформаций по показателям необратимых текстурных изменений, сопровождающих эти деформации.

Детально был изучен оползневой участок Финбанк (г. Хоста), с меньшей детальностью — оползни месторождения Джижикрут (Таджикская ССР) и оползень Жуковка (г. Керчь). Кроме того, по отдельным образцам из скважин изучены текстуры глинистых пород и их изменение для ряда других оползневых участков.

### 1. ОПОЛЗНЕВОЙ УЧАСТОК ФИНБАНК (Г. ХОСТА)

На оползневом участке Финбанк было проведено изучение пород из пяти горных выработок, вскрывших разрез элювиально-делювиальных накоплений до коренных пород. Выработки проходили со сплошным отбором монолитов. Два шурфа было заложено в верхней, головной части оползневого тела, буровыми скважинами вскрыты его средняя и нижняя части\*.

Оползневыми смещениями затронуты элювиально-делювиальные четвертичные отложения и кора выветривания пород сочинской свиты верхнего олигоцена. Эти породы относятся к флишевой формации, слагающей юго-западное крыло ахунской антиклинали. Они залегают под углом  $32-36^\circ$  с падением на юго-запад  $196^\circ$ . Породы представлены частым чередованием песчаников, аргиллитов и реже алевролитов. Мощность отдельных прослоев колеблется от нескольких сантиметров до двух метров. В обнажениях коренных пород оползневого склона можно видеть, сколь различны эти породы в отношении устойчивости при выветривании. Наиболее устойчивыми являются песчаники, в обнажениях они нередко образуют гребни выдающихся на метр и более по отношению к плоскости обнажения останцов. Прослой аргиллита на этих участках уже разрушены, и отдельные их обломки скатились в виде осыпи к подножию обнажения. О большей устойчивости песчаников свидетельствует также характер их разрушения. В одних и тех же условиях выветривания в прослоях песчаника наблюдается сеть трещин, разбивающих их на крупные (до  $0,5-1,0$  м) глыбы, в то время как прослой аргиллита разбиты трещинами на мелкие ( $0,1$  м и меньше) фрагменты.

---

\* В проведении буровых работ большая помощь была оказана начальником Комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической партии А. В. Зарва, за что авторы выражают ему глубокую признательность.

В составе осыпи, как правило, преобладают мелкие, очень непрочные обломки аргиллита, сильно разрушенные, особенно в выступающих частях, легко разламывающиеся рукой, и крупные, угловатые обломки песчаника, которые лишь с трудом можно разбить молотком.

Различная устойчивость отдельных составных частей пород сочинской свиты по отношению к агентам выветривания не могла не сказаться на формировании элювиально-делювиальных отложений.

Элювиально-делювиальные отложения залегают преимущественно на склонах и выполняют углубления в рельефе пород сочинской свиты. Они представлены тремя литологическими разностями. Непосредственно на палеогеновых породах залегают глины серые, плотные с включением полуразрушенных обломков аргиллитов, реже песчаников и алевролитов. Мощность серых глин превышает 2—2,5 м. Выше залегают глины синие от туго- до мягкопластичных с редкими включениями обломков аргиллитов и песчаников, с частыми точечными включениями и разводами гумуса. Мощность синих глин увеличивается в направлении к нижней части склона от 0,5 до 6 м.

Таблица 16

Физико-механические свойства пород оползневого участка Финбанк (по данным Л. И. Одинцовой и Е. А. Воробьева [59])

Глины	Объемная масса, г/см <sup>3</sup>		Плотность, г/см <sup>3</sup>	Коэффициент пористости	Естественная влажность, %	Степень водонасыщения	Временное сопротивление сжатию, кгс/см <sup>2</sup>
	породы при естественной влажности	скелета					
Бурые	1,96	1,59	2,66	0,67	23,1	0,92	1,21
Синие	1,97	1,57	2,69	0,72	25,1	0,95	0,88
Серые	1,99	1,59	2,70	0,69	24,8	0,97	0,63

Верхняя часть разреза элювиально-делювиальных отложений сложена бурыми суглинками, сильно ожелезненными, неоднородными, с частыми включениями обломков песчаника различных размеров (от 1 до 10 см и более) и полуразрушенных обломков аргиллитов и алевролитов. Мощность бурых суглинков относительно стабильна и колеблется в пределах 2,5—3 м. Они сплошным чехлом покрывают накопления серых и синих глин. Между отдельными литологическими разностями элювиально-делювиальных отложений нет четкой границы. Как между глинами серыми и синими, так и между синими глинами и бурыми суглинками отмечается наличие переходного слоя, мощность которого меняется от нескольких сантиметров до двух метров.

Оценки средних значений показателей физико-механических свойств элювиально-делювиальных отложений приведены в табл. 16.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД ОПОЛЗНЕВОГО СКЛОНА

Изучение минерального состава верхнеолигоценых пород проводили оптическим методом в прозрачных шлифах с качественной оценкой их состава и структурно-текстурных особенностей. Минеральный состав глинистой фракции был изучен рентгеновским методом. Для изучения минерального состава пород сочинской свиты отбирали образцы из естественных обнажений, осыпей, из стенок шурфов и из обломков исходных пород в элювиально-делювиальных отложениях. Результаты исследования состава песчано-алевроитовой и глинистой фракции приведены в табл. 17.

Таблица 17

Минеральный состав пород сочинской свиты в районе г. Хоста

Породы	Минеральный состав			Наличие органического вещества
	песчаной и алевроитовой фракции	цемента	глинистой составляющей	
Песчаник мелкозернистый	Кварц, полевые шпаты, глауконит, обломки кремнистых, эффузивных пород и хлоритовых сланцев	Карбонатно-глинистый и карбонатный (железистый кальцит)	Гидрослюда, по обломкам эффузивных пород — каолинит	Форменные части растений в виде сгустков в глинисто-карбонатной массе
Аргиллит — глина сильно уплотненная — с прослоями алевролита	Состав тот же, но глауконит отсутствует	В алевролитовых прослоях карбонатно-глинистый	Гидрослюда, реже каолинит	То же
Алевролиты	Состав тот же, что и у песчаников	Карбонатно-глинистый	Гидрослюда, меньше каолинита	» »

Как видно из табл. 17, по данным петрографического исследования верхнеолигоценые породы представлены песчаниками мелкозернистыми, аргиллитами и алевролитами.

В песчаниках и алевролитах основная часть обломочного материала хорошо отсортирована. В ней преобладают сохранившиеся зерна кварца, полевых шпатов, кальцита, глауконита, реже чешуйки хлорита и обломки кремнистых, эффузивных пород и хлоритовых сланцев. Цемент преимущественно глинисто-карбонатный, реже чисто карбонатный. Карбонатный цемент чаще всего крупнозернистый и представлен железистым кальцитом. В составе глинистого цемента среди глинистых минералов преобладают гидрослюда и каолинит, из неглинистых — кальцит. Органическое вещество присутствует

в цементе в виде сгустков форменной части растений. Основная составная часть аргиллитов представлена глинистыми минералами группы гидрослюды, реже каолинита и пелитоморфными карбонатами. В виде алевритовой примеси присутствуют хорошо сохранившиеся зерна кварца, кальцита и реже полевых шпатов. Аргиллиты содержат значительно меньшее, по сравнению с песчаниками и алевролитами, количество органического вещества, представленного также сгустками форменных частей растений.

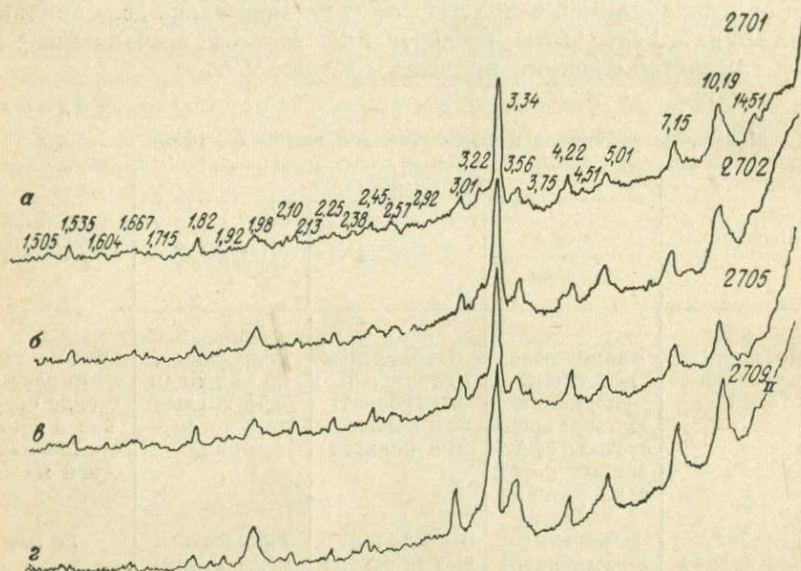


Рис. 34. Характерные дифрактограммы для разреза элювиально-делювиальных отложений оползневой участка Финбанк (сверху вниз): а — бурых суглинков; б — переходного слоя; в — синих глин; г — серых глин

Минеральный состав элювиально-делювиальных отложений изучали оптическим и рентгеновским методами. Оптическим методом качественно оценивали минеральный состав алевритовых и песчаных зерен неглинистых минералов, рентгеновским — минеральный состав глинистой ( $<0,005$  мм) фракции (табл. 18, рис. 34).

Как видно из табл. 18, включения, встречающиеся во всех литологических разностях элювиально-делювиальных отложений, представлены фрагментами верхнеолигоценых пород. В составе алевритовой и песчаной фракций присутствуют в основном продукты дезинтеграции этих пород. Наблюдаются некоторые закономерности в распределении обломочного материала по отдельным литологическим разностям.

В бурых суглинках преобладают угловатые обломки песчаников, встречаются обломки аргиллитов, а алевролиты присутствуют в виде редких включений. В синих и серых глинах содержание включений

Данные о минеральном составе элювиально-делювиальных глинистых отложений, залегающих на участке оползня Финбанк

Породы	Минеральный состав			Наличие органических остатков
	глинистой (< 0,005 мм) фракции		алевроитовой, песчаной фракции и обломков	
	Глинистые минералы	Неглинистые минералы		
Суглинки бурые	Гидрослюда, каолинит, меньше хлорита, слабая примесь монтмориллонита, окислов железа и алюминия	Кварц, кальцит, полевые шпаты (редко), глауконит, хлорит	Кварц, полевые шпаты, глауконит, кальцит, встречаются довольно частые включения обломков песчаника, реже аргиллита, и алевролита, хорошо сохранивших строение материнских пород *	Остатки в виде перегнивших корней растений
Переходный слой от суглинков бурых к глинам синим Глины синие	Тот же, но отсутствует монтмориллонит  Примерно в равных количествах, реже с преобладанием гидрослюда, присутствуют гидрослюда и каолинит, в верхней части слабая примесь хлорита, примесь окислов алюминия	Тот же  Кварц, кальцит, полевые шпаты	Тот же  Кварц, полевые шпаты, мелкокристаллические карбонаты, реже глауконит, очень редкие чешуйки мусковита. Обломки песчаника и алевролита с полуразрушенным цементом и окатыши аргиллитов	То же, но отмечается наличие точечных включений гумуса  В основном, точечные включения гумуса и органические разводы, реже перегнившие корни растений
Переходный слой от глины синей к глине серой Глина серая	Тот же  Как правило, преобладает гидрослюда, в меньшем количестве присутствует каолинит	Тот же  Кварц, кальцит, слабая примесь полевых шпатов	Тот же  Кварц, кальцит, реже полевые шпаты, отдельные зерна глауконита. Обломки аргиллита, алевролита и реже песчаника	Редкие точечные включения на участке синей глины  Органические остатки практически отсутствуют, редко встречается органическое дисперсное вещество, рассеянное по всей глинистой массе

\* Минеральный состав песчаников и аргиллитов сочинской свиты (табл. 17).

песчаников резко снижается, а содержание аргиллитов возрастает. В серых глинах наряду с остроугольными обломками аргиллитов появляются окатанные обломки аргиллитов, чаще всего округлой формы. Заметны различия и в сохранности естественного сложения этих пород в обломках. С глубиной, в направлении от бурых суглинков к серым глинам, наблюдается интенсивное разложение цемента песчаника и разрушение обломков аргиллитов. В песчаных и алевритовых включениях, при их примерно одинаковом минеральном составе, отмечено уменьшение содержания глауконита сверху вниз.

В составе глинистой фракции, несмотря на видимую однородность, отмечается как бы сортировка материала. Так, в бурых глинах среди глинистых минералов присутствуют хлорит и монтмориллонит, в то время как в породах нижележащих горизонтов (серых и синих глинах) монтмориллонит отсутствует совсем, а хлорит в виде очень слабой примеси встречается в верхней части синих глин и отмечен в одном образце серых глин. Гидрослюда практически преобладает в породах всего разреза, но в синих глинах очень часто содержание каолинита столь велико, что нельзя говорить о качественном преобладании гидрослюда, можно считать, что они с каолинитом присутствуют в равных количествах. В бурых суглинках наблюдается повышенное по сравнению с другими разностями элювиально-делювиальных отложений содержание окислов железа и алюминия. Об этом свидетельствуют пики 2,72; 2,55; 2,25; 2,01 Å и др. (см. рис. 34). На дифрактограмме бурых суглинков отмечается повышение фона в области больших углов и малых межплоскостных расстояний, что связано с наличием аморфных окислов железа и алюминия. Среди неглинистых минералов в бурых суглинках встречается глауконит, отсутствующий в нижележащих породах. Вообще, в составе бурых суглинков содержится большее число компонентов как в составе глинистой, так и в песчано-алевритовых фракциях по сравнению с синими и серыми глинами.

Обращают на себя внимание различия в составе и содержании органического вещества и окислов железа. Бурые суглинки содержат большое количество окислов железа, которые, как правило, обволакивают частицы и агрегаты глинистых минералов, собирая их в довольно прочные блоки, что сковывает их активность при взаимодействии с водой и увеличивает прочностные свойства. При фракционировании окислы железа концентрируются во фракции меньше 0,005 мм. Органическое вещество в бурых суглинках присутствует преимущественно в виде перегнивших корней растений, места концентрации которых отличаются повышенным содержанием окислов железа. В синих глинах окислы железа практически отсутствуют, железо присутствует в закисном виде, что придает им голубовато-синеватую окраску. Органическое вещество в синих глинах представлено в виде точечных включений дисперсной фазы и отдельных подтеков и разводов, равномерно распространенных по всей породе. Образцы, отобранные из скважины, имеют болотный запах. Органи-

ческие соединения гидрофильны, концентрируют вокруг себя значительное количество воды, за счет чего снижают прочностные свойства пород. В серых глинах органическое вещество практически отсутствует, редко встречаются дисперсные, рассеянные по всей массе включения.

Анализируя результаты исследования минерального состава и органического вещества элювиально-делювиальных отложений и пород сочинской свиты, можно предположительно охарактеризовать генезис оползневых накоплений на участке Финбанк следующим образом.

Нижний слой элювиально-делювиальных накоплений — серые глины — представляет собой элювий коры выветривания сочинской свиты, переработанный и перемещенный по склону и содержащий материалы подножной осыпи. Об этом свидетельствует наличие в серых глинах окатанных включений аргиллита, редкие включения песчаников и алевролитов, отсутствие органических включений и унаследованная от аргиллитов послойно-упорядоченная текстура. Помимо этого, в серых глинах во фракции меньше 0,005 мм преобладает гидрослюда, являющаяся основным глинистым минералом пород сочинской свиты.

Синие глины образовались преимущественно за счет продуктов разрушения аргиллитов, а также алевролитов и песчаников с глинистым, реже карбонатно-глинистым цементом, скопившихся у подножия склона в результате их выветривания. Об этом свидетельствует равномерное увеличение мощности синих глин сверху вниз по откосу. Синие глины сформировались в условиях восстановительной среды, что подтверждается наличием дисперсного гумуса в виде точечных включений и подтеков и закисных форм железа, образующихся в условиях кислородной недостаточности. Кроме того, в составе глинистой фракции синих глин при значительном содержании гидрослуды местами отмечается довольно много каолинита, иногда в равных с гидрослудой количествах.

Бурые суглинки образовались преимущественно за счет разрушения наиболее прочных пород сочинской свиты — песчаников и алевролитов с карбонатно-глинистым и карбонатным цементом и в меньшей степени за счет элювия аргиллитов. Об этом свидетельствует более неоднородный минеральный состав глинистой фракции бурых суглинков по сравнению с составом синих и серых глин и значительное содержание в алевролитовой и песчаной фракциях глауконита и хлорита, свойственных песчаникам описываемого района.

### **СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭЛЮВИАЛЬНО-ДЕЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

Структурно-текстурные особенности всех образцов изучены оптическим методом. Для отдельных, наиболее характерных образцов, отобранных из шурфов, определены показатели текстуры рентгеновским методом. Полученные при этом данные о структуре и текстуре

пород представлены на сводных колонках выработок. Примером подобной колонки для верхней части склона может служить табл. 19, для нижней части оползневого склона — табл. 20.

Таблица 19

Петрографическая характеристика пород оползневого склона Финбанк с выделением зон оползневого смещения

№ слоя	Интервал глубин, м	Порода	Структура, текстура	Характеристика зоны оползневого смещения					
				по оптическим данным		по рентгеновским данным			
				Интервал глубин, м	Мощность, см	Текстура	$P_{002}$	$P_{040}$	$K = \frac{P_{002}}{P_{040}}$
1	0,0— 2,35	Суглинок бурый, железненный с частыми включениями обломков песчаника и полуразрушенного аргиллита	Псаммо-алевро-пелитовая структура. Текстура беспорядочная и пленочно-беспорядочная, в алевритовых обломках — упорядоченная	1,60— 1,62	0,2	Упорядоченная	1,9	0,57	3,2
2	2,35— 2,85	Глина синяя с бурыми пятнами ожелезнения с точечными включениями гумуса	Алевро-пелитовая структура, текстура пленочно-беспорядочная	2,35— 2,60	25	Упорядоченная $C = 70-85$	1,83	0,68	2,7
3	2,85— 4,00	Глина серая плотная с включениями выветрелых обломков аргиллита	Алевро-пелитовая структура, текстура послойно-упорядоченная						

Средние значения показателей текстуры для каждой литологической разности пород приведены в табл. 21.

Исследованиями было установлено, что исходная структура бурых суглинков псаммо-алевро-пелитовая, текстура практически беспорядочная, реже блочно-беспорядочная, на многих участках пленочно-беспорядочная. Структурные элементы представлены глинистыми частицами, агрегатами и блоками, алевритовыми и песчаными зернами и угловатыми обломками осадочных пород от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Вокруг отдельных включений

Характеристика структуры и текстуры элювиально-делювиальных пород оползневого участка Финбанк (скв. 24)

№ слоя	Интервал глубин, м	Порода	Структура	Текстура	Зона сдвига		
					Интервал глубин, м	Мощность, см	Текстура
1	0,0—0,9	Культурный слой	—	—	—	—	—
2	0,9—3,0	Суглинок бурый с частыми включениями обломков песчаника, реже аргиллита (размер обломков 0,2—40 см)	Псаммо-алевро-пелитовая	Беспорядочная и пленочно-беспорядочная	—	—	—
3	3,0—3,5	Глина пестроцветная (переходный слой)	То же	То же	3,10—3,20	7—10	Упорядоченная, со следами течения
4	3,8—8,0	Глина синяя с редкими включениями обломков песчаника и разложившегося аргиллита (размер включений 0,2—1,2 см), с точечными включениями и примазками гумуса	Алевро-пелитовая	» »	4,8—4,9 6,2—6,45	10 20—25	То же » »
5	8,0—10,5	Глина пестроцветная (переходный слой)	Алевро-пелитовая	Пленочно-беспорядочная и послонно-упорядоченная	8,1—8,2 9,3—9,5	5—10 20—25	» » » »
6	10,5—11,5	Глина серая плотная с частыми, особенно в нижней части, включениями окатышей аргиллита и обломков песчаника	Алевро-пелитовая и псаммо-алевро-пелитовая	Послонно-упорядоченная	10,8—10,9	5—10	» »

Мезо- и микротекстуры глинистых пород, слагающих оползневой склон на участке Финбанк

Порода	Структура	Текстура		Показатели текстуры					
				Оптический метод		Рентгеновский метод			
		в теле оползня (исключая зону смещения)	в зоне смещения	Показатель ориентации $C = 1 - \frac{T_{\min}}{T_{\max}} \cdot 100\%$		Коэффициент ориентации $K = \frac{P_{002}}{P_{000}}$		Дисперсия текстуры $\alpha^{\circ}$	
				в теле оползня (исключая зону смеще- ния)	в зоне смещения	в теле оползня (исключая зону смеще- ния)	в зоне смещения	в теле оползня (исключая зону смеще- ния)	в зоне смещения
Суглинки бурые	Псаммо-алевро-пелитовая	Беспорядочная и пленочно-беспорядочная	—	0—15	—	Не определяли	—	—	—
Глина пестроцветная (переходный слой)	Псаммо-алевро-пелитовая и алевро-пелитовая	То же	Упорядоченная	0—15	50—85	0,7	1,3—2,7	Не определяли	—
Глина синяя	Алевро-пелитовая	» »	Упорядоченная со следами течения	0—20	50—85	0,7—1,1	2,7—4,0	26—58	10—12
Глина пестроцветная (переходный слой)	То же	Беспорядочная, пленочно-беспорядочная и послойно-упорядоченная	То же	0—50	50—90	Не определяли	—	—	—
Глина серая	» »	Послойно-упорядоченная	Упорядоченная	50—60	70—90	1,8	—	—	—

наблюдаются тонкие до 0,01 мм ориентированные глинистые пленки. Редко между отдельными крупными включениями отмечены небольшие участки породы с упорядоченной текстурой. Размер участков лимитируется размером включений и расстояниями между ними. Как правило, он не превышает 1—2 мм.

Структура синих глин в основном алевро-пелитовая, реже псаммо-алевро-пелитовая, беспорядочная. Структурные элементы представлены глинистыми частицами и агрегатами, алевритовыми, реже песчаными зернами и обломками аргиллитов со сглаженными углами и угловатыми обломками песчаника до нескольких сантиметров. Текстура беспорядочная и пленочно-беспорядочная.

Структура серых глин преимущественно алевро-пелитовая, в редких случаях псаммо-алевро-пелитовая. Структурные элементы представлены, так же как и в синих глинах, глинистыми частицами и агрегатами, алевритовыми зернами и окатанными включениями аргиллита. Текстура послойно-упорядоченная и пленочно-упорядоченная.

В синих и серых глинах вокруг крупных включений также отмечается наличие пленок глинистых минералов с упорядоченной ориентацией структурных элементов. Во всех включениях песчаников, алевролитов и аргиллитов сохранилось естественное сложение пород, в связи с чем при описании текстуры оптическим методом характер текстуры внутри включений характеризовался особо. При изучении текстуры рентгеноструктурным методом такого разделения провести невозможно, так как при построении полюсных фигур как прямых, так и обратных учитываются выходы нормалей всех частиц данного минерала. Если в образце, изучаемом рентгеновским методом, присутствует значительное количество обломков аргиллита с хорошо сохранившейся пространственной ориентацией структурных элементов внутри, то в этом случае показатели ориентации всего образца свидетельствуют о наличии одной или нескольких осей ориентации. На самом же деле, при изучении такого образца оптическим методом в шлифе можно видеть, что текстура основной массы беспорядочна, а преимущественное направление ориентации создается за счет ориентации структурных элементов, расположенных внутри отдельных включений аргиллита, которые ведут себя как монозерна. Подобные сложные текстуры можно правильно расшифровать, пользуясь лишь комплексом методов для изучения каждого из участков породы.

Структура и текстура породы переходных слоев на отдельных участках зависит от разностей глинистых пород, слагающих эти участки. На рис. 35 приведен геологический разрез оползневого склона Финбанк, на котором отражены данные о структурно-текстурных особенностях пород. В распространении отложений наблюдается закономерное увеличение мощности в нижней части склона суглинков бурых, синих и серых глин. Исключениями являются породы переходных слоев.

Особый интерес представляют четко выраженные зоны перестройки текстуры, встречающиеся в глинах синих, серых и породах

переходных слоев (пестроцветных) примерно через 2 м по мощности, по вертикали. Глинистые породы внутри этих зон характеризуются упорядоченным пространственным расположением отдельных структурных элементов, ось ориентации которых совпадает с нормалью к поверхности склона. Мощность зон породы с упорядоченной текстурой 5—30 см. Зоны мощностью порядка 5—7 см в разрезе пород чередуются с зонами мощностью 25—30 см (см. рис. 35 и табл. 19, 20).

Расстояние между отдельными зонами по вертикали около 2 м. Подобные зоны встречены во всех выработках, образцы пород из которых были изучены петрографическим методом.

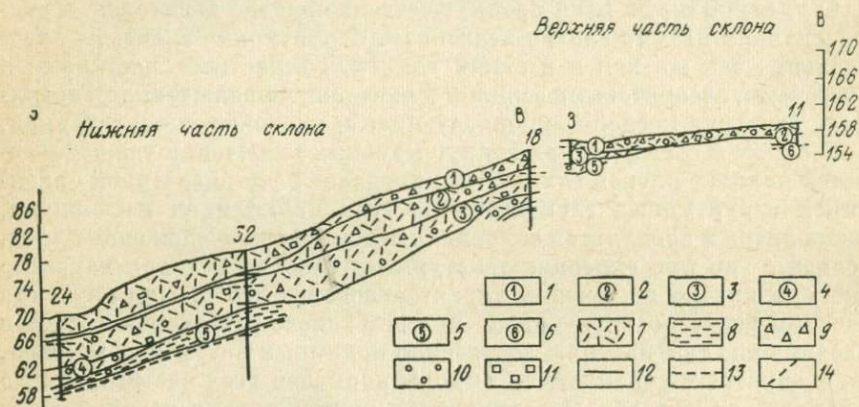


Рис. 35. Геологический разрез оползневого склона Финбанк г. Хоста.

1 — суглинки бурые, полиминерального состава (гидрослюда, каолинит, хлорит, монтмориллонит); 2 — переходный слой того же состава, но без монтмориллонита; 3 — глины синие каолинитово-гидроалюидного состава; 4 — переходный слой того же состава; 5 — глины серые гидрослюдисто-каолинитового состава; 6 — аргиллиты того же состава; 7 — текстура беспорядочная; 8 — текстура послойно-упорядоченная; 9 — включения песчаника; 10 — включения аргиллита; 11 — включения алевролита; 12 — зона смещения мощностью 20—30 м; 13 — зона смещения мощностью 5—10 см; 14 — трещина откола

Характер перестройки текстуры во всех зонах одинаков, включая зону оползневого смещения в серых глинах (шурф 11), которая проходит по контакту с подстилающими оползневые накопления аргиллитами. В ней визуально выделяется плоскость сдвига с зеркалами скольжения. На рис. 36 показаны микрофотографии шлифов синих глин, изготовленных из образцов, взятого вне зоны смещения (а) и из зоны оползневого смещения (б). В первом случае четко фиксируется беспорядочное расположение структурных элементов, во втором все структурные элементы имеют ориентированное расположение. В положении просветления это дает эффект псевдомонокристалла (рис. 36, б).

Данные модельных испытаний, проведенных авторами (гл. V), и данные натуральных наблюдений (зона смещения пород, вскрытая в шурфе 11) позволяют утверждать, что зоны оползневых глинистых накоплений с ориентированной текстурой представляют собой зоны

оползневых смещений. Присутствие в разрезе оползневых накопленных зон смещения различной мощности (5—7 и 25—30 см) может свидетельствовать о том, что по более мощным зонам происходили многократные смещения пород, а по зонам меньшей мощности — однократное.

В ходе полевых работ на оползневом теле Финбанк на расстоянии 1,5 м от скв. 24 (образцы пород из скв. 24 были подвергнуты текстурному анализу) была пробурена скважина, в которой методом крыльчатого зондирования изучались прочностные и деформационные свойства элювиально-делювиальных пород. Сопоставление данных

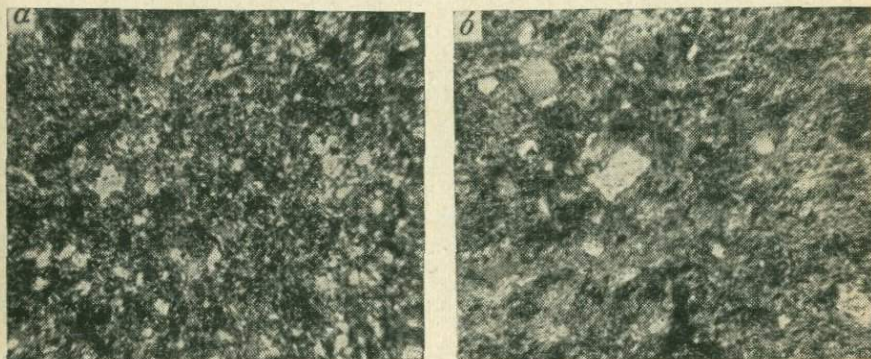


Рис. 36. Текстура элювиально-делювиальных синих глин:

а — в естественном залегании; б — из зоны оползневого смещения. Николи +, ув. 200<sup>x</sup>

о свойствах пород с показателями текстуры показало, что в пределах зон с ориентированной текстурой наблюдается четко выраженное снижение прочности пород [96].

Таким образом, детальное изучение текстур глинистых пород оползня Финбанк, дополненное полевыми испытаниями прочности и деформируемости пород, позволило сделать вывод о том, что сплошное по мощности пластическое течение оползневых накоплений здесь отсутствует. Смещение пород по склону происходит путем перемещения отдельных пачек мощностью около 2 м, на контакте между которыми формируются плоскости сдвига.

В пределах зон смещения строение породы нарушено, что выражается в изменении пространственной ориентации отдельных структурных элементов. Внутри зон смещения пород формируется четко выраженная упорядоченная текстура.

Глинистые частицы и агрегаты ориентируются в направлении зоны смещения. Породы между отдельными зонами смещения, по крайней мере в средней части тела оползня, перемещаются вниз по склону поступательно, без нарушения естественного сложения.

Наиболее опасными с точки зрения устойчивости на склоне являются синие глины. Как видно из разреза (см. рис. 35), в них имеется две-три зоны смещения.

Все выводы относятся лишь к зоне растяжения оползня (верхняя и средняя часть оползневого тела). Зона сжатия авторами не изучена.

## 2. ОПОЛЗНЕВОЙ УЧАСТОК ЖУКОВКА (Г. КЕРЧЬ)

Минералого-петрографическое изучение пород оползневого участка Жуковка было проведено по образцам, отобраным из двух скважин\*. Скважина 11 пройдена вне пределов оползневого тела в породах, не затронутых смещением. В ней отобраны образцы-монолиты примерно через 1,0—1,2 м и из каждой литологической разности. По данным полевой документации скважины и на основании данных изучения структуры и текстуры отобранных монолитов составлена геолого-петрографическая характеристика пород, слагающих участок Жуковка, за границами оползня.

Скважина 9 вскрыла разрез пород, слагающих оползневое тело. Поскольку по данным стационарных наблюдений, проводимых Крымской оползневой станцией, оползневые смещения приурочены к глинистым породам неогенового возраста ( $N_2S_2$ ), эти породы были пройдены путем сплошного отбора монолитов.

В районе оползня Жуковка верхняя часть разреза пород (в скв. 11 до 10 м, а в скв. 9 до 4,5 м) представлена суглинками от желтого до коричневого цвета с различной влажностью от тугопластичной до липкопластической консистенции. В нижней части разреза в суглинках отмечены включения гальки и щебня песчаника, известняка и друз гипса. Суглинки подстилают породы неогенового возраста. Это тонкослоистая толща глин, песков и алевроитов. Мощность отдельных прослоев колеблется от нескольких миллиметров до 10—15 см. Глинистые прослои, как правило, более мощные, чем песчаные и алевроитовые. Толща пород неогена разбита сетью трещин различной ориентации, некоторые трещины заполнены гипсом. Породы залегают почти вертикально, угол падения равен 65—70°. До глубины примерно 18—19 м (скв. 11) они подверглись выветриванию, в результате которого приобрели цвета различных оттенков — от коричневатого до зеленоватого.

Ниже коры выветривания (в скв. 11 с глубины 19 м, а в скважине 9 — с 9 м) породы имеют устойчивую темно-серую окраску.

### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА ПОРОД

Минеральный состав глинистой фракции изучали рентгеновским методом, песчано-алевритовой — оптическим в прозрачных шлифах. Структуру и текстуру пород исследовали оптическим методом в прозрачных шлифах и рентгеноструктурным методом с построением

---

\* Бурение скважин и отбор образцов выполнены сотрудниками Крымской оползневой станции по программе, намеченной авторами. Образцы пород были любезно предоставлены И. Ф. Ерышом.

прямых и обратных полюсных фигур. Для определения положения в пространстве структурных элементов, наблюдаемых в шлифах, по отношению к ориентировке оползневого тела необходимо достаточно строго ориентировать шлифы: перпендикулярно и параллельно напластованию, параллельно оси скважины.

В табл. 22 помещены данные о минеральном составе, структуре и текстуре неогеновых глинистых пород, являющиеся обобщением результатов изучения образцов из скв. 9 и 11. Таблица содержит характеристику текстуры пород в зонах смещения и сведения о местоположении и мощности зон.

Как видно из табл. 22, минеральный состав глинистой фракции выделенных слоев пород практически одинаков, лишь в верхней части разреза отмечается присутствие окислов и гидроокислов железа, свидетельствующих о значительной степени выветрелости. На основании качественной оценки минерального состава глин можно сказать, что преобладающими являются каолинит и гидрослюда, монтмориллонит присутствует в виде примеси. С глубиной содержание монтмориллонита уменьшается, а количество каолинита в породе возрастает, что особенно четко прослеживается в образцах из скв. 11. Среди неглинистых минералов в глинистой фракции преобладает кварц, в меньшем количестве присутствуют полевые шпаты.

Структура и текстура слоев глин неогена чрезвычайно сложна и разнообразна, особенно в верхней части склона, сложенной наиболее выветрелыми породами. В целом глинам свойственны пелитовая, реже алевро-пелитовая структура со структурными элементами, представленными глинистыми частицами и агрегатами, алевроитовыми, реже песчаными зернами неглинистых минералов.

Текстура пород весьма неоднородна и меняется в широких пределах. В верхней части разреза пород неогена в отдельных слоях зеленовато-серых глин текстура меняется от блочно-беспорядочной и блочно-упорядоченной до послойно-упорядоченной и упорядоченной по напластованию (см. табл. 22). С глубины примерно 6 м текстура породы как бы стабилизируется, отдельные структурные элементы имеют упорядоченное по напластованию пространственное расположение.

Интересно отметить, что несмотря на сложную неоднородную текстуру неогеновых отложений оползневого участка Жуковка, изменяющуюся от блочно-беспорядочной до упорядоченной, четко выделяются участки породы, текстура которой претерпела изменение в результате деформации. Такие участки встречены в глинах зеленовато-серых в интервале глубины 7,3—7,5 м и в глинах темно-серых, в интервале глубины 10,3—10,37 м. Здесь появилось новое направление ориентации структурных элементов — под углом 20—30° — к основному, характерному для описанных пород направлению ориентации элементов по напластованию. На участках изменения текстуры порода содержит значительное количество угловатых блоков, развернутых под разными, но небольшими углами к основному направлению ориентации структурных элементов в этой зоне

Характеристика неогеновых глин оползневого участка Жуковка по скв. 9

Интервал глубины, м	Порода	Минеральный состав	Структура	Текстура	Зона нарушения	
					интервал глубины, м	текстура
4,5—6,5	Глина зеленовато-серая, в нижней части слоя пластичная, ожелезненная, выветрелая, слоистая, с прослоями песка	Глинистые минералы — гидрослюды и каолинит (меньше монтмориллонита), окислы и гидроокислы железа. Неглинистые минералы — кварц, реже полевые шпаты и гипс	От псаммопелитовой до пелитовой	Неодинакова по отдельным слоям. Встречается блочная, блочно-беспорядочная, упорядоченная и послойно-упорядоченная	—	—
6,5—8,9	Глина от зеленовато-серой до темно-серой, выветрелая, плотная, пластичная, слоистая, углы падения слоев 60—70°	То же	Пелитовая и алевропелитовая	Упорядоченная по напластованию	7,3—7,5	Блочно-упорядоченная. Ось ориентации с осью ориентации основных слоев составляет угол 20—30° То же
8,9—12,2	Глина темно-серая с прослоями тонкозернистого песка, в верхней части ожелезненная, слоистая, угол падения слоев 60—70°	Тот же, но в глинистой фракции отмечается увеличение содержания каолинита и уменьшение монтмориллонита	Пелитовая и алевропелитовая	То же	10,3—10,37	То же

Примечание. Неогеновые глины перекрыты четвертичным суглинком мощностью 4,5 м.

(рис. 37). Внутри блоков сохранилась исходная упорядоченная текстура, свойственная ненарушенному сложению неогеновых пород. Последнее свидетельствует о том, что исходная текстура на описанных участках явно изменена деформациями. Авторы склонны считать их деформациями оползневых смещения, поскольку новое направление ориентации совпадает с направлением поверхности склона на оползневом участке.

Образование сложной блочно-упорядоченной текстуры в зоне перестройки легко объяснить. В коренном залегании слои неогеновых глин имеют угол падения  $60-70^\circ$ , текстура их упорядоченная по напластованию, поэтому полная перестройка текстуры в зоне смещения потребовала бы длительного времени, т. е. перемещение пород вниз по склону должно было бы происходить медленно, в течение времени, исчисляемого годами. Однако оползень Жуковка относится к оползням скольжения. Катастрофические подвижки, в частности на описываемом участке, протекают в течение нескольких часов. За это время в зоне смещения пород не могла сформироваться текстура, характеризующаяся упорядоченным вдоль зоны расположением отдельных структурных элементов (как это имеет место в оползне Финбанк). Только часть структурных элементов успела претерпеть существенное изменение пространственного положения, в результате чего появилось новое направление ориентации; другая же часть элементов представлена блоками, не успевшими разрушиться полностью вследствие природных структурных связей, они лишь развернулись в направлении смещения под некоторым углом.

На рис. 38, 39 приведены негативные снимки и микрофотографии шлифов пород с природной (исходной) текстурой и пород из зоны смещения.

На снимках четко видно различие в текстуре и прослеживается нарушение сплошности породы, сопровождающееся образованием зоны изменения текстуры. В этой зоне ясно видны отдельные блоки породы, сохранившие исходную текстуру. Пространство между блоками заполнено глинистой массой, имеющей упорядоченную пространственную ориентацию структурных элементов. Естественно, на основании исследования пород оползневых склонов лишь по двум скважинам нельзя судить о механизме оползневых процессов, да авторы и не задавались такой целью. Важно было показать возможность выявления зоны смещения пород, имеющих в коренном

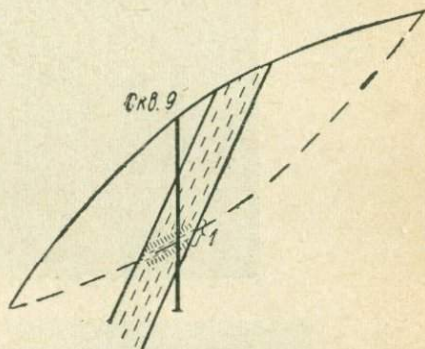


Рис. 37. Схема соотношений ориентации структурных элементов неогеновых глин на участке Жуковка в зоне смещения (I) и в породе, не претерпевшей деформации

залегании направление слоистости, не совпадающее с горизонтальным направлением. Кроме того, требовалось оценить характер текстурных изменений в выделенной зоне смещения.

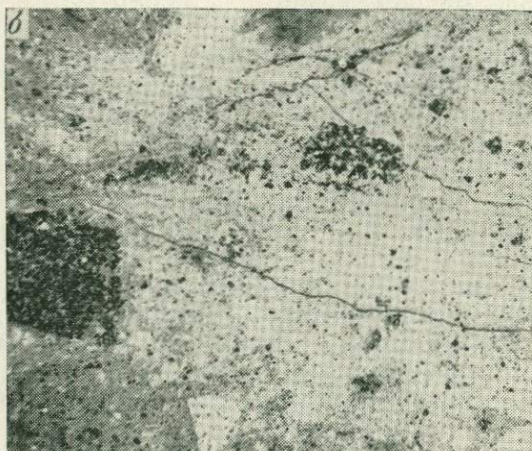


Рис. 38. Негативные фотографии шлифов глин оползневого участка Жуковка.

*a* — природная текстура; *б* — текстура зоны оползневого смещения. Ув. 15<sup>x</sup>

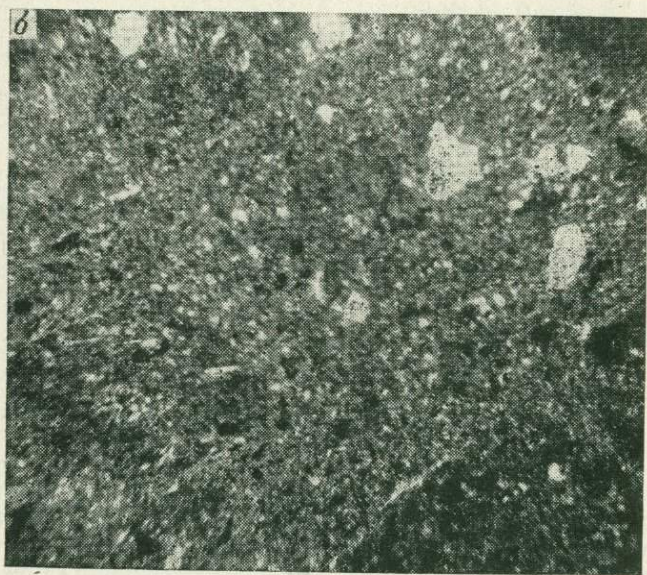
Для детального изучения оползневого участка, результаты которого могут быть использованы при анализе механизма смещения пород, необходимо провести минералого-петрографические исследования образцов пород из ряда (створа) скважин, пройденных сплош-

ным отбором монолитов. Это позволит построить продольный разрез оползневого тела с захватом участка, не нарушенного оползнем, и выделить зону (зоны) смещения.



Рис. 39. Текстура неогеновых глин:

а — в естественном залегании; б — в зоне оползневого смещения. Ни-  
коли +, ув. 200<sup>х</sup>



### 3. ОПОЛЗНЕВОЙ УЧАСТОК ДЖИЖИКРУТ (ТАДЖИКСКАЯ ССР)

Изучение минералого-петрографических особенностей пород, слагающих оползневой склон месторождения Джижикрут, проводилось по отдельным образцам-монолитам, отобраным из двух штолен.

Штольня 20 заложена в средней части склона, штольня Вспомогательная — в нижней его части\*.

Образцы отбирали в штольнях из всех разновидностей пород, слагающих оползневой склон: из делювиальных отложений; из дисперсного заполнителя и обломков скальных пород; из межконтактных зон измененных пород (со стороны делювия и со стороны коренных пород) из тонкого глинистого прослоя — глинки трения; из коренных пород. Цель исследований — определить изменения в строении этих пород, вызванные оползневым смещением, и попытаться уточнить генезис обломочных пород, условно названный делювиальным.

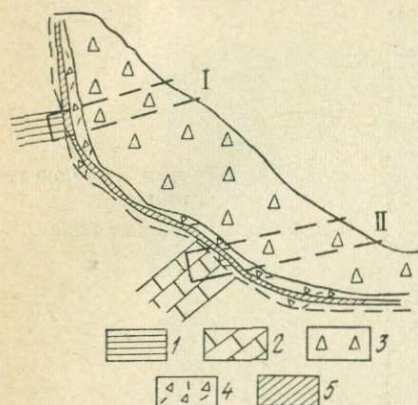


Рис. 40. Схема строения склона мосторождения Джижикрут и место отбора образцов.

I — штольня 20; II — штольня Вспомогательная. 1 — сланец; 2 — известняк; 3 — грубообломочная порода; 4 — межконтактная зона, вмещающая глинку трения; 5 — глинка трения

Геологическое строение склона Джижикрут достаточно простое. В верхней части склона залегают делювиальные отложения мощностью до 70 м. Они представлены крупными угловатыми обломками кварцитов и сланцев, у подножия склона с включениями известняков. Обломочный материал цементирован глинисто-карбонатным цементом с большим количеством дисперсных неглинистых минералов.

От коренных пород делювиальные отложения отделены межконтактной зоной измененных пород, включающей глинистый слой — глинку трения. Мощность межконтактной зоны 2,5—3,0 м, мощность глинистого слоя (глинки трения) в ней 0,2—1,2 м. Коренные породы представлены в верхней части (штольня 20) сланцами, в нижней — известняками (рис. 40).

### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Изучение минерального состава коренных пород и крупных включений в делювиальных отложениях проводили оптическим методом в прозрачных шлифах. Состав глинистой фракции определяли рентгеновским методом. Структуру и текстуру пород изучали оптическим методом. Минералого-петрографическая характеристика пород дается последовательно от поверхности в глубь склона.

Делювиальные отложения представляют собой плохо отсортированный крупнообломочный материал, состоящий из угловатых

\* Образцы пород отобраны и любезно предоставлены авторам В. В. Кюнтцелем и Н. С. Сергеевой.

обломков выветрелых сланцев и кремнистых пород типа кварцита. Некоторые крупные обломки сланцев содержат трещины, заполненные кварцитом. Можно предположить, что обломки кварцита, встречающиеся в делювиальных отложениях, являются заполнителем трещин, сохранившимся в процессе выветривания сланцев, как более устойчивый по сравнению с ними материал. Крупнообломочный материал сцементирован карбонатно-глинистым цементом с частыми включениями песчаных и алевритовых зерен неглинистых минералов. В составе цемента во фракции  $< 0,005$  мм преобладают три основных минерала: каолинит, гидрослюда и кальцит. Подчиненное значение имеют кварц и полевые шпаты. В образцах, отобранных из штольни Вспомогательная, пелитоморфный кальцит резко преобладает, в то время как в образцах из штольни 20 он имеет второстепенное значение.

Алевритовая и песчаная фракции представлены главным образом угловатыми и угловато-окатанными зёрнами кварца, разбитыми трещинами выветривания и покрытыми пленкой окислов железа, а также зёрнами полевых шпатов, зачастую полностью каолинитизированными и серицитизированными, и чешуйками мусковита с гидратированными торцами.

Породы в межконтактной зоне со стороны делювия по составу практически не отличаются от него, разница лишь в сортировке материала. Порода межконтактной зоны более однородна и дисперсна с меньшим содержанием крупнообломочных включений.

Мезоструктура дисперсного заполнителя делювия псаммо-алевро-пелитовая. Мезоструктура пород межконтактной зоны со стороны делювия алевро-пелитовая. Текстура беспорядочная и пленочно-беспорядочная. Алевритовые и песчаные зёрна, так же как и дисперсный материал, не имеют преимущественной ориентации, а беспорядочно разбросаны в массе цемента.

В породах межконтактной зоны наблюдаются отдельные, небольшие участки с упорядоченным строением структурных элементов. По мере приближения к глинистому прослою число участков возрастает, они приобретают линзовидную форму, вытянутую в направлении глинистого слоя. Ось ориентации структурных элементов внутри линз приближается к оси ориентации структурных элементов внутри глинистого слоя.

Глинистый слой, называемый глиной трения, представляет собой сравнительно однородную по минеральным компонентам глинистую массу каолинито-гидрослюдистого состава с равномерно рассеянными пелитоморфными карбонатами, слабой примесью хлорита и значительным количеством дисперсного кварца. В глинке трения, вскрытой штольной Вспомогательной, содержание дисперсного кварца значительно выше, чем на участке штольни 20. То же можно сказать и о пелитоморфных карбонатах. Различия наблюдаются и в распределении алевритового и песчаного материала. Среди песчаных включений, помимо окатанных зёрен кварца, полевых шпатов, кальцита и мусковита, на участке штольни 20 встречаются несчаные

обломки сланцев и кварцитов со сглаженными краями, а на участке штольни Вспомогательная — зерна известняка.

Структура глинки трения алевро-пелитовая, реже псаммо-алевро-пелитовая, текстура упорядоченная. В глинистой массе отмечается четко выраженная пространственная ориентация всех структурных элементов (глинистых частиц, агрегатов, блоков, алевритовых и песчаных частиц). Показатель ориентации  $\approx 75$ .

Глинка трения не вполне однородна по текстуре. В ней на всем протяжении вскрытой части слоя выделены тонкие (0,5—1,0 см) прослои, вытянутые в виде полос. Прослои имеют весьма совершенную упорядоченную текстуру. Направление ориентации структурных элементов внутри прослоев составляет угол 10—17° с направлением ориентации элементов основной массы глинки трения вне прослоев.

Степень упорядоченности структурных элементов внутри глинки трения не одинакова: в направлении контакта с коренными породами она выше, чем со стороны делювия.

На рис. 41, 42 показаны негативные снимки и микрофотографии шлифов пород делювия и глинки трения. На негативных снимках хорошо просматривается повышенная сортировка материала в глинке трения и упорядоченность в расположении этого материала. На микрофотографиях в глинке трения ясно видна упорядоченная мезотекстура, в глинистом заполнителе делювия она отсутствует.

Породы межконтактной зоны со стороны коренных пород встречены лишь на участке штольни 20, на участке штольни Вспомогательная они отсутствуют. Породы представлены железисто-карбонатно-глинистой массой с редкими включениями песчаных и алевритовых зерен кварца, полевых шпатов, кальцита, хлорита, окатанной гальки карбонатных пород и кремнистых сланцев. Встречаются гнездобразные включения минералов окиси железа.

Структура породы алевро- и псаммо-алевро-пелитовая. Текстура преимущественно беспорядочная и блочно-беспорядочная с отдельными небольшими участками, внутри которых структурные элементы расположены упорядоченно. Вдоль всего контакта с коренными породами расположен тонкий, до 2—3 мм, прослой глины с упорядоченной текстурой. Ориентация структурных элементов внутри прослоя совпадает с направлением контакта.

Коренные породы, вскрытые штольной 20, представлены кремнистыми сланцами, а породы вскрытые штольной Вспомогательная — известняками. В тех и других породах четко видны следы выветривания: трещиноватость, ожелезнение по ней, каолинизация и серицитизация.

В результате минералого-петрографического изучения пород оползневого склона Джижикрут получены данные, позволившие уточнить генезис обломочного материала и глинистого слоя, расположенного на контакте толщи сцементированных грубообломочных накоплений и коренных пород склона.

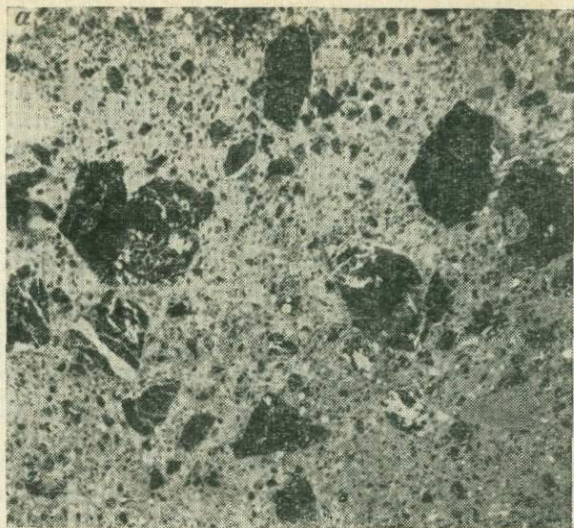


Рис. 41. Негативные фотографии шлифов пород  
оползневого участка Джижикрут.

а — природная текстура; б — текстура зоны оползневого  
смещения. Ув. 15<sup>x</sup>

Обломочная порода сформировалась в результате выветривания местных коренных пород и незначительного переноса их по склону.

Об их элювиально-делювиальном происхождении свидетельствует угловатость обломков пород и крупных зерен отдельных неглинистых минералов, наличие в них трещин выветривания, каолинизация полевых шпатов и гидратация слюды. Не менее важным показателем их происхождения является плохая сортировка материала.

Глинистый слой (глинка трения) образовался в результате механического перетирания вмещающих ее пород, обусловленного смещением верхней 40—70-метровой толщи элювиально-делювиальных пород по коренным. Данные, подтверждающие высказанное предположение, сводятся к следующему:

— одинаковый минеральный состав структурных элементов, слагающих глинку трения и заполнитель обломочных пород;

— окатанность крупных зерен отдельных неглинистых минералов и обломков пород, включенных в глинку трения;

— практически идеальная упорядоченность пространственной ориентации всех структурных элементов глинки трения;

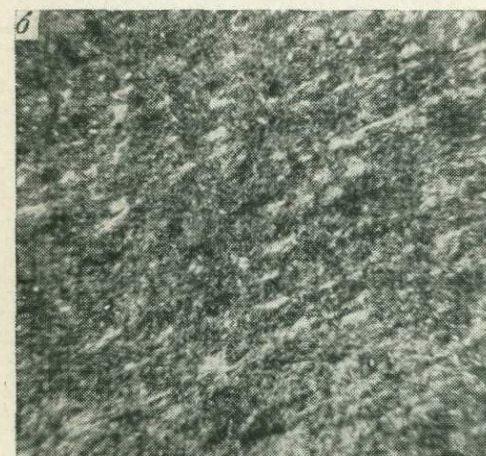
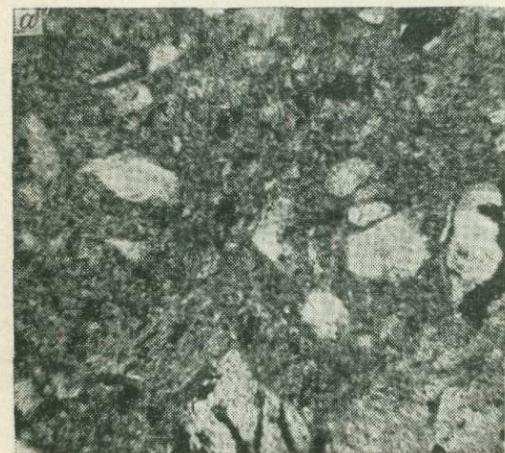


Рис. 42. Текстура пород оползневого участка Джижикрут.

а — элювиально-делювиальные отложения; б — глинка трения. Николи +, ув. 200<sup>x</sup>

— полное совпадение плоскости падения глинки трения с направлением пространственной ориентации ее структурных элементов;

— невыдержанность по мощности глинки трения (0,2—1,2 м) и наличие внутри нее тонких, скорее всего вторичных, т. е. сформировавшихся

ровавшихся после возникновения слоя глинки, прослоев с идеальной упорядоченной текстурой, но с направлением ориентации, образующим угол  $10-17^\circ$  с направлением ориентации основной массы. Наличие подобных прослоев внутри глинки трения свидетельствует, видимо, о неоднократных подвижках по слою.

#### 4. ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОРОД НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ ОПОЛЗНЕВЫХ УЧАСТКОВ

В результате детальных исследований пород на участках развития оползней Финбанк, Жуковка, Джижикрут авторы убедились в том, что оползневые подвижки пород на склонах приводят к изменению текстуры в зоне смещения, однако характер этих изменений различен. Для подкрепления и уточнения этого вывода было исследовано еще несколько оползневых участков. Изучение минералогопетрографических особенностей пород проводили не по всей мощности оползневых накоплений, а лишь для образцов, отобранных с глубин, где, по наблюдениям оползневых станций, предполагалось нахождение зон оползневого смещения.

#### ОПОЛЗНЕВОЙ УЧАСТОК У БАЛКИ КОВАЛЕВСКОГО (г. ОДЕССА)

Минералогопетрографическое изучение глинистых пород проведено на образцах, отобранных из скв. 1156 глубиной 45 м, расположенной в средней части оползневого склона, севернее балки Ковалевского, напротив Одесского дома творчества писателей\*. Изучены глины меотического горизонта  $N_{1m}$ , по которому проходят оползневые смещения. Разрез и описание меотических глин даны в табл. 23.

Для минералогопетрографического исследования отобраны образцы-монолиты с глубин, на которых предполагали встретить зону оползневого смещения.

В связи с тем, что отложения меотического яруса представлены переслаиванием глин, песков и мергелистых пород, из каждой литологической разности отобрано несколько образцов.

Суммарная высота всех образцов меотических глин, отобранных на разных глубинах, составила 6 м. Для каждого образца сплошь по всей его высоте были приготовлены прозрачные шлифы. Определение минерального состава проведено оптическим и рентгеноструктурным методами, изучение структуры и текстуры только оптическим. Обобщающие данные о минералогопетрографических особенностях пород меотического яруса приведены в табл. 23. Глинистая фракция меотических глин имеет в основном полиминеральный состав как глинистых, так и неглинистых минералов. Среди глинистых присутствуют монтмориллонит, гидрослюда и каолинит, в некоторых

\* Образцы пород были переданы авторам начальником Одесской оползневой станции П. Н. Науменко.

Характеристика мезотических глин оползневого участка в районе балки Ковалевского (скв. 1156)

Интервал глубин, м	Порода	Минеральный состав глинистой фракции	Структура	Текстура	Интервал глубин зоны сдвига, м и текстура в ней
0—25,5	Суглинки бурые, глины красно-бурые и известняк ракушечник				
25,5—28,8	Глина голубовато-серая с большим содержанием песка и мергеля	Глинистые минералы— гидрослюда, монтмориллонит, примесь каолинита; неглинистые — кварц и слабая примесь полевых шпатов	Пелитовая и алевропелитовая	Блочно-беспорядочная с наложением упорядоченных участков	—
28,8—29,0	Глина черная, перемешанная с серой	Состав тот же, но среди глинистых отмечена примесь хлорита, а среди неглинистых — кальцита	Алевропелитовая	Пленочно-беспорядочная	—
29,0—30,9	Песок глинистый с переходом в песок тонкозернистый, насыщенный водой			—	
30,9—37,7	Глина серая с зеленоватым оттенком в пятнах охристого цвета с включением песка, карбонатов, очень плотная, слабо влажная, вязкая	Глинистые минералы— гидрослюда, монтмориллонит, в меньшем количестве каолинит (в виде слабой примеси) в ряде образцов небольшая примесь хлорита. Неглинистые — кварц, примесь полевых шпатов и кальцита	То же	Пленочно-беспорядочная и блочно-беспорядочная с наложением упорядоченных участков	31,1—31,2, акспальная
37,7—46,0	Глина серая, песчаная, с прослоями тонкозернистого песка, плотная, вязкая, слабо влажная	Глинистые минералы— гидрослюда и монтмориллонит, каолинит, неглинистые— кварц, кварцит, кальцит, полевые шпаты	Псаммоалевропелитовая	Блочно-беспорядочная	—

литологических разностях содержится небольшая примесь хлорита. Какой-либо закономерности в распределении преобладающих глинистых минералов в отдельных литологических разностях не установлено. Можно лишь считать, что преобладающим глинистым минералом является гидрослюда.

Среди неглинистых минералов во фракции  $< 0,005$  мм превалирует кварц, в меньшем количестве присутствуют полевые шпаты, а в глинах серых с зеленоватым оттенком и нижележащих серых в значительных количествах присутствует кальцит.

Алевритовая и песчаная фракции изучены в прозрачных шлифах и оценены качественно.

Минеральный состав алевритовых и песчаных включений в меотических глинах для различных литологических разностей не одинаков. В глинах голубовато-серых песчаные включения почти отсутствуют, а алевритовая примесь представлена угловатыми зернами кварца и чешуйками мусковита. В глинах черных среди песчаных и алевритовых зерен преобладают кварц, полевые шпаты и мусковит. Глины серые с зеленоватым оттенком алевритовых и песчаных зерен почти не содержат, редкие включения представлены кварцем и чешуйками мусковита. В нижней части слоя встречаются окатанные включения карбонатных пород размером  $0,5-0,8$  мм.

Нижележащие серые глины представлены глинисто-карбонатной массой, в которой неравномерно разбросаны алевритовые и песчаные зерна кварца, полевых шпатов и чешуйки мусковита. В породе этого слоя присутствует значительное количество окатанных карбонатных включений и угловатых обломков кварцита. Размеры отдельных включений колеблются от  $0,5$  до  $1,5$  мм. Глина серая мергелистая, залегающая ниже прослоя мергеля, более опесчанена.

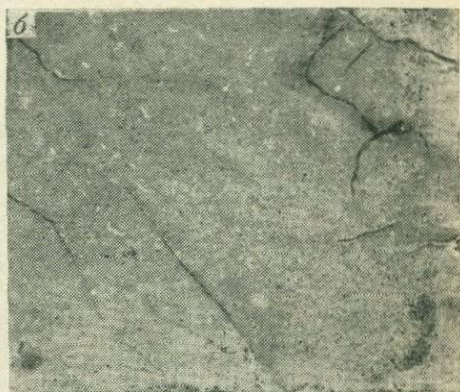


Рис. 43. Негативные фотографии шлифов пород оползневого участка Б. Ковалевского.

а — природная текстура; б — текстура зоны оползневого смещения. Ув.  $15\times$

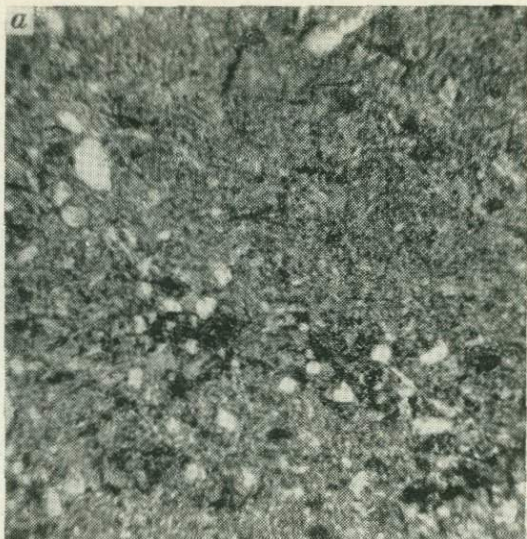


Рис. 44. Текстура меотических глин оползневого участка Б. Ковалевского:  
*a* — в естественном залегании; *b* — в зоне оползневого смещения. Николи +, ув. 200<sup>x</sup>

Песчаная и алевроитовая фракции в ней представлены угловатыми зернами кварца, полевых шпатов и чешуйками мусковита.

Структурно-текстурные особенности мезотических глин, как видно из табл. 23, для различных литологических разностей различны и сложны. Структура меняется от пелитовой и алевро-пелитовой в верхней части отложений до псаммо-алевро-пелитовой — в нижней. Текстура преимущественно блочно-беспорядочная и пленочно-беспорядочная с располагающимися между отдельными блоками областями, в пределах которых порода имеет упорядоченную текстуру. Внутри блоков расположение глинистых частиц и агрегатов также меняется от беспорядочного до ориентированно-упорядоченного.

На глубине 31,1 м на фоне блочно-беспорядочной текстуры с участками упорядоченной обнаружен прослой породы мощностью 10 см, в пределах которого отдельные структурные элементы имеют ярко выраженную упорядоченную, почти аксиальную, текстуру. Показатель ориентации внутри этого прослоя равен 80—85. Прослой глины с упорядоченной текстурой находится в глинах серых с зеленоватым оттенком мощностью 7 м. Подобных прослоев больше не было обнаружено ни внутри слоя глины с зеленоватым оттенком, ни в залегающих ниже глинистых слоях. Они не были встречены и в вышележащих слоях глины голубовато-серой и черной.

Можно предположить, что именно этот прослой фиксирует зону оползневой смещения. На рис. 43 и 44 показаны негативные снимки и микрофотографии шлифов серых глин с естественной текстурой (а) и из зоны смещения (б). Сопоставляя рис. 43, а и б, можно видеть, сколь различна текстура этих двух участков породы. На рис. 44, а, сделанном, как и рис. 43, б, при скрещенных николях, на сером фоне видны лишь отдельные бессистемно расположенные мелкие светлые участки. На рис. 44, б они сгруппированы и ведут себя как единый кристалл.

#### ОПОЛЗНЕВОЙ УЧАСТОК У С. НОВОДЕВИЧЬЕ (ПРАВЫЙ БЕРЕГ КУЙБЫШЕВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА)

Правобережный склон Куйбышевского водохранилища в районе села Новодевичье сложен в верхней части четвертичными отложениями (мергели, глины, песок), подстилаемыми меловыми серыми глинами. Верхняя часть меловых глин имеет мягкопластичную консистенцию. Зона оползневой смещения проходит в мягкопластичных глинах на контакте с вышележащими четвертичными песками. Из расчистки, вскрывшей зону оползневой смещения, Г. И. Тарасовой отобрана сплошная колонка образцов для петрографического изучения. Колонка охватывала зону смещения, измененную породу, залегающую выше и ниже зоны смещения, и глину в естественном залегании, не нарушенную оползневым процессом. Образцы-монолиты имели размер 20 × 20 × 20 см. Из каждого монолита приготавливали сплошную колонку шлифов. Это дало возможность детально изучить зону смещения и прилегающие к ней части разреза пород, общая мощность которых 60 см.

Было установлено, что структура меловых глин в естественном залегании преимущественно пелитовая, участками алевро-пелитовая.

Текстура послойно-упорядоченная. Исходная текстура породы показана на микрофотографии шлифа (рис. 45, а). Зона смещения представляет собой сравнительно небольшой по мощности прослой глины с пелитовой структурой. В ней ясно заметно изменение текстуры. В пределах зоны смещения в породе сформировались тонкие прослой до 0,5 мм, с идеальной аксиальной текстурой (показатель ориентации приближается к 100). Эти прослой чередуются с прослоями той же мощности, в пределах которых на сохранившуюся исходную текстуру наложена сеть трещин, разбивающая породу на блоки. Часть блоков повернута на 15—40° к направлению ориентировки прослоя. Между некоторыми блоками по трещинам наблюдаются тонкие прожилки, состоящие из ориентированных вдоль трещин между блоками глинистых частиц и агрегатов. Последнее свидетельствует о перемещении отдельных блоков. Общая мощность зоны пород с измененной текстурой 9—10 см. Микрофотография текстуры зоны смещения изображена на рис. 45, б.

Сопоставляя данные об изменении текстуры в зоне оползневой смещения участка с. Новодевичье с данными, характеризующими необратимые тектурные изменения на других участках,

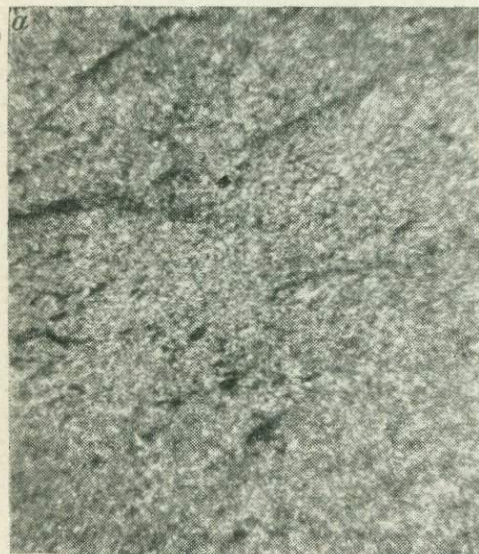


Рис. 45. Текстура меловых глин оползневой участка с. Новодевичье:

а — в естественном залегании; б — в зоне оползневой смещения. Николи +, ув. 200<sup>x</sup>

можно видеть, что наиболее близкие к рассматриваемым изменениям текстуры претерпела порода на оползневом участке у балки Ковелевского.

#### ОПОЛЗНЕВОЙ УЧАСТОК ЭШЕРИ (ГРУЗИНСКАЯ ССР)

Минералого-петрографическое изучение пород оползневого участка Эшери было проведено по отдельным образцам\*. Образцы отобраны из скважины глубиной 8 м, пробуренной в стенке срыва между двумя крупными оползневыми блоками.

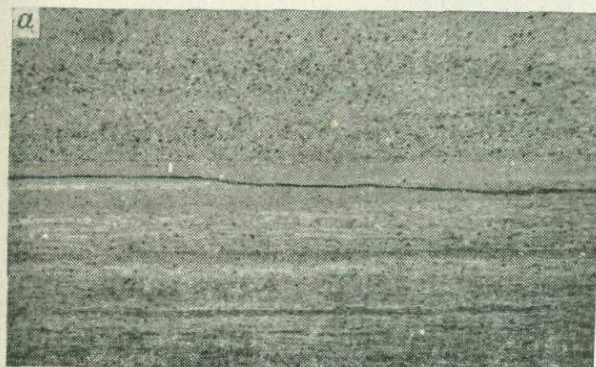


Рис. 46. Негативные фотографии шлифов пород оползневого участка Эшери.

*a* — природная текстура; *б* — текстура зоны нарушения. Ув. 15<sup>x</sup>



\* Образцы майкопской глины участка Эшери были любезно предоставлены К. А. Гулакином.

Верхняя часть разреза пород до глубины 1,7 м представлена суглинком буровато-желтым. Ниже, под углом примерно  $15^\circ$ , залегают майкопские глины. В составе глинистой фракции майкопских глин присутствуют минералы всех трех основных групп: монтмориллонита, гидрослюды и каолинита, среди которых преобладает монтмориллонит. В виде незначительной примеси присутствует хлорит. Из неглинистых минералов — кварц и слабая примесь полевых шпатов. Структура породы пелитовая и алевро-пелитовая, текстура упорядоченная и послойно-упорядоченная.

На глубине 2,5 м в породе встречена зона нарушения текстуры\*. Характер нарушения текстуры породы аналогичен нарушению текстуры в зоне смещения оползневого участка Жуковка.

На рис. 46, 47 показаны негативные снимки и микрофотографии шлифов майкопских глин. Исходная текстура глин приведена на рис. 46, а и 47, а. Как видно по негативному снимку, текстура весьма однородная, слоистая, послойно-упорядоченная по напластованию.

На рисунке 47, а различается два прослоя породы с пелитовой и алевро-пелитовой структурой. На рис. 47, б видны отдельные

\* В данном разделе вместо термина «зона смещения», используемого в других главах книги, авторы пользуются термином «зона нарушения текстуры», так как они не вполне убеждены в том, что эта зона возникла в результате перемещения одной части породы относительно другой.

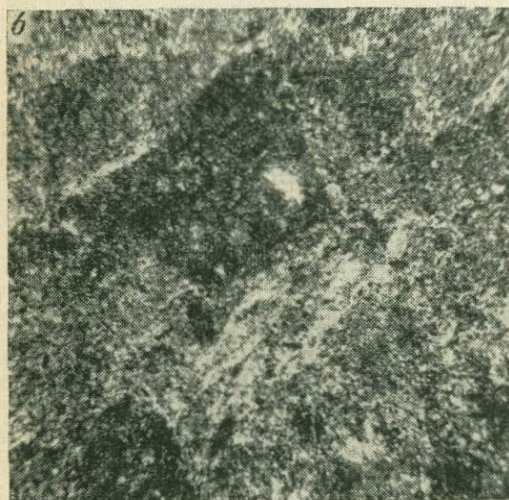


Рис. 47. Текстура майкопских глин оползневого участка Эшери:

а — в естественном залегании; б — в зоне нарушения

блоки, сохранившие исходную текстуру. Блоки развернуты относительно друг друга под углом  $10-45^\circ$ . Сцементированы блоки глинистой массой с упорядоченной текстурой. Показатель ориентации в цементирующей глинистой массе примерно  $70-80$ . Направление ориентации составляет угол  $30-35^\circ$  с плоскостью напластования слоев глин и с исходной ориентацией структурных элементов внутри слоев.

## 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследование пород, слагающих ряд оползневых участков, минералого-петрографическим методом показало, что метод является весьма перспективным и наряду с другими может с успехом использоваться при изучении оползневых процессов. С его помощью можно получить некоторые данные о строении пород оползневого тела, зачастую недоступные другим методам [34].

Анализ тектуры пород, слагающих оползневые склоны, позволяет, прежде всего, устанавливать местоположение зон оползневого смещения, их мощность, характер и степень деформирования пород внутри зон. В результате изучения зон оползневого смещения шести оползневых участков удалось установить, что характер изменения тектуры пород в зоне оползневого смещения тесно связан с их условиями залегания, плотностью, влажностью (консистенцией), исходной текстурой и временем, в течение которого породы смещались по склону.

В настоящее время целесообразно выделить три типа нарушения тектуры пород при их смещении. Если исходная текстура пород беспорядочная или пленочно-беспорядочная, то в зоне оползневого смещения перестройка тектуры сводится к образованию прослоя различной мощности с хорошо выраженной упорядоченной текстурой. К такому типу изменения тектуры пород можно отнести изменение в зоне смещения пород, слагающих оползневые участки Финбанк и Джижикрут.

Если порода залегает горизонтально, а ее исходная текстура упорядоченная или смешанная с наличием упорядоченных участков, то в зоне смещения текстура породы остается упорядоченной, но показатель ориентации при этом резко повышается. Кроме того, в зоне смещения повышается дисперсность материала и плотность его укладки. К нарушениям тектуры пород такого типа можно отнести нарушения в зоне смещения оползневых участков Куйбышевского водохранилища и побережья Черного моря в районе Одессы.

В наклонно-залегających породах с исходной упорядоченной текстурой ее перестройка в зоне оползневого смещения имеет сложный характер. При перемещении породы формируется блочно-упорядоченная текстура. Размеры и форма блоков, а также углы их поворота могут быть различными. Углы поворота обычно не превышают  $35-40^\circ$ . Блоки, представляющие собой обломки исходной породы, сохранившие ее исходную текстуру, как бы плавают в глинистой массе, структурные элементы которой пространственно упорядочены

и имеют преимущественное направление ориентации, параллельное зоне смещения. Такая перестройка текстуры свойственна породам оползневых участков Жуковка и Эшери (в майкопских глинах).

Мощности зон смещения в двух последних случаях, как правило, меньше, чем в первом.

Детальный анализ текстуры пород в зоне смещения, опирающийся на количественные оценки показателей текстуры, позволяет определить наличие или отсутствие подвижек в прошлом по этой же зоне смещения или получить убедительные доказательства того, что смещение породы происходит по вновь образовавшейся зоне.

Авторы считают, что изучение структуры и текстуры пород, слагающих оползневые склоны, необходимо сопровождать изучением минерального состава. Последний, как было показано при рассмотрении результатов изучения оползневых участков Джижикрут и Финбанк, позволяет пополнить и уточнить представления о генезисе пород, подвергшихся оползневому процессу. Знание генезиса породы, а точнее обстановки ее формирования и ее истории, в свою очередь, позволяет объяснить природу исходной текстуры, ее особенности и свойства породы.

Достижение основной цели изучения оползневых процессов — познание его механизма и динамики, разработка прогноза процесса и назначение эффективных противооползневых мероприятий — требует комплексного изучения природной обстановки, в которой формируются оползни, в том числе и комплексного исследования геологической среды. При этом в составе факторов, оказывающих влияние на тип оползневых процессов и его характер, а следовательно, учитываемых при оценке процесса, непременно должны присутствовать состав, строение, состояние и свойства пород.

Эффективным средством установления характера деформирования глинистых пород, слагающих оползневые склоны, может (и должен) стать анализ необратимых изменений текстуры, основанный на количественных показателях текстуры пород.

На приведенных в главе примерах, в особенности на примере детального изучения оползневых участков Финбанк, можно убедиться в том, насколько эффективны и незаменимы показатели текстуры пород при комплексной характеристике и изучении оползневых явлений.

## ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД РАБОЧИМИ ОРГАНАМИ ПОЛЕВЫХ ПРИБОРОВ ПО НЕОБРАТИМЫМ ИЗМЕНЕНИЯМ ТЕКСТУРЫ

В связи с освоением обширных территорий СССР при инженерно-геологических изысканиях все чаще используются высокопроизводительные полевые методы оценки прочностных и деформационных свойств песчано-глинистых пород, такие как прессиометрические и лопастные испытания, динамическое и статическое зондирования и другие. Широкое внедрение этих методов привело к необходимости разработки теоретических основ методов и расчетных формул, что, в свою очередь, обусловило изучение процессов взаимодействия породы в массиве с рабочими органами полевых приборов (конических наконечников пенетрометров, крыльчаток, камер прессиометров). При разработке теоретических основ большой интерес представляют установление величины и конфигурации сферы воздействия рабочего органа на горную породу, определение структуры сферы, т. е. разделение ее на зону деформирования пород и зону напряженного состояния, процессы деформирования и перемещения породы. Для решения этих вопросов применяют разные методы, которые могут быть пополнены анализом текстуры породы, последний в ряде случаев является эффективным для оценки зоны деформирования глинистой породы и ее поведения при испытаниях полевыми методами.

Изучение взаимодействия породы с рабочими органами полевых приборов проведено авторами в лабораторных условиях на моделях и в поле. Установление зоны деформирования пород при их испытании на вращательный срез и при статическом зондировании проведено в лабораторных условиях с помощью специально изготовленных моделей приборов. Испытания проведены на монолитах иольдиевых глин ненарушенного сложения при естественной влажности. С целью оценки напряженного состояния, возникающего в породах при вдавливании зонда и при повороте крыльчатки, по заданию ВСЕГИНГЕО НИС Гидропроекта были проведены поляризационно-оптические испытания упругих моделей из оптически активных материалов (см. главу V). Испытания проведены под руководством В. Г. Панфилова и В. М. Алексеева.

Изучение сферы воздействия прессиометра проведено в полевых условиях при испытании элювиально-делювиальных пород (синих глин) оползневой участка Финбанк в районе г. Хоста. Параллельно с изучением необратимых текстурных изменений, сопутствующих деформированию пород в процессе прессиометрического испытания, для породы, находящейся внутри сферы воздействия прессиометра, проведено изучение изменения влажности и объемного веса [46].

## 1. ЛОПАСТНЫЕ ИСПЫТАНИЯ

Лопастные испытания были проведены на иольдиевых глинах ненарушенного сложения, отобранных в районе В. Черкасово в виде монолитов размером  $20 \times 20 \times 20$  см. Данные о физико-механических свойствах иольдиевых глин приведены в табл. 24.

Таблица 24

### Физико-механические свойства иольдиевых глин р. В. Черкасово

Естественная влажность, %	Объемная масса, г/см <sup>3</sup>	Объемная масса скелета, г/см <sup>3</sup>	Угол внутреннего трения	Сцепление, кгс/см <sup>2</sup>
68—80	1,59—1,60	0,8—0,01	19—25	0,15—0,18

Минеральный состав определен рентгеновским и оптическим методами. Среди глинистых минералов в породе преобладает гидрослюда, меньше каолинита и хлорита, среди неглинистых — кварц, полевые шпаты, хлорит.

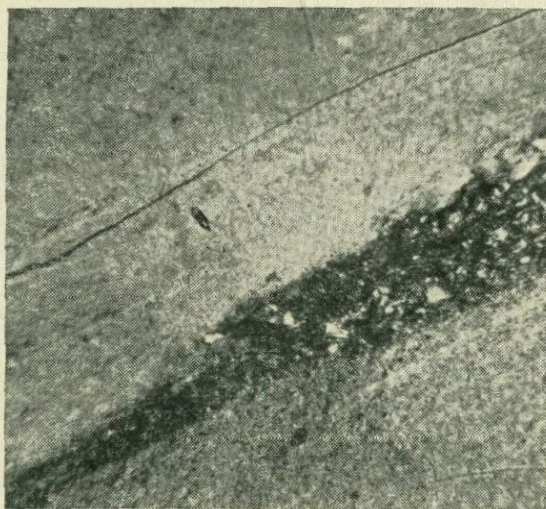


Рис. 48. Текстура иольдиевой глины в естественном залегании. Николи +, ув. 200<sup>x</sup>

Структура пород пелитовая, реже алевро-пелитовая. Исходная текстура слоистая, послойно-упорядоченная (рис. 48). Наблюдается чередование высокодисперсных глинистых прослоев мощностью 0,2—2 см с однородной упорядоченной (аксиальной) текстурой и тонких (0,1—0,3 мм) песчано-алевритовых прослоев, внутри которых

распределение песчано-алевритового материала упорядоченное с ориентацией вдоль слоя.

Для испытания использовали четырехлопастной крыльчатый зонд высотой 2,5 и диаметром 1,5 см. Вдавливание зонда в монолит (массив) осуществляли ручным прессом. Вертикальность погружения крыльчатки обеспечивалась жестким креплением стержня крыльчатки к поршню пресса и контролировалась по отвесу.

Зонд вдавливали в глину на 3,5 см так, что верхний край лопасти находился на глубине 1 см от поверхности породы. Затем с помощью того же пресса осуществляли медленный (в течение ~15 мин) поворот зонда на 90°. Не извлекая зонда, монолит разрезали тонкой проволокой по оси одной пары лопастей и отбирали образцы породы (рис. 49). Образцы в форме квадратной призмы (2 × 2 см) толщиной 0,6—0,7 см вырезали так, чтобы из них можно было изготовить ориентированный в плоскости, параллельной оси зонда, шлиф, включающий зону среза и участок породы между лопастями.

В результате оценки изменения текстуры породы оптическим методом по шлифам установлено, что область влияния крыльчатого зонда можно разбить на шесть зон. Четыре расположены вокруг зонда (рис. 50) и две в основании зонда.

Зона перематия породы 1, сопровождающаяся нарушением ее текстуры, формируется в результате непосредственного воздействия на породу лопастей. В этой зоне порода разбита сетью трещин (с преобладанием вертикальных) на отдельные столбчатые блоки, имеющие в поперечном сечении 0,08—0,3 мм. Блоки смещены относительно друг друга, вдоль трещин образовались тонкие (0,01—0,03 мм) прослой породы, в которых смещение привело к характерной перестройке пространственной ориентации отдельных структурных элементов вдоль прослоя.

На рис. 51 приведена микрофотография шлифа из зоны перематия породы (максимального нарушения текстуры). На снимке ясно видны блоки и трещины между ними с упорядоченной текстурой глинистых частиц и агрегатов вдоль этих трещин.

Зона среза 2 формируется при повороте лопастей на границе раздела части породы, заключенной между лопастями, и породы, окружающей рабочую часть крыльчатки. Зона имеет форму тонкостенного цилиндра (толщина 1—2 мм), в которой порода разбита сетью трещин. Плоскости трещин составляют с плоскостью касательной к цилиндру угол 10—30° (рис. 52). В зоне прослежено смещение породы в вертикальном направлении на 0,02—0,9 мм

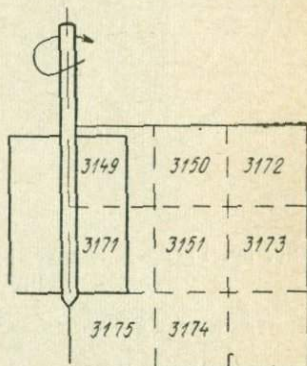


Рис. 49. Схема отбора образцов для шлифов из зоны влияния крыльчатки. Цифрами обозначены номера образцов

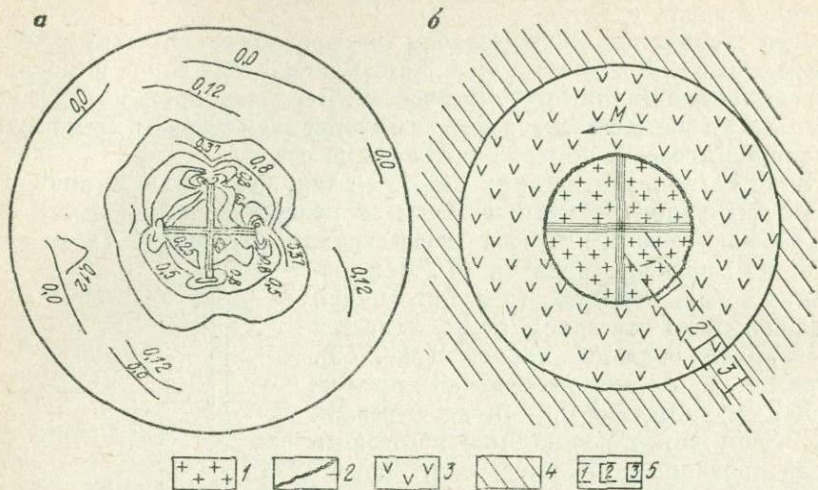


Рис. 50. Распределение напряжений (а) и деформаций (б) в глинистых породах при лопастных испытаниях.

1 — зона максимальных нарушений текстуры (перематия); 2 — зона полной перестройки текстуры (среза); 3 — зона нарушения сплошности пород трещинами; 4 — зона пород с практически ненарушенной текстурой; 5 — места отбора образцов на шлифы



Рис. 51. Текстура польдиевой глины после лопастных испытаний. Никели +, ув. 200 x

относительно породы, прилегающей извне к зоне среза. Особенно это четко выявлено по смещению алевритовых прослоев. Внутри зоны 2 по перестройке текстуры породы вдоль отдельных трещин установлено и горизонтальное перемещение отдельных блоков породы.

На рис. 52 показана микрофотография шлифа, в котором видны трещины, вдоль которых в породе произошла перестройка текстуры (светлые полосы) и смешение пород.



Рис. 52. Текстура иольдиевой глины после лопастных испытаний.

*a* — зона 2; *b* — зона 3. Николи +, ув. 200<sup>x</sup>

Зона нарушения сплошности пород трещинами 3. Порода рассечена сетью (преимущественно вертикальных) трещин, количество которых затухает по мере удаления от зоны сдвига. Смещения породы по трещинам — вертикальные и горизонтальные — наблюдаются лишь в непосредственной близости от края лопастей. В связи с этим резкой границы между зонами 4 и 3 установить не удалось. Переход из одной зоны в другую постепенный.

Зона пород с практически не нарушенной текстурой 4. Наблюдаются лишь отдельные вертикальные трещины, по которым не происходило смещение пород.

Область видимых нарушений текстуры породы (суммарная мощность трех зон) составляет 2,5—3,0 радиуса крыльчатого зонда.

Зона разуплотнения породы 5, расположенная под крыльчаткой, формируется при повороте крыльчатки и является аналогом зоны сдвига. В отличие от круглоцилиндрической зоны сдвига плоский

срез происходит по кругу, а порода имеет возможность разуплотниться вверх. Мощность зоны не превышает 2—3 мм. Упорядоченность пространственной ориентации глинистых частиц и агрегатов в зоне хуже, чем в исходной породе. Показатель ориентации уменьшается с 90—85 до 50. Наблюдаются отдельные невыдержанные горизонтальные разрывы.

Зона уплотнения породы 6, наличие которой обусловлено скорее всего эффектом вдавливания относительно небольшого (и, следовательно, относительно «толстого» с большой толщиной лопастей и большим диаметром стержня) крыльчатого зонда. Порода внутри границ зоны уплотнения имеет идеальную аксиальную текстуру (показатель ориентации примерно 100). В этой зоне отмечаются редкие горизонтальные трещины, возникшие, видимо, при последующем разуплотнении породы. Мощность зоны ~ 6—7 мм.

Представляет интерес сопоставление поля максимальных касательных напряжений, полученного поляризационно-оптическим методом, с картиной области влияния крыльчатого зонда, установленной в результате оценки необратимого изменения текстуры (см. рис. 50). Поле максимальных касательных напряжений можно сопоставить с рассматриваемыми зонами пород сферы воздействия крыльчатки. Участок поля напряжения, расположенный между лопастями, в пределах которого изолинии напряжений при сравнительно равномерном распределении расположены довольно густо, назовем зоной усиления напряжений. Участок непосредственного контакта с краями лопастей, где изолинии касательных напряжений образуют сгустки вокруг каждой из лопастей — зоной концентрации напряжений. Следующий участок — с равномерным распределением изолиний напряжений до линии относительной величины 0,25 — зоной равномерного распределения напряжений, а участок за пределами этой линии — зоной затухания напряжений.

Сопоставление поля максимальных касательных напряжений с гипотетическим полем интенсивности изменения текстуры позволяет отметить изоморфность структур обоих полей. Зона перемятия породы совместима с зоной усиления напряжений, зона среза — с зоной концентрации напряжений, зона нарушения сплошности породы — с зоной равномерного распределения напряжений и, наконец, зона пород с ненарушенной структурой и текстурой — с зоной затухания напряжений. Хорошее совмещение величины напряжений с показателями текстурных изменений свидетельствует о тесной связи между напряжением, деформацией и изменением текстуры. Следовательно, анализируя изменение текстуры породы при лопастных испытаниях, можно получить данные о характере взаимодействия породы с крыльчатым зондом.

## 2. СТАТИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ

Изучение сферы воздействия конического зонда при испытаниях глинистых пород методом статического зондирования проведено также в лабораторных условиях на иольдиевых глинах ненару-

шенного сложения из района Б. Черкасово. Испытания проведены специально изготовленными зондами диаметром 3,0 см с двумя углами заострения наконечника, равными 40 и 90°. Два зонда позволили оценить зависимость величины и конфигурации сферы воздействия, а также зависимость характера деформации породы от угла раскрытия.

Метод статического зондирования с каждым годом все шире и шире внедряется в практику полевых инженерно-геологических исследований. Создаются новые пенетрационные установки. В них угол раскрытия наконечника чаще всего принимают равным 60°, иногда наконечник имеет форму усеченного конуса. Однако анализ влияния типа наконечника на показатели пенетрации практически отсутствует, как отсутствуют и данные о размерах и форме сферы воздействия, формирующейся в глинистых породах в процессе статического зондирования.

Теоретически этот вопрос рассмотрен в работе Г. К. Бондарика, И. С. Комарова и В. И. Ферронского [6]. В ней же приведены результаты экспериментальных исследований Ж. Керизеля по оценке плотности песков и выявлению зон сдвига, образующихся вблизи наконечника стержневого зонда. По плотности сложения песков Ж. Керизель выделил пять зон, формирующихся вокруг наконечника. Изучение поведения песков вокруг вдавливаемого зонда с коническим наконечником (угол раскрытия 60°) было выполнено во ВСЕГИНГЕО Т. А. Грязновым в ходе стендовых испытаний [89]. Было установлено, что при вдавливании зонда в песчаную породу ниже критической глубины под наконечником формируется зона уплотненного песка, уплотненное ядро, которым осуществляется разрушение породы. Порода, прилегающая к стенкам пенетрационной скважины, уплотнена, и в пределах некоторой очень небольшой по мощности зоны, не превышающей нескольких миллиметров, полностью изменяется текстура песчаной породы.

Исследование процесса деформирования глинистых пород при вдавливании зонда по необратимым текстурным изменениям выполнено авторами впервые.

Следует отметить, что иольдиевые глины, в которых были проведены исследования, при испытании их методом одноосного сжатия разрушаются по хрупко-пластичному типу.

Погружение зонда с коническим наконечником в монолит иольдиевой глины осуществляли с помощью медленного вдавливания ручным прессом. Затем, не извлекая зонда, монолит разрезали по плоскости, проходящей по оси зонда, тонкой проволокой и, в соответствии со схемой (см. рис. 49), отбирали образцы для изготовления прозрачных шлифов.

По характеру необратимых изменений текстуры глины удалось выделить пять зон. Изменение пространственной ориентации структурных элементов в сфере воздействия конического (40°) и плоского (90°) наконечника с точки зрения общей картины строения или структуры сферы воздействия практически одинаково, различия касаются

лишь деталей строения. Вследствие этого целесообразно рассмотреть изменение текстуры пород при вдавливании зонда совместно для обоих наконечников.

Зона I существенного нарушения текстуры (рис. 53) расположена непосредственно на контакте с зондом. Мощность ее 0,4—0,5 см (наконечник 40°) и 0,7—1,0 см (наконечник 90°). Порода разбита сетью трещин на отдельные блоки 0,7—1,0 мм. Блоки развернуты

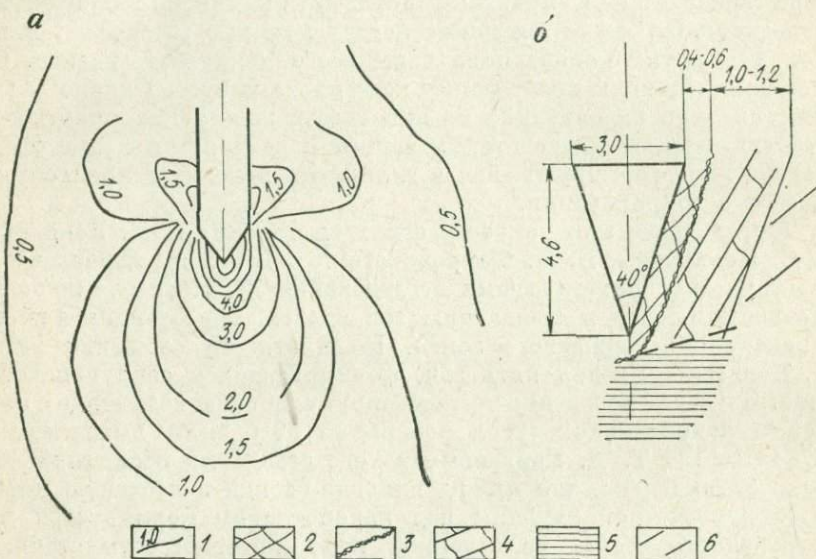


Рис. 53. Распределение максимальных касательных напряжений  $\tau_{\max}$ , полученных поляризационно-оптическим методом (а), и зон деформации ильдиевых глин при статическом зондировании, установленных по необратимым текстурным изменениям (б).

1 — изолинии напряжений; 2 — зона существенного нарушения текстуры пород; 3 — зона полной перестройки текстуры, сопровождающейся смещением пород; 4 — зона нарушений сплошности пород трещинами; 5 — зона уплотнения пород (равномерная перестройка текстуры); 6 — зона пород с практически ненарушенной текстурой

в разных направлениях и смещены относительно друг друга, что создает мозаичную текстуру. На отдельных участках породы сформировалась текстура течения: все структурные элементы ориентированы в направлении параллельном поверхности наконечника, как бы обтекающая его. Текстура течения особенно хорошо развита в сфере воздействия плоского наконечника.

На рис. 54, а приведена микрофотография шлифа, ориентированного в плоскости, проходящей по оси конуса, т. е. вкост напластования пород. Показан участок пород зоны I и контакт этой зоны с породами зоны 2. Породы первой зоны имеют мозаичную текстуру. Видно чередование светлых и темных участков, что соответствует разной ориентации блоков по отношению к оси ориентации структурных элементов внутри зоны I.



Рис. 54. Текстура польдиевой глины после испытания статическим зондированием в зоне I.  
а — текстура мозаичная; б — текстура течения. Никели +, ув. 200<sup>X</sup>

На рис. 54, б порода в зоне 1 имеет текстуру течения. В положении просветления выглядит как единое массивное зерно с показателем ориентации 95—100. К зоне 1 примыкает зона перестройки текстуры, сопровождающаяся смещением пород. Зона 2 имеет очень небольшую (до 1,2 мм) мощность, форму ломаной оконтуривающей трещины и разделяет зоны 1 и 3. Текстура породы зоны 2 упорядоченная. Направление ориентировки элементов совпадает с направлением трещин. На отдельных участках направление ориентации структурных элементов составляет угол 10—15° с направлением трещин.

На рис. 54 видны светлые прожилки, представляющие собой участки породы с хорошей пространственной ориентацией глинистых частиц и агрегатов вдоль трещин. Последнее свидетельствует о перемещении одной части массива (зоны 1) относительно другой (зоны 3).

Таким образом, исследование текстуры породы в сфере воздействия статического зонда подтверждает полученные другими методами данные о том, что при углах раскрытия конуса  $> 30^\circ$  резание породы осуществляется уплотненным ядром (зона существенного изменения текстуры). В процессе перемещения ядра вместе с зондом на контакте формируется зона сдвига (зона 2) с совершенной, упорядоченной текстурой пород.

Зона сдвига разделяет уплотненное ядро и зону 3, которую авторы условно называют зоной нарушения сплошности породы трещинами.

В пределах зоны 3 порода нарушена сетью трещин, ориентированных преимущественно вдоль зоны сдвига, и более резкой сетью оперяющих трещин, составляющих угол 60—90° с основными трещинами. Смещение породы по трещинам с перестройкой ее текстуры отмечается лишь в непосредственной близости от зоны 2.

Густота трещин в направлении от наконечника зонда постепенно уменьшается; на некотором расстоянии от зонда порода имеет ненарушенную структуру и текстуру (зона 5). Примерная мощность зоны 3 (нарушения сплошности пород) 1,0—1,2 см (для наконечника 40°) и 1,5—2,0 см (плоский наконечник).

Породы зоны существенного нарушения текстуры, сопоставляемой с уплотненным ядром, вниз постепенно переходят в уплотненные породы, степень изменения текстуры которых постепенно уменьшается. В верхней части зоны уплотненных пород блоки смещены относительно друг друга, на их контактах возникли участки, в которых произошла перестройка текстуры, выражающаяся в пространственной ориентации элементов вдоль контактов. Постепенно степень ориентации структурных элементов увеличивается и наблюдается зона уплотнения, текстура породы внутри которой упорядоченная (почти аксиальная) с показателем ориентации  $\approx 85$ —90, по сравнению с 55—60 в исходной текстуре. Примерная мощность зоны уплотненных пород 2,5—3 см.

В породах с практически не нарушенной текстурой (зона 5) встречаются редкие, преимущественно вертикальные, реже горизон-

тальные трещины, по которым не происходило смещение блоков. Это позволяет считать текстуру породы в зоне 5 практически не нарушенной.

Параллельно с изучением структуры сферы воздействия петрографическим методом проведено исследование напряженного состояния упругой среды вокруг наконечника зонда. Поле максимальных касательных напряжений  $\tau_{\max}$ , полученных поляризационно-оптическим методом, показано на рис. 53. Была предпринята попытка проследить изменение поля напряжений при переходе деформаций из упругой в пластическую стадию. Однако эта попытка оказалась неудачной из-за невозможности разграничить напряжения, обуславливающие упругие и пластические деформации. Детальные наблюдения за остаточными деформациями показали, что последние имеют место при всех нагружениях и разнятся лишь величинами.

На рис. 53 приведено поле максимальных касательных напряжений, полученное поляризационно-оптическим методом, и строение сферы воздействия, установленное по необратимым текстурным изменениям. Как видно из рисунка, поле напряжений и схема строения области воздействия вполне сопоставимы. Это свидетельствует о тесной связи между напряжениями, деформациями и текстурой пород, а следовательно, о возможности применения каждого из методов для оценки сферы воздействия зонда в глинистых породах.

### 3. ПРЕССИОМЕТРИЧЕСКИЕ ИСПЫТАНИЯ

В практике полевых определений прочностных и деформационных свойств пород все шире используют прессиометрию. В связи с этим появилась необходимость в изучении физических процессов, протекающих в массиве пород, в сфере воздействия камеры при прессиометрических испытаниях и в установлении конфигурации и размеров сферы. Последнее нужно для вычисления по соответствующим формулам показателей свойств пород.

Во ВСЕГИНГЕО в 1969 г. впервые проведены натурные наблюдения за характером изменения текстуры, плотности и влажности породы вокруг прессиометра [46]. Исследования проведены в четвертичных элювио-делювиальных отложениях оползневого тела Финбанк, г. Хоста (табл. 25).

Таблица 25

Показатели свойств оползневых накоплений (участок Финбанк)

Естественная влажность, %	Объемная масса, г/см <sup>3</sup>	Показатель влагонасыщения	Показатель консистенции	Пористость, %	Число пластичности, %
22—23	1,65—1,66	1,0	0,51	45—50	25

Состав глинистых пород по данным рентгеноструктурного анализа и петрографического описания шлифов — полиминеральный. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюда и каолинит, в меньшем количестве присутствует хлорит, отмечается слабая примесь монтмориллонита. Среди неглинистых минералов присутствуют кварц, кальцит, полевые шпаты, глауконит, хлорит. Структура пород псаммо- и алевро-пелитовая, текстура беспорядочная.

Прессиометрические испытания проводили прессиометром ИГП-21. Камеру погружали в скважину на глубину 2—3 м. Этот интервал разбуривали путем сплошного отбора монолитов с помощью забивного грунтоноса. Для определения радиуса сферы воздействия прессиометра скважина после проведения испытаний была вскрыта на глубину 3 м траншеей, из стенки которой отбирали образцы для исследования. Для изучения текстуры из центральной части отпечатка камеры прессиометра, начиная от его края и в глубь массива на расстояние 1,5 м, сплошным отбором были взяты монолиты  $7 \times 7 \times 7$  см.

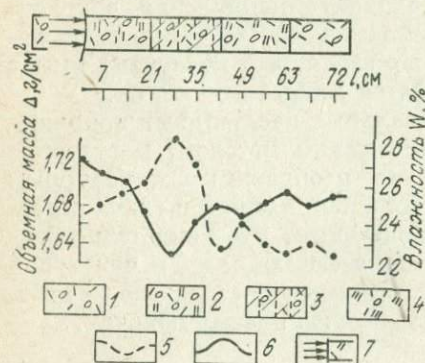


Рис. 55. Изменение текстуры и свойств глинистых пород в сфере влияния камеры прессиометра.

1 — текстура породы до проведения прессиометрии; 2 — текстура породы в зоне уплотнения; 3 — то же, в зоне разрушения; 4 — то же, в зоне затухания деформаций; 5 — кривая изменения влажности; 6 — кривая изменения объемной массы; 7 — граница отпечатка камеры

сравнительного анализа данные о показателях исходной и нарушенной при прессиометрических испытаниях текстуры пород. Отбор образцов на влажность и объемную массу производили пробоотборником диаметром 2 и высотой 3,4 см. Объемную массу определяли методом «режущего кольца», а влажность — весовым методом.

В результате проведенных работ было установлено, что радиус сферы воздействия камеры прессиометра диаметром 100 мм примерно 60—65 см. По характеру необратимых текстурных изменений сферу воздействия можно разделить на три цилиндрические зоны (рис. 55).

1. Зона уплотнения пород, прилегающая к камере прессиометра и в радиальном направлении распространяющаяся примерно на 20 см. Изменение текстуры пород в пределах этой зоны сводится к появлению локальных областей, в пределах которых отдельные

структурные элементы имеют четко выраженную пространственную ориентацию в направлении, совпадающем с направлением края камеры (перпендикулярно к приложенной нагрузке). Эти области неравномерно распределены в общей массе породы с беспорядочной текстурой и составляют от нее 20—25%. В краевой части зоны уплотнения пород (ближе к контакту с породами зоны нарушения обнаружена сеть тонких прерывистых трещин. На рис. 55 видно, что зоне уплотнения соответствуют максимальная объемная масса и минимальная влажность породы.

2. Зона нарушения сплошности пород трещинами. В этой зоне мощностью примерно 20 см, намечающаяся на периферии зоны уплотнения, сеть тонких трещин перерастает в четко выраженную систему трещин с двумя направлениями их ориентировки. Одно направление составляет с горизонталью угол  $50^\circ$ , другое образует с первым угол  $75^\circ$ . Система трещин разбивает породу на блоки  $3 \times 2$  мм. В процессе деформации произошло перемещение образовавшихся блоков относительно друг друга, что характеризуется появлением вдоль линий смещения участков с идеальной пространственной ориентацией глинистых частиц и агрегатов. Зоне нарушения сплошности пород соответствует пониженная плотность и повышенная их влажность.

3. Зона затухания деформации. На расстоянии 45—60 см от края отпечатка камеры прессиометра изменение текстуры затухает, наблюдаются лишь отдельные участки породы с ориентированным расположением структурных элементов и редкие прерывистые трещины. Количество участков уменьшается по мере удаления от скважины и постепенно без ярко выраженной границы породы этой зоны переходят в породы с ненарушенной текстурой. Плотность и влажность породы зоны стабилизируются и постепенно достигают исходных значений.

Таким образом, исследования текстуры породы в сфере воздействия прессиометра позволили установить ее границы и получить данные о процессе деформирования пород при испытаниях прессиометром. Эти данные представляют большой интерес при уточнении граничных условий в задачах по определению показателей прочности и сжимаемости глинистых пород.

#### 4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ материалов исследования сфер воздействия рабочих органов полевых приборов, предназначенных для изучения прочностных и деформационных свойств глинистых пород, позволяет сделать некоторые выводы, интересные как в научном, так и в практическом отношении.

1. Показано, что текстурный анализ можно эффективно применять для изучения процессов взаимодействия породы с рабочими органами полевых приборов.

2. По изменению текстуры пород в сфере воздействия полевых приборов можно определить ее размеры, конфигурацию и установить структуру (разделить на зоны). Это дает возможность откорректировать теоретические основы методов, используемые при разработке расчетных формул.

3. Совместный анализ структуры сферы воздействия с полем напряжений, по-видимому, облегчит решение вопроса о зонах напряжений и зонах деформирования пород, что будет способствовать разработке конструкций приборов, обеспечивающих более однородное напряженное состояние пород.

## ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЕКСТУРНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Горные породы, в том числе и глинистые, представляют собой сложные природные системы. Они непрерывно изменяются во времени под влиянием внешних и внутренних причин в основном под влиянием давления и температуры. Известно, что состав, состояние и свойства горной породы зависят от условий ее деформирования и последующей истории развития. Это положение следует полностью отнести к структурно-текстурным особенностям горных пород. Состав, структура, текстура, состояние и свойства породы — тесно связанные характеристики, определяющие горную породу. Изменение одной из характеристик приводит к изменению других. Это особенно ярко проявляется в глинистых породах, которые по сравнению с другими породами представляют собой, пожалуй, наиболее динамичные системы, достаточно интенсивно изменяющие свой облик на разных стадиях литогенеза и чрезвычайно чувствительные в отношении структурно-текстурных особенностей и свойств к внешним и внутренним воздействиям. Авторы надеются, что после ознакомления с результатами разработок, изложенными в книге, можно убедиться в связи текстуры со свойствами глинистых пород и в весьма большой мобильности текстуры, обусловленной внешними механическими воздействиями.

Следует отметить, что водонасыщенные глинистые пасты представляют собой хорошую модель глинистой породы в начальный период литогенеза (ранний диагенез по Л. В. Пустовалову), и изменение их текстуры при консолидации, компрессии и сдвиге, по-видимому, с достаточно большой долей приближения моделируют изменение текстуры глинистых пород при литогенезе. Чисто абстрактно можно себе представить, что более или менее однородный по гранулометрическому составу водонасыщенный глинистый осадок, отложившийся в спокойной гидродинамической обстановке в пресноводном бассейне, при уплотнении должен иметь текстуру, которая характеризуется наличием осей преобладающей ориентации структурных элементов.

Если процесс седиментации исходного минерального материала во времени не был монотонным и обладал, например, периодичностью, приведшей к чередованию слоев разного состава (ленточные, озерно-ледниковые глины), то слои должны иметь текстуру разных классов. Это легко объяснить тем, что состав структурных элементов в слоях будет различным. Он наследует черты седиментогенеза. Различия

в составе структурных элементов отражаются в особенностях текстуры породы, так как пространственная ориентация элементов зависит не только от внешних факторов, но и от внутренних, определяемых набором структурных элементов породы и ее физико-химическими характеристиками (силы взаимодействия между элементами, поглощенный комплекс, состав и виды воды, примеси органического вещества и др.). Представление о зависимости текстуры глинистой породы от внутренних причин, от физико-химических процессов, происходящих в глинистых породах на границе раздела фаз, подтверждается широко известным фактом присутствия в толще уплотненных глинистых пород недоуплотненных глинистых прослоев с беспорядочной текстурой. Видимо, их уплотнению препятствовали структурный каркас или внутренние силы, возникшие как реакция на внешнюю нагрузку, препятствующие сближению структурных элементов. В целом структурно-текстурные особенности горных пород, как и их свойства, находятся в термодинамическом равновесии с окружающей средой. В ходе прогрессивной фазы литогенеза, по мере перехода от одной стадии к другой, проявляется достаточно четко выраженная тенденция к организации пространственной ориентации структурных элементов породы, к упорядочению текстуры. Эта тенденция прослеживается при сопоставлении текстур пород глинистого ряда: водонасыщенной глины, уплотненной глины, аргиллитоподобной глины, аргиллита, глинистого сланца, метаморфизованной глинистой породы. При регрессивном литогенезе, по-видимому, должна в какой-то степени проявляться обратная тенденция.

Текстура породы обладает известной инерционностью (необратимая компонента изменения пространственной ориентации). Это ее свойство можно использовать для решения некоторых геологических задач. Например, на территории севера и центра Европейской части СССР широко распространены покровные отложения проблематичного происхождения. Их генезис можно установить на основании данных текстурного анализа. Если бы удалось установить, что текстура покровных отложений наследует текстуру материнских пород, то с большой долей вероятности можно было бы говорить об их гипергенном происхождении. Так как текстура породы по разрезу элювия изменяется и черты материнской породы в текстуре по направлению к поверхности земли затухают, то для подтверждения гипотезы об элювиальном происхождении покровных отложений достаточно получить однотипные функции изменчивости показателей текстуры по мощности для поля покровных отложений. Можно предположить, что функции будут отличаться лишь фоном, в котором найдут отражение различия в текстурах исходных пород. Подобного рода исследования выполнены авторами для верхне- и нижнехвалынских морских глинистых пород Дагестана. По показателям текстуры удалось выделить элювий морских глинистых отложений мощностью 3,5—4,0 м.

Измененные в процессе выветривания хвалынские глинистые породы имеют преимущественно беспорядочную, реже послойно-

упорядоченную текстуру. В породах, слабо измененных выветриванием (ниже 3,5 м), текстура упорядоченная, реже послойно-упорядоченная. Данные текстурного анализа полностью совпали с данными полученными другими методами: горизонт элювия удалось выделить путем анализа эпюр динамической пенетрации.

Специфической задачей, решение которой в настоящее время обеспечивается, пожалуй, только текстурным анализом, является возможность установления факта деформирования глинистой породы по необратимым изменениям ее текстуры и, нередко, возможность оценки характера и интенсивности процесса, обусловившего деформирование. Из этой возможности анализа текстуры непосредственно вытекает приложение методов оценки текстуры во всех случаях геологической практики, когда требуется дать ответ на вопрос, происходит ли (или происходило ли) перемещение глинистых пород в пространстве, какой объем породы подвергся деформации и каков характер деформации. В главе VII показано, как можно использовать результаты изучения текстуры для выявления процессов, происходящих в глинах при их взаимодействии с рабочими органами полевых и лабораторных приборов. Приведенными примерами, естественно, не ограничиваются возможности текстурного анализа.

Как известно, большинство физико-геологических и инженерно-геологических процессов, происходящих в глинистых породах, связано с перемещением пород, поэтому исследование текстуры глин открывает возможности получения дополнительной, нередко весьма ценной информации о процессе. Привлечение текстурного анализа для оценки оползневого процесса и возможности анализа рассмотрены в главе VI.

Кроме изучения оползней в глинистых породах результаты исследования текстуры могут оказаться полезными при изучении перемещений массивов скальных пород на склонах, для индикации древних оползневых накоплений, подводных оползней, солифлюкции.

Обстановка седиментации в той или иной степени отражается на текстуре породы, поэтому геологи уже в течение многих лет используют текстуру породы на макро- и мегатекстурном уровне (уровень изучения текстуры породы в обнажении или искусственно вскрытом разрезе) для восстановления обстановки седиментации, т. е. для фациального анализа. Известен ряд классических геологических работ, в которых вопросы изучения макро- и мегатекстуры получили развитие для решения задач реконструкции палеогеографических обстановок. В области других уровней исследования текстур — мезо- и микроуровня — работ, которые были бы посвящены геологическим приложениям анализа мезо- и микротекстур горных пород, очень мало. По-видимому, большой интерес представили бы такие работы для изучения кайнозойских глинистых пород, в которых нередко отсутствуют признаки, достаточные для их возрастной и генетической индикации традиционными методами. Можно предположить, что золотые отложения будут иметь беспорядочную текстуру; делюви-

альные — в соответствии с динамикой делювиального процесса — послойно-беспорядочную текстуру, характеризующуюся разной степенью рассеяния структурных элементов в слоях; озерные, озерно-болотные отложения и отложения старичной фации аллювия должны обладать послойно-упорядоченной и упорядоченной текстурами.

Работа по изучению текстуры глинистых пород разного происхождения практически еще не начата, хотя она представляется чрезвычайно актуальной с общегеологических позиций. Обобщение результатов этой работы могло бы вылиться в генетическую классификацию глинистых пород, в которой важным признаком, определяющим происхождение породы, была бы ее текстура.

Большой научный и практический интерес представляет изучение пространственной изменчивости текстуры глинистых пород, изучение полей показателей текстуры, их математическое моделирование и прогноз. Анализ полей текстурных показателей, который еще никем не проводился, позволит не только осуществить прогноз текстур глин (и их свойств), не только получить данные об особенностях и региональных закономерностях обстановки формирования глинистых пород, но и установить местоположение аномалий текстуры, используя для этого карты локального эффекта. Подобные аномалии представляют интерес для гидрогеологов. Аномальные области текстуры могут соответствовать зонам вертикальной миграции подземных вод, которые во все возрастающей степени привлекают специалистов по динамике и ресурсам подземных вод, а также гидрогеохимиков. Концепции классической динамики подземных вод, опирающиеся на представления о глинистых породах как о водоупорах, о водонепроницаемых экранах, в ряде случаев оказались несостоятельными. Были высказаны гипотезы о перетекании подземных вод через глинистые породы, требующие экспериментального подтверждения. Уверенность авторов в применимости анализа текстур для выявления процесса вертикальной миграции воды через глинистые породы базируется на результатах работ, проведенных в 1964—1966 г. [4] и показавших, что направленная фильтрация воды через глинистые породы ведет к перестройке их текстуры.

Геологические поля показателей текстуры и мер их рассеяния можно использовать для реконструкции обстановки формирования глинистой породы в пределах всей области пространства, занимаемой ею, а не только в отдельных точках, как это делается в настоящее время. Подобный пространственный подход позволит более полно вскрыть историю развития территории.

По геологическим полям текстур глинистых пород можно прогнозировать их свойства, но этот вопрос требует знания характера связей между показателями текстуры и физико-механических свойств. В инженерной геологии в последнее время стало модным заниматься корреляционным анализом. Во многих работах даются уравнения, связывающие разные показатели свойств и коэффициенты

корреляции, но, к сожалению, очень редко в них можно увидеть указания на цели корреляционного анализа. Видимо, по этой причине в подобных работах можно встретить рекомендации по использованию уравнений регрессии для вычисления показателей свойств, определяемых более просто и быстро, по показателям свойств, определение которых более сложно и трудоемко. Мы не предлагаем по текстуре вычислять показатели свойств глинистых пород в отдельных точках пространства. Во-первых, потому что получить показатели текстуры глинистой породы ничуть не проще, чем определить ее свойства, например прочностные. Во-вторых, показатели текстуры и отдельные показатели, характеризующие физико-механические свойства пород, связаны, видимо, слабо и коэффициенты парной корреляции будут низкими. Наш тезис сводится к следующему. Располагая полем показателя текстуры (хорошо бы при этом иметь и поле дисперсии показателя текстуры), можно указать на тенденцию изменения показателей прочности или сжимаемости глинистых пород в любом направлении в пределах области поля. Это уже немало для выбора места будущего строительства.

Таким образом, возможности текстурного анализа в различных областях геологии далеко не исчерпаны. Авторы отдают себе отчет в том, что некоторые из поставленных задач выходят за рамки проблемы текстура и деформация глин. Они поставлены для того, чтобы показать, какие неиспользованные резервы таит текстурный анализ, и привлечь внимание специалистов к решению этих задач.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В. М., Трумбачев В. Ф. Определение нормальных напряжений вокруг горных выработок поляризационно-оптическим методом на основе построения поля касательных напряжений. — «Технология добычи угля подземным способом», 1967, № 11, с. 44—49.
2. Аносова Л. А. Изменение состава и деформационного поведения глин при оползневых процессах. М., «Наука», 1966, 80 с.
3. Атлас структур и текстур осадочных пород. Под ред. А. В. Хабанова и М. Ф. Викуловой. М., «Наука», 1960, 180 с. (Мат-лы к XXI сессии Междунар. геол. конгр. Вып. 1).
4. Березкина Г. М., Царева А. М. Изменение текстурных особенностей каолининовой глины в процессе фильтрации. — «Современные методы изучения физико-механических свойств горных пород», 1968, вып. 7, с. 48—52.
5. Бондарик Г. К. О механизме и этапах деформирования глин с различной микротекстурой при консолидации и набухании. — «Современные методы изучения физико-механических свойств горных пород», 1968, вып. 7, с. 5—19.
6. Бондарик Г. К., Комаров И. С., Ферронский В. И. Полевые методы инженерно-геологических исследований. М., «Недра», 1967, 372 с.
7. Бородкина М. М. Приставка для изучения текстур на рентгеновской установке УРС-50И. — «Заводская лаборатория», 1958, № 5, с. 638—639.
8. Бородкина М. М., Кабузенко С. Н. Построение количественных полюсных фигур с помощью вычислительной машины. — В кн.: Тезисы докл. X совещ. по применению рентген. лучей к исслед. материалов. М., 1971, с. 55—56.
9. Борьба с оползнями на автомобильных дорогах. — В кн.: Дорожн. исслед. комиссии по исследованию оползней. М., Автотрансиздат, 1960, 184 с.
10. Бочко Р. А. Возможности электронной микроскопии при инженерно-геологическом изучении глин. (Автореф. диссертации). М., 1971, 27 с.
11. Брэдли Д. Е. Метод реплик и метод оттенения. — В кн.: Техника электронной микроскопии (пер. с англ.). М., 1965, с. 110—177.
12. Вассоевич Н. Б. Текстуры осадочных пород. — В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. М., 1958, с. 95—129.
13. Викулова М. Ф. Глинистые породы. — В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. II. Л., 1958, с. 147—188.
14. Вялов С. С., Пекарская Н. К., Максимьяк Р. В. О физической сущности деформирования и разрушения глинистых грунтов. — «Основания, фонд. и мех. грунтов», 1970, № 1, с. 7—9.
15. Вялов С. С., Скибицкий А. М. Вопросы реологии грунтов. — В кн.: Докл. к V Междунар. конгр. по мех. грунтов и фонд. М., 1961, с. 7—20.
16. Гольдштейн М. Н. Исследования устойчивости оползневых масс и способы ее повышения. — В кн.: Борьба с оползнями, обвалами и размывами на железных дорогах Кавказа. М., 1961, с. 15—32.
17. Гольдштейн М. Н. Механические свойства грунтов. М., Стройиздат, 1971, 367 с.
18. Гольдштейн М. Н., Туровская А. Я., Ланидус Л. С.

Исследование оползневого течения. — «Вопросы геотехники». Днепропетровск, 1962, № 5, с. 3—23.

19. Грабчак Л. Г., Бухаров Г. Н. К вопросу о распределении напряжений в образце материала при прочностных испытаниях на сдвиг. — «Изв. высш. уч. завед. Геология и разведка», 1965, № 5, с. 128—133.

20. Грицаенко Г. С., Рудницкий Е. С., Горшков А. И. Электронная микроскопия минералов. М., Изд-во АН СССР, 1961, 191 с.

21. Грунтоведение. Изд. 3. М., Изд-во МГУ, 1971, 595 с. Авт.: Е. М. Сергеев, Г. А. Голодковская, Р. С. Зиянгиров, В. И. Осипов, В. Т. Трофимов.

22. Гулакян К. А. Методы изучения и механизм глубоких оползней выдавливания. (Автореф. диссертации). М., 1965, 25 с.

23. Гулакян К. А., Кюнтцель В. В. О распознавании типов оползневых процессов. — В кн.: Вопросы инженерной геологии. Докл. советских ученых к Междунар. конгр. ассоциации инженеров-геологов. М., 1970, с. 190—200.

24. Денисов Н. Я. Строительные свойства глинистых пород и их использование в гидротехническом строительстве. М.—Л., Госэнергоиздат, 1956, 288 с.

25. Денисов Н. Я. О природе оползней выдавливания и мерах борьбы с ними. — «Науч. докл. высшей школы строительства», 1958, № 4, с. 11—19.

26. Денисов Н. Я. Основные причины возникновения оползней и меры борьбы с ними. — В кн.: Борьба с оползнями, обвалами и размывами на железных дорогах Кавказа. М., 1961, с. 44—49.

27. Денисов Н. Я. Принцип эффективных напряжений и устойчивость глинистых грунтов. — «Основания, фундаменты и мех. грунтов», 1963, № 2, с. 5—8.

28. Деформация и текстура водонасыщенных глинистых пород. — В кн.: Вопросы инженерной геологии. Докл. советских ученых к Междунар. конгрессу ассоциации инженеров-геологов. М., 1970, с. 78—87. Авт.: Г. К. Бондарик, Г. М. Березкина, А. М. Царева, Е. Н. Иерусалимская.

29. Дранников А. М. Оползни. Типы, причины образования, меры борьбы. Киев, 1956, 102 с. (Укргипросельстрой).

30. Дранников А. М. Одесские оползни (типы, причины их образования и меры борьбы с ними). — «Труды Одесского Госуниверситета, серия геол. и геогр. наук», 1960, вып. 7, т. 150, с. 15—24.

31. Дранников А. М. Расчетные методы для определения причин, вызывающих оползни. — В кн.: Материалы совещания по вопросам изучения оползней и мер борьбы с ними. Киев, 1964, с. 29—34.

32. Емельянова Е. П. Методическое руководство по стационарному изучению оползней. М., Госгеолтехиздат, 1956, 245 с.

33. Емельянова Е. П. О количественной оценке роли различных факторов в оползневом процессе. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инж. геологии. М., 1961, № 19, с. 104—113.

34. Емельянова Е. П. Морфологическая классификация оползневых явлений для целей инж.-геол. картирования. — «Вопросы региональной инженерной геологии и методики исследования. Новая сер.», 1963, № 1, с. 82—100.

35. Емельянова Е. П. Сравнительный метод оценки устойчивости склонов и прогноза оползней. М., «Недра», 1971, 104 с.

36. Емельянова Е. П. Основные закономерности оползневых процессов. М., «Недра», 1972, 310 с.

37. Жихович В. В. Исследования физико-механических свойств мочковатых глин, залегающих в основании оползневых склонов г. Одессы. — В кн.: Оползни и борьба с ними. Ставрополь, 1964, с. 267—277.

38. Ильинская Г. Г. Об изучении микроструктурных и микротекстурных особенностей лёссовых пород с помощью электронного микроскопа. — «Вестн. МГУ. Сер. геол.», 1966, № 6, с. 87—93.

39. Ильинская Г. Г. К вопросу электронно-микроскопического изучения глин. — «Вопросы инженерной геологии и грунтовед.», 1968, вып. 2, с. 77—81.

40. Ильинская Г. Г., Знангиров В. С. Разрушение структурных элементов и изменение микротекстуры дисперсных грунтов при действии высоких давлений в условиях компрессии. — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1969, № 5, с. 70—71.

41. Ильинская Г. Г. и Рекшинская Г. А. Состав и микростроение глинистых пород по данным электронно-микроскопических исследований. — В кн.: Докл. советских геологов к XXIII сессии Междунар. геол. конгр. М., 1968, с. 76—93.

42. Исследования глубоких оползней Одессы. — «Вопросы геотехники», 1968, № 12, с. 7—36. Авт.: М. Н. Гольдштейн, А. Я. Туровская, Т. А. Тимофеева, П. С. Кононенко, А. Т. Кутепов, Н. А. Макаренко.

43. Китайгородский А. И. Рентгеноструктурный анализ. М., Гостехиздат, 1950, 650 с.

44. Клубова Т. Т. Роль текстур и органического вещества в формировании инженерно-геологических свойств глинистых пород. — «Инж.-геол. свойства глинистых пород и процессы в них. Труды Междунар. симпозиума», 1972, вып. 1, с. 36—43.

45. Клубова Т. Т. Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти. М., «Недра», 1973, 254 с.

46. Коренева С. Л., Царева А. М., Горячева Д. С. О деформировании водонасыщенных глинистых пород при прессиометрических испытаниях. — «Современные методы изучения физико-механических свойств горных пород». 1970, вып. 31, с. 51—56.

47. Котов А. И. Поровое давление в процессе ползучей консолидации глинистых грунтов. — «Труды Ин-та водного транспорта». 1962, вып. 27, с. 41—46.

48. Ларионов А. К. Инженерно-геологическое изучение структуры рыхлых осадочных пород. М., «Недра», 1966, 328 с.

49. Ларионов А. К. Методы исследования структуры грунтов. М., «Недра», 1971, 200 с.

50. Ларионов А. К., Приклонский В. А., Ананьев В. П. Лёссовые породы и их строительные свойства. Ч. I. М., Госгеолиздат, 1959, 367 с.

51. Максимьяк Р. В. Исследование структурных изменений полутвердых и мерзлых глинистых грунтов в процессе ползучести. (Автореф. диссертации). М., 1970, 28 с.

52. Месчян С. Р. К вопросу экспериментального определения характеристик связанных грунтов при сжатии. — «Докл. АН Арм. ССР», 1956, т. 23, № 3, с. 111—118.

53. Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород. Т. 1. Под ред. Е. М. Сергеева, С. Н. Максимова, Г. М. Березкиной. М., Изд-во МГУ, 1968, 346 с.

54. Методы изучения инженерно-геологических свойств глинистых пород Предкавказья в связи с оценкой оползневых и просадочных процессов. М., «Наука», 1967, 190 с. Авт.: П. В. Царев, Л. Г. Балаев, А. М. Моношко и др.

55. Мингазин П. А. Деформационная приставка к дифрактометру УРС-50И. — «Приборы и техника эксперимента», 1968, № 3, с. 195—198.

56. Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. Т. 1. М., Изд-во иностр. лит., 1954, 648 с.

57. Нилендер Ю. А. Механические свойства бетона и железобетона. — В кн.: Справочник проектировщика промышленных сооружений. Т. 4. М.—Л., 1935, с. 25—26.

58. Одинцова Л. И., Бондарик Г. К. Сравнительное исследование показателей прочности глинистых грунтов методами одноплоскостного среза и одноосного сжатия. — «Современные методы изучения физико-механических свойств горных пород», 1968, вып. 7, с. 163—169.

59. Одинцова Л. И., Воробьев Е. А. Расчленение пород оползневых накоплений по результатам изучения их механических свойств. — «Современные методы изучения физико-механических свойств горных пород». 1970, вып. 31, с. 75—85.

60. Осипов Ю. Б. Исследование глинистых суспензий, паст и осадков в магнитном поле. М., Изд-во МГУ, 1968, 159 с.

61. Осипов Ю. Б. К вопросу об оценке трехмерной текстуры горных пород (на примере одноосного сжатия и консолидации глинистых паст). — «Вестн. МГУ. Сер. геол.», 1969, № 2, с. 62—71.

62. Осипов Ю. Б., Соколов Б. А. Количественная характеристика текстур глин методом магнитной анизотропии. — «Инженерно-геологические свойства глинистых пород и процессы в них. Труды Междунар. симпозиума», 1972, вып. 1, с. 52—65.

63. Пинес Б. Я. Лекции по структурному анализу. Харьков, 1957, 455 с. (Харьк. гос. ун-т).

64. Попов И. В. Крипструктура глин при их деформациях. — «Докл. АН СССР», 1944, т. 15, № 4, с. 174—176.

65. Пономарев В. В. Приставка к дифрактометру для изучения ориентации частиц глины в процессе компрессионного уплотнения. — «Новые полевые и лабораторные методы определения инженерно-геологических свойств горных пород», 1969, вып. 15, с. 89—95.

66. Пономарев В. В., Райтбурд Ц. М. Методика дифрактометрического изучения аксиальных текстур глин. — «Рентгенография минерального сырья», 1960, вып. 5, с. 143—150.

67. Портнов Б. Б., Ткаченко Н. В. Оптически активный материал на основе эпоксидной смолы ЭД-6, отверждаемой метилтетрагидрофтаблевым ангидридом. — В кн.: Поляризационно-оптический метод исследования напряжений. Труды V Всесоюз. конф. Л., 1966, с. 134—139.

68. Прейсс А. К., Дегтева Т. А. Разделение нормальных напряжений при осесимметричной деформации моделей, исследуемых поляризационно-оптическим методом. — В кн.: Поляризационно-оптический метод исследования напряжений. М., 1965, с. 11—17.

69. Райтбурд Ц. М. Применение рентгеноструктурного анализа для изучения кристаллографической ориентировки глинистых минералов. — «Труды совещ. по изучению и использованию глин», 1958, т. 4, с. 779—794.

70. Райтбурд Ц. М., Муравьев В. И. Методика изучения микротекстуры глинистых пород. — В кн.: Физические методы изучения осадочных пород. М., 1962, с. 80—94.

71. Райтбурд Ц. М. Методика изучения ориентированных агрегатов глинистых минералов при рентгеноструктурном анализе. — «Рентгенография минерального сырья», 1961, вып. 2, с. 69—74.

72. Райтбурд Ц. М., Царева А. М., Пономарев В. В. Методика изучения текстуры глинистых пород. — «Современные методы изучения физико-механических свойств горных пород», 1968, вып. 7, с. 82—97.

73. Рекшинская Л. Г. Атлас электронных микрофотографий глинистых минералов и их природных ассоциаций в осадочных породах различного возраста. М., «Недра», 1966, 229 с.

74. Роза С. А., Котов А. И. Экспериментальные исследования ползучести скелета грунта. — «Зап. ЛГИ. Гидрогеол. и инж. геология», 1958, т. 34, вып. 2, с. 203—213.

75. Русько Ю. А. Новые данные о Часовярской монотермитовой глине. — В кн.: Материалы III Пленума комиссии по изучению глин (информ. бюл.). М., 1961, с. 119—125.

76. Сергеев Е. М., Ильинская Г. Г. Понятие о мезоструктуре глинистых пород. — «Вестн. МГУ, серия биологии, почвоведения, геологии, географии», 1958, № 4, с. 11—16.

77. Скелптон А. У. Длительная устойчивость глинистых склонов. (пер. с англ.). — «Проблемы геомеханики», 1967, вып. 7, с. 111—132.

78. Соколов А. Г. Вопросы ползучести глинистых водонасыщенных грунтов. — «Научно-техн. информ. бюл. Ленингр. политехн. ин-та, Гидротехника», 1958, № 1—2, с. 147—155.

79. Тер-Мартirosян З. Г., Цытович Н. А. О вторичной консолидации. — «Основания, фонд. и мех. грунтов», 1965, № 5, с. 12—15.

80. Тер-Степанян Г. И. Измерение глубинной ползучести склонов. — «Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр.», 1961, т. 144, с. 45—54.
81. Тер-Степанян Г. И. Использование наблюдений за деформациями склона для анализа механизма оползня. — «Проблемы геомеханики», 1967, № 1, с. 24—56.
82. Оползни и инженерная практика. (Сб. статей). Под ред. К. Терцаги. М., Изд-во иностр. лит., 1960, 137 с.
83. Туровская А. Я. О влиянии деформации на структуру глинистых грунтов. Научное сообщение № 6 ДИИТ. Днепропетровск, 1957, 12 с. (ДИИТ).
84. Туровская А. Я. Исследование геотехнических свойств первичных каолинов. — «Вопросы геотехники», 1959, № 3, с. 76—135.
85. Туровская А. Я. Исследование прочности первичных каолинов. Научное сообщение № 4 (13) ДИИТ. Днепропетровск, 1959, 19 с. (ДИИТ).
86. Туровская А. Я. Исследование структуры глинистого грунта. — В кн.: Проблемы инженерной геологии. М., 1970, с. 172—174.
87. Туровская А. Я., Тимофеев Т. А. К вопросу об эффективности противооползневых мероприятий на участке активного оползня Черноморского побережья Кавказа. — «Вопросы геотехники», 1969, № 16, с. 58—66.
88. Фадеева В. С. Ориентация частиц глины в процессе деформаций глинистой массы. — «Коллоид. журнал», 1957, т. 19, № 5, с. 640—642.
89. Ферронский В. И. Пенетрационно-каротажные методы инженерно-геологических исследований. М., «Недра», 1969, 240 с.
90. Филатов М. М. Лабораторный практикум по морфологии, физике и механике грунтов. М.—Л., Гострансиздат, 1936, 92 с.
91. Фрохт М. М. Фотоупругость. Поляризационно-оптический метод исследования напряжений. М.—Л., Гостехиздат, 1950, т. 1, 432 с, т. 2, 488 с.
92. Хаимова-Малькова Р. Н. Методическое руководство по исследованию напряжений оптическим методом. М., 1963, 68 с. (Ин-т горного дела им. А. А. Скочинского).
93. Хаимова-Малькова Р. Н. Методика исследования напряжений поляризационно-оптическим методом. М., «Наука», 1970, 115 с.
94. Хейкер Д. М., Зевин Л. С. Рентгеновская дифрактометрия. М., Физматгиз, 1963, 380 с.
95. Хесин Г. Л., Бабенков И. С., Иванов К. И. Распределение напряжений в буровом инструменте и породе. М., 1963, 90 с. (ЦИИТЭИ угля).
96. Царева А. М., Коренева С. Л. Применение петрографического метода выявления ослабленных зон оползневого массива. — «Современные методы изучения физико-механических свойств горных пород», 1970, вып. 31, с. 86—90.
97. Царева А. М., Пономарев В. В., Ахпателов Д. М. Необратимые текстурные изменения при одноосном и трехосном сжатии. — «Современные методы изучения физико-механических свойств горных пород», 1968, вып. 7, с. 85—81.
98. Царева А. М., Снеговая С. Е. Методика приготовления глинистых паст с различными текстурами. — «Современные методы изучения физико-механических свойств горных пород», 1968, вып. 7, с. 98—104.
99. Шibaкова В. С. Изменение структуры глинистых грунтов при гидростатическом сжатии. — «Вестн. МГУ. Сер. геол.», 1965, № 2, с. 90—93.
100. Шibaкова В. С. Влияние текстуры глины на их сопротивление сдвигу. — В кн.: Вопросы инженерной геологии. Докл. советских ученых к Междунар. конгр. ассоциации инженеров-геологов. М., 1970, с. 53—64.
101. Akai K., Adachi T. Study of the one-dimensional consolidation and the shear strength characteristics of fully saturated clay, in terms of effective stress. — «Proc. 6th Intern. Conf. Soil Mech. and Foundat. Engineering», Montreal, Univ. of Toronto Press, 1965, vol. 1, div. 1—2, p. 146—150.
102. ASTM Committee E-4 on Metallography. Tentative method for preparing quantitative pole figures of metals. — «ASTM Standards E 81-49T, 1949, (2), p. 1094—1104.

103. Bartolomew E. L., Biederman R. R. Machine for uniaxial tensile straining in the X-ray diffractometer. — «Rev. of the Scient. Instrum.», 1966, vol. 37, N. 1, p. 77—79.
104. Brindley G. W., Robinson K. Structure of kaolinite. — «Miner. Mag.», 1946, vol. 27, p. 242—253.
105. Buessem W. R., Nady B. The mechanism of the deformation of clays. — «Proc. of the Second Nat. Conf. on Clays and Clay Minerals», Pergamon Press, 1954, Pub. 327, p. 480—491.
106. Chernock W. R., Beck P. A. Analysis of certain errors in the X-ray reflection method for quantitative determination of preferred orientation. — «Journ. of the Appl. Phys.», 1952, vol. 23, p. 431—435.
107. Decker B. J., Asp E. T., Harker D. Preferred orientation determination using a Geiger counter X-ray diffraction goniometer. — «Journ. of the Appl. Phys.», 1948, vol. 19, p. 388—392.
108. Desper C. R. A computer—controlled X-ray diffractometer for texture studies of polycrystalline materials. — «Advances in X-ray analysis», 1969, Plenum Press, N. 4, vol. 12, p. 404—417.
109. Du Broff W. A. computer program for inverse pole figure statistics. «Journ. Appl. Cryst.», 3, 1971, vol. 4, p. 260—261.
110. Dunn C. G. The analysis of quantitative pole figure data. — «Journ. of the Appl. Phys.», 1954; vol. 25, N. 2, p. 233—236.
111. Engelhardt W., Gaida K. N. Concentration changes of pore solution during the compact of clay sediments. — «Journ. Sedim. Petrol.», 1963, vol. 33, N. 4, p. 919—930.
112. Fayed L. A. An X-ray diffractometry technique for preferred orientation in rocks. — «Int. Journ. Rock Mech. and Mining Sci.», 1967, vol. 4, 101—104.
113. Harris L. Quantitative measurement of preferred orientation in rolled uranium bars. — «The Philosophical Mag.», 1952, vol. 43, 7th series, N. 336, p. 113—123.
114. Hung-Chi Chao. Direct printout X-ray pole figures from digital computers. — «Advances in X-ray Analysis», 1969, Plenum Press, N. 2, vol. 12, p. 391—403.
115. Jetter L. K., Mc Hargue C. J., Williams R. O. Method of representing preferred orientation data. — «Journ. of the Appl. Phys.», 1956, vol. 27, N. 4, p. 368—374.
116. Lamb T. W. The structure of compacted clay. — «Journ. of the Soil Mechanics and Foundat. Div. Proc. ASCE, 1958, vol. 84, N. SM2, part 1, p. 1654—1660.
117. Lo R. J. Secondary compression of clays. — «Journ. of Foundat. Div. Proc. ASCE, 1961, vol. 87, N. SM4, p. 61—87.
118. Martin R. T. Quantitative fabric of consolidated kaolinite. — «Massach. Inst. (Techn. Dept.), Civil Eng. Soils Pub.», 1965, 179, Res. Rept. R-65-47, p. 3—50.
119. Martin R. T. Quantitative measurement of wet clay fabric. — «Clays and Clay Miner». Proc. 14th Nat. Conf. on Clays and Clay Minerals, 1966, 765 p.
120. Meade R. H. X-ray diffractometer method for measuring preferred orientation in clays. — «Short Papers in the Geologic and Hydrologic Sciences». U. S. Geological Survey, Articles 116, 1961, B273—B76.
121. Mitchell J. K. The fabric of natural clays and its relation to engineering properties». — «Proc. Highway Res. Road», 1956, vol. 35, p. 693—713.
122. Mitchell R. J. On the yielding and mechanical strength of Leda clays. — «Can. Geotechn. Journ.», 1970, vol. 7, N. 3, p. 297—312.
123. Mitchell C. M., Rowland J. F. Preferred orientation in uranium. — «Acta Met.», 1954, vol. 2, p. 559—561.
124. Morris Peter R. Inversion of pole figures for materials having orthorhombic symmetry. — «Journ. of the Appl. Phys.», 1966, vol. 37, N. 7, p. 359—364.
125. Mueller M. H., Chernock W. R., Beck R. A. Comments

on inverse pole figures methods. — «Trans. of Amer. Inst. of Mining, Metallurg. and Petr. Engng.», 1958, vol. 22, p. 38—40.

126. O'Brien N. R. Origin of Pennsylvanian underclays in the Illinois Basin. — «Geol. Soc. America Bull.», 1964, vol. 75, p. 823—832.

127. Olson R. E. The shear strength properties of calcium illite. — «Geotechnique», 1962, vol. 12, p. 23—43.

128. Robinson L. N. Effects of pore and confining pressures on failure characteristics of sedimentary rocks. — «Trans. of the Amer. Inst. of Mining, Metallurg. and Petroleum Engng.», 1959, vol. 216, p. 26—38.

129. Rösch H. Die quantitative röntnographische Phasenanalyse — ein Vergleich verschiedener Analysenabhandlungen, Stuttgart, 1968, Bd. 108, N. 3, S. 271—291.

130. Rosenquist G. G. Investigation in the clay-electrolyte-water system. — «Norwegian Geotechnical Inst.», Oslo, 1955, Pub. N. 9, 125 p.

131. Rothwell M. L. A computer program for the construction of pole figures. — «Journ. of the Appl. Cryst.», 1971, vol. 4, p. 494—497.

132. Rush R. Microstructural changes in soft quick clay at failure. — «Canadian Geotechn. Journ.», 1970, vol. 7, N. 1, p. 3—14.

133. Ryong—Joon Roe. Description of crystallite orientation in polycrystalline materials. III General solution to pole figure inversion. — «Journ. of the Appl. Phys.», 1965, vol. 36, N. 6, p. 2024—2031.

134. Schulz L. G. A direct method of determination preferred orientation of a flat reflection sample using a Geiger counter X-ray spectrometer. — «Journ. of the Appl. Phys.», 1949, vol. 20, p. 1030—1033.

135. Schulz L. G. Determination of preferred orientation in flat transmission samples using a Geiger counter X-ray orientation. — «Journ. of the Appl. Phys.», 1949, vol. 20, p. 1033—1036.

136. Silverman E. N., Bates T. F. X-ray diffraction study of orientation in the Chattanooga Shale. — «Amer. Mineral.», 1960, vol. 45, n. 1—2, p. 60—68.

137. Steinfink H., Gebhart J. E. Compression apparatus for powder X-ray diffractometry. — «Rev. of the Scient. Instr.», 1962; vol. 33, N. 5, p. 542—544.

138. Tchalenko I. S. The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. — «Tectonophysics», 1968, vol. 6, N. 2, p. 159—174.

139. Tchalenko I. S., Burnett A. D., Hung I. I. The correspondence between optical and X-ray measurements of particle orientation in clays. «Clay Mineral», 1971, vol. 9, N. 1, p. 47—70.

140. Thiem H. J. Quantitative Texturanalyse durch Röntgenintensitätsmessungen und ihre Anwendung auf experimentell verdichtete kaolinite- und montmorillonite Tone. — «Inauguraldissertation des Nath. Fakultät der Eberhard — Karls — Universität su Tübingen», 1967, 50 S.

141. Williamson W. O. The fabric, water-distribution, drying shrinkage and porosity of some shaped discs of clay. — «Amer. Journ. Sci.», 1947, vol. 245, p. 645—662.

142. Williamson W. O. Lineations in three artificial tectonites. — «Geol. Mag.», 1955, vol. 92, N. 1, p. 53—62.

# О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
<b>Глава I. Текстура песчано-глинистых пород и ее связь с деформациями</b> . . . . .	7
1. Понятие о текстуре, уровни текстуры, схема разделения текстуры . . . . .	7
2. Связь текстуры с деформациями горных пород . . . . .	16
<b>Глава II. Методика исследования процесса изменения текстуры глинистых пород</b> . . . . .	19
1. Методы изучения текстуры глинистых пород . . . . .	19
2. Методика подготовки паст с заданной текстурой . . . . .	45
3. Методика исследования изменения текстуры глинистых пород в процессе деформирования, после снятия нагрузки и высушивания образца . . . . .	48
<b>Глава III. Необратимые изменения текстуры глинистых пород при консолидации и компрессионном сжатии</b> . . . . .	55
1. Характеристика образцов . . . . .	55
2. Изучение процесса консолидации глин и процесса изменения их текстуры . . . . .	57
3. Обсуждение результатов экспериментальных исследований . . . . .	59
4. Механизм и этапы деформирования глинистых пород при консолидации . . . . .	67
<b>Глава IV. Необратимые изменения текстуры глин при одноосном сжатии</b> . . . . .	74
1. Характеристика образцов и подготовка их к анализу . . . . .	77
2. Изменения показателей текстуры глин в процессе одноосного сжатия . . . . .	79
3. Обсуждение результатов . . . . .	89
<b>Глава V. Необратимые текстурные изменения в породах при одноплоскостном и многоплоскостном сдвигах</b> . . . . .	99
1. Задачи и методы исследования . . . . .	99
2. Изменение текстуры породы при одноплоскостном и многоплоскостном сдвигах . . . . .	102
<b>Глава VI. Использование результатов анализа текстуры при изучении оползней</b> . . . . .	107
1. Оползневой участок Финбанк (г. Хоста) . . . . .	109
2. Оползневой участок Жуковка (г. Керчь) . . . . .	122
3. Оползневой участок Джижикрут (Таджикская ССР) . . . . .	127
4. Изучение минерального состава и структурно-текстурных особенностей пород некоторых других оползневых участков . . . . .	133
5. Обсуждение результатов . . . . .	141
<b>Глава VII. Изучение процессов деформирования глинистых пород рабочими органами полевых приборов по необратимым изменениям текстуры</b> . . . . .	143
1. Лопастные испытания . . . . .	144
2. Статическое зондирование . . . . .	148
3. Прессиометрические испытания . . . . .	153
4. Обсуждение результатов . . . . .	155
<b>Глава VIII. Перспективы использования текстурного анализа для решения геологических задач</b> . . . . .	157
Список литературы . . . . .	162

1 р. 20 к.

1220

НЕДРА